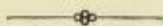


NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE Nr. 84

BIDRAG
TIL
FINMARKENS GEOLOGI

AV
OLAF HOLTEDAHL

MED ENGLISH SUMMARY
21 PLANCHER OG 2 FARVETRYKTE GEOLOGISKE KARTER



KRISTIANIA 1918
I KOMMISSION HOS H. ASCHEHOUG & CO.
A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S

NORGES STATSPRÆF
HOVEDSTYRET

Indholdsfortegnelse.

	Side
Tidligere undersøkelser over Finmarkens fjeldgrund	1
Gradavdelingskartet Altens omraade	
Nogen topografiske bemærkninger.....	17
Prekambrium.....	18
Den underkambriske lerskifer-sandstensavdeling.....	28
Raipas.....	34
Bossekopavdelingen	51
Den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe bergarter	62
Kvartærgeologiske forhold.....	81
Gruber, skjærp, stenbrudd.....	93
Strøket omkring Talvik samt paa østsiden av Altenfjorden.....	98
Det prekambriske omraade sydvest og syd for Altenbladet	117
Strøket øst for Altenbladet samt omkring den indre del av Porsangerfjorden	123
Varangerhalvøen	
Strøket omkring bunden av Varangerfjorden	148
Strøket Skipagurra—Leirpollen	173
Østsiden av Tanafjorden	177
Strøket Tanahorn—Vardø	181
Strøket Vardø—Klubfjeld	199
Strøket Skipagurra—Skoganvarre.....	201
Oversigt	
Prekambrium	210
Den Platysolenites-førende underkambriske lerskifer-sandstensavd.	218
Finmarkens ældre, dolomitførende sandstensrække	221
Finmarkens yngre, tillitførende sandstensrække	264
Den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe bergarter	279
Summary	299
Plancheforklaring	315

RETTELSER:

Under kartskissen s. 99 staar fig. 14; skal være fig. 13.
S. 104 linje 6 f. o. staar magnetit; skal være jernglans.

Det foreliggende arbeide gir resultatet av fire korte somres arbeide i vort nordligste og største amt. Tilsammenlagt har mit ophold i Finmarken i de fire aar, 1914—1917, varet omkring 5 $\frac{1}{2}$ maaned.

Min hovedopgave har været at søke at skaffe litt klarhet i vor opfatning av Finmarkens litet omvandlede lagrækker, „Finmarkens sandstensformationer“. Jeg er da under dette arbeide kommet i berøring ogsaa med andre bergartsgrupper tilhørende DAHLLS Raipas og Gaisa. De kvartærgeologiske forhold har ikke været gjort til gjenstand for specielle studier; kun under omtalen av Altenbladet er en kort oversigt git for at man kunde ha en avsluttet kartbladsbeskrivelse.

Naar undtas et par omraader over hvilke geologiske karter er utarbeidet har min færden i Finmarken nærmest havt karakteren av oversigtsreiser, for at faa klargjort enkelte *hovedtræk* i denne landsdels geologi. Mine resultater maa derfor for en stor del betragtes kun som foreløbige. Jeg haaber at faa anledning til før eller siden at fortsætte mine studier, specielt over de stratigrafiske forhold, for om mulig at bringe de vigtige aldersspørsmal mer paa det rene.

Jeg staar i overordentlig stor taknemlighetsgjæld til konservator, for tiden vikarierende statsgeolog, frk. MIMI JOHNSON, for den overmaade betydelige hjælp hun har ydet mig ved at foreta indgaaende mikroskopiske undersøkelser av et meget stort antal præparater av bergarter, dels fra indlandsstrøkenes prekambrium, dels fra Altenomraadets yngre eruptivserier. For dette store og vigtige arbeide sier jeg herved frk. JOHNSON min allerbedste tak.

Jeg vil ogsaa faa fremføre en tak til prof. dr. V. M. GOLDSCHMIDT for velvillig assistance ved de mikroskopiske undersøkelser, videre til professorerne G. DE GEER og HJ. SJÖGREN, Stockholm, for tilladelse til at gennemse materialet av Heclahook-bergarter fra Spitsbergen i henholdsvis Stockholms Högskolas og Riksmuseets Mineralogiska Afdelnings samlinger. Fra sidstnævnte museum har jeg ogsaa faat utlaant endel stykker til Kristiania. Ved uttagningen av dette materiale har jeg havt en udmerket hjælp av min ven, assistent ved museet, fil. lic. N. ZENZÉN, som jeg ogsaa forøvrig skylder en ganske særlig tak for hans beredvillige meddelelser om de overmaade interessante og vigtige resultater av hans nylig foretagne detaljerte undersøkelser i Kaafjord- og Kvænangendistriktet, oplysninger som i betydelig grad har lettet mig forstaaelsen av forskjellige forhold i de av mig undersøkte, nærliggende strøk.

De fleste av de reproducerte mikrofotografier og fotografier av bergartsstykker er utført av det mat.-naturvidenskabelige fakultets tegner og fotograf, frk. BORGHILD LARSEN; landskapsfotografiene er tat av mig selv, undtagen det pl. II, fig. I, gjengivne panorama, hvortil kopiene velvilligst er utaaant av reninspektør KR. NISSEN.

VII

Ved et bidrag fra universitetets jubilæumsfond har jeg faat anledning til at la utføre de meddelte kemiske analyser, tre fuldstændige bergartsanalyser samt 8 kalk- og magnesia-bestemmelser i karbonatbergarter.

Kristiania, mai 1918.

Olaf Holtedahl.

Tidligere undersøkelser over Finmarkens fjeldgrund.¹

Som Norge forøvrig blev ogsaa Finmarken allerede tidlig i forrige aarhundrede bereist av en række utenlandske geologer, som har efterlatt sig mer eller mindre værdifulde optegnelser om Finmarkens fjeldgrund.

Den kjendte tyske geolog LEOPOLD v. BUCH reiste sommeren 1807 i Vestfinmarken og har git en meget interessant fremstilling av sine iagttagelser i „Reise durch Norwegen und Lappland“.² Særlig utførlig er Altenfjordens omgivelser behandlet. v. Buch er helt klar over at de bergarter han paatraf omkring bunden av Altenfjorden er tydelig forskjellig fra dem, han hadde set i sydligere strøk av det nordlige Norge.

Han fremhæver hvorledes disse sandstens-, skifer- og kalkstensbergarter viser tydelige likhetspunkter med „overgangsformationen“, som den er kjendt længer syd i Europa, uten dog at stemme helt, bl. a. mangler fossiler. Man føres henimot overgangsformationen men ikke ind i den. Han op-

¹ Her omtales væsentlig kun publikationer, som enten omhandler de i det foreliggende arbeide specielt nævnte omraader, eller ogsaa behandler mer generelle spørsmåal vedrørende Finmarkens fjeldbygning. Speciallitteratur vedkommende Finmarkens malmforekomster er ikke medtat.

² Berlin 1810.

summerer sin mening saaledes (II s. 30): „So bietet daher Altens Gegend eine Reihe von Gesteinen dar, welche die primitive mit den neueren Formationen verbindet; — —“.

VARGAS BEDEMAR¹⁾ reiste i Norge aarene 1810—12 samt i 1814 og har utgit en reiseberetning „Reise nach dem hohen Norden durch Schweden, Norwegen und Lappland“ (Frankfurt a. M. 1819) hvori findes to kapitler om Finmarken. Han har deri notater om fjeldgrundens beskaffenhet særlig fra Altenfjordens omgivelser, ogsaa fra Østfinmarkens kyststrøk. I bokens slutningsavsnit „Geognostischer Umriss von Norwegen“, hvortil hører en geologisk kartskisse, gir han for Finmarkens som for de øvrige amters vedkommende en oversigt over kjendte vigtige bergartstyper med forekomststeder. Han omtaler Vest- og Østfinmarken særskilt og nævner for Vestfinmarken ikke mindre end ca. 40 typer, for Østfinmarken 18.

Geologiske bemerkninger fra Vestfinmarkens kyststrøk og Altenfjordens omgivelser findes videre i Rev. ROBERT EVEREST's bok „A Journey through Norway, Lapland and part of Sweden“²⁾. Boken, som omhandler forfatterens reise i 1827 har for os sin væsentlige interesse derved, at der gjengis en geologisk kartskisse over Finmarken, utarbeidet av daværende lektor KEILHAU. Der findes ogsaa en farvelagt geologisk profiltegning over Magerøen.

I „Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde“³⁾ B. 15, 1841, s. 759, har RUSSEGGER git en

¹⁾ Efter Helland: Edvard Romeo, greve av Vargas Bedemar, mineralog og bergmand, f. i Kiel 1770, død i Kjøbenhavn 1845, var bl. a. direktor for det kongelige naturhistoriske museum i Kjøbenhavn.

²⁾ London 1829.

³⁾ Herausgegeben von Karsten und Dechen.

meddelelse om de geologiske forhold ved Kaafjord og Raipas kobberverk („Ueber die Kupferwerke zu Kaarfjord und Raipaas, an der Nordküste von Norwegen, bei Hammerfest“). Heri er trykt en geologisk kartskitse over Kaafjord-området. Han fremhæver sterkt likheten mellem f. eks. dette omraades skifer- graavakke-kalkstensformation og Kristianias „Uebergangsgebilde“. Han nævner endog noget om fossiler: „In den Schiefeln bemerkt man im Allgemeinen keine organischen Reste; doch zeigte mir Obersteiger Thomas, der mir auch die eben erwähnte geognostische Karte mittheilte, Stücke, welche Körper enthielten, die ich für Trilobitenreste halte, die ich aber nicht bestimmen konnte“ (s. 760).

I „Voyages en Scandinavie, en Laponie, au Spitzberg et aux Feröe, pendant les Années 1838, 1839 et 1840“ gir M. I. DUROCHER i afdelingen om geologi, mineralogi og metallurgi endel meddelelser angaaende Finmarken. Durocher fremhæver den store forskjel mellem fjeldgrunden omkring Altenfjorden og gneisfjeldet som opbygger hovedmassen av Sverige. Han kan imidlertid ikke, som RUSSEGGER, slaa Altens berggrund sammen med det sydlige Skandinaviens palæozoiske lagrækker. Hvad der bl. a. gjør at han ikke kan dele denne Ruseggers anskuelse er at Altens lagrækker gaar gradvis over i glimmerskiffer. „Saalangt fra at fylde et bassæng i gneisen, er disse lagrækker dækket av mægtige lag av glimmerskifer og gneis, som strækker sig over store omraader til bortenfor Hammerfest, helt til Nordkap“, (oversat fra s. 318).

Den norske geolog som har git os de første betydelige oplysninger om Finmarkens geologi er B. M. KEILHAU. Han foretok efter i 1826 at være blit utnævnt til lektor ved Universitetet i 1827—28 meget omfattende reiser baade i

Vest- og Østfinmarken. Han har git skildringer av de berei-
ste trakter i sin interessante bok „Reise i Vest- og Østfin-
marken samt til Beeren-Eiland og Spitsbergen“¹ mens de
geologiske iagttagelser og studier er offentliggjort i *Gæa
Norvegica*, hefte 2².

Vi finder her en stor række detaljerte geologiske iagt-
tagelser fra forskjellige omraader av Finmarken, fra det ytre
kyststrøk saavel som fra fjordenes indre deler. Keilhau har
ogsaa sammenfattet sine resultater i et geologisk kart, som
for Østfinmarkens vedkommende gir os hovedtrækkene i
fjeldbygningen paa en merkelig korrekt og tilfredsstillende
maate. Paa kartet som i teksten har Keilhau en inndeling i
følgende led: 1. „Die in Ost-Finmarken auftretende Abtheilung
des großen nordischen Urgneus-Territoriums“ (strøket syd
for Varangerfjorden). 2. „Sandsteine, Conglomerate und
Thonsteine, sandsteinartiger Quartz und Thonschiefer, in Ost-
Finmarken“. 3. Sandsteinartiger Quartz und Thonschiefer,
Glimmerschiefer und splittriger Quartz in Ost- und West-
Finmarken“, 4. „Gneus-District in West-Finmarken“, 5.
„Quartz, Thonschiefer, Kalkstein und Diorit-Bildungen in
West-Finmarken und Quänanger“.

Med hensyn til slutninger om bergartenes alder saa er
Keilhau — naar undtas „Urgneus“-territoriet i syd for
Varangerfjorden — meget forsigtig. Han minder om at
Varangerhalvøens sandstener minder ikke litet om det de-
vonske system (s. 269), likeledes om likheten med Fisker-
halvøens bergarter, hvis lag har været angit som hørende
til devonen. Med hensyn til gruppe nr. 5 saa skriver han

¹ Kristiania 1831.

² Kristiania 1844.

(p. 285): „Daß diese Gruppe von einem oder dem andern Zeitabschnitt der sogenannten Uebergangsperiode herrührt, muß wohl angenommen werden; aber zu einer sicheren und genauen Bestimmung ihrer Bildungszeit sind bis jetzt keine Data vorhanden“. Med hensyn til Ruseggers antagne trilobit-rester mener Keilhau at det utvilsomt har dreiet sig om nogen eiendommelige uorganiske konkretioner som findes i en grøn skifer i Kaafjordomraadet.

I „Beobachtungen über die geognostischen Verhältnisse Finmarkens“ (N. Jahrbuch f. Min. 1847, s. 129) har Geschwornener G. A. NETTO git adskillige meddelelser om Vestfinmarkens bergarter. Her omtales bl. a. profilet i Lille Raipasfjeld.

Den første som har prøvet at gi en mere detaljert inddeling av Finmarkens bergartsgrupper er geschwornener, senere bergmester TELLEF DAHLL. Han fremla i Videnskapsselskapet i Kristiania 12. september 1867 hovedresultatene av to aars reiser, særlig i de indre strøk av Finmarken¹. Hovedtrækkene i den geologiske bygning er fremlagt i et profil fra Kvænangen i Tromsø amt til Vardøhus, en strækning „omtrent 54 geografiske Mile lang“. I tilknytning til dette profil gir han kortfattede beskrivelser av de forskjellige bergarts- eller formationsgrupper som han utskiller. Den lagfølge Dahll oppstiller er følgende (den antagne geologiske alder er tilføiet tilhøire):

Lagfølgen:	Antagen:
1. Alunskifer med sort Kalk.	takonisk ²
2. Haarde Skifere og Lersteen.	silurisk

¹ Om Finmarkens geologie. Forh. i Vid. Selsk. Aar 1867 (Kristiania 1868) s. 213.

² Kambrisk.

Lagfølgen:	Antagen:
3. Raipas ¹ Systemet: brune Skifere, Sandstene og Conglomerat med Magnesiakalk og almindelig Kalksteen	} devonisk
4. Gaisa ² Systemet: a) nedre Sandsteen, Quartsiter, Glimmerskifer, Hornblendeskifer	
b) øvre sort Sandsteen, gul Sandsteen	} Kulformationen
5. Varanger Systemet: bruunt Conglomerat brune Sandstene brune Skifere	

Jeg skal kort berøre Dahlls grunde for de opførte aldersbestemmelser. Det er to av de nævnte grupper som han efter deres petrografiske karakter mener at kunne angi alderen for. Det er nr. 1, den sorte skifer i Alten, som han antar maa være en ekvivalent for de velkjendte alunskifere i Kristianiadalen, og videre mener han at ha et holdepunkt for alderen av nr. 4, Gaisa-systemet, paa grund av dets indhold av grafitlag, hvori han ser forandrede stenkullag. „Det kan saaledes ikke være tvilsomt, at vi i Gaisa Systemet have for os en oprindelig steenkulførende Formation, og ved første Øiekast vil man vel tøve noget, før man deri erkjender den plæozoiske Steenkulsformation, men man bliver ogsaa nødt dertil, naar man seer hen til, at saa

¹ Efter Raipasfjeld i Alten.

² Gaisa (Gaissa), lappisk ord for fjeldtop.

store Masser av Kulstof ikke forekomme i nogen Formation ældre end den plæozoiske Steenkulsformation". Han omtaler ogsaa likheten mellem de kvartsitagtige sandstener — og andre Gaisa-bergarter — og de engelske Coal Measures. De øvrige grupperes alder er da bestemt ved hjælp av de to nævntes.

Dahll offentliggjør i den nævnte avhandling i Vid. Selsk. Forh. sine iagttagelser meget kortfattet og summarisk. De trakter som han omtaler nogenlunde indgaaende er strøket omkring bunden av Altenfjorden — hvor han bl. a. nævner den avvikende lagstilling av Gaisa- i forhold til Raipas-systemet — grafitdistriktet paa Beskades, samt nordsiden av Varangerfjorden. Desuten omhandles guldforekomstene nogenlunde utførlig.

Ved det skandinaviske naturforsker møte i 1880 fremla Dahll kartet over det Nordlige Norge og knyttet endel bemerkninger til dette uten dog at bringe noget nævneværdig nyt¹.

KARL PETERSEN har i flere arbeider omhandlet Vest-Finmarkens kyststrøk, saaledes bl. a. i „Profil gjennom Vest-Finmarken fra Sørø-Sund mod Vest til Porsanger mod Øst“² samt i „De norske kyststrøks geologi“ III og IV³.

I det første av disse arbeider indordner PETERSEN Raipas og Gaisa i en oversigt over de forskjellige avdelinger som paatræffes.

¹ Förhandl. v. de skand. naturforskarnes tolfte möte 1880, Stockholm 1883, s. 281.

² Forh. i Vid. Selsk. i Chria. 1874, s. 180.

³ Archiv for Math. og Nat. B. VIII, 1883 og B. X, 1885 I avsnit III behandles det allervestligste av Finmarkens kystparti: Bergshalvoen, Stjernø, Seiland, Sørø, Kvalø, i IV: Maasø, Havø samt Porsangerhalvoens nordligste del.

Vi har fra ældre til yngre:

- I. Grundfjeld, a. ældre gneisdannelser
b. yngre krystallinske skiferdannelser.
- II. Tromsø glimmerskifergruppe. Antag. ældre takonisk (kambrisk).
- III. Balsfjordens skiferfelt. Ant. yngre takonisk
- IV. Raipas-System (Dahll). Ant. silurisk.
- V. Gaisa-System (Dahll). Ant. devonisk.

Med hensyn til den af Dahll hævdede diskordans mellem de to systemer i Raipasfjeld udtaler Pettersen i sin omtale av forholdene i Alten s. 181: „Saaledes som disse her træde frem — navnlig i Lille- og Store-Raipasfjeld — kan der ikke være Tvivl underkastet, at man her i Virkeligheden har for sig to av hinanden uafhængige Grupper.“

I sit oversigtsarbeide „Det nordlige Sveriges og Norges Geologi“¹ skriver Pettersen under omtalen av Dividalsgruppen (s. 25): „Alten Skiferfelt — Dahlls saakaldte Raipas-System — er likeledes² efter al Sandsynlighed at indordne under Dividalsfeltet. — — — Ogsaa Øst-Finmarkens (Varangernessets) Lerskiferdannelser ere antagelig at indordne under Dividals-Gruppen.“

I „Det nordlige Norges Geologi“³ gir TELLEF DAHLL s. 6—10 er revidert oversigt over fjeldbygningen i Finmarken og desuten s. 11—18 endel geologiske reiseoptegnelser. S. 9—10 faar vi en summarisk oversigt over de afdelinger han utskiller inden det nordlige Norge. Han har:

1. „Urformationen“ med væsentlig gneis, repræsenteret saavel i Finmarkens kyststrøk som i amtets indre.

¹ Archiv for Math. og Naturvd., B. III, 1878.

² Som den tidligere nævnte lagrække i Kvænangen.

³ N. G. U. nr. 4, 1891.

2. „Kambrisk, laveste afdeling“ med glimmerskifer og kalksten, forekomster i Tromsø amt.
3. „Silurisk“ med forskjellige skifre, kvartsit samt kalksten. Balsfjorden, Sørreisen, Salangsdalen.

Saa kommer det som her væsentlig interesserer:

4 a 6000' (1260—1980 m.)	4. „Raipas system“. Violette skifere, grønne tætte skifere, kvartsit, faste skifere, violette og brune sandstene, sjelden konglomerat. Magnesiakalksten med musligt brud betegnende — 30 m. og mere mægtig. Kjendt fra Raipasfjeldene, Reppefjord, Porsanger, Laxefjord, Kvænangen, Dividalen, Kings Bay paa Spitsbergen efter sammenligning med haandstykker i Tromsø museum. Derfra ogsaa violette skifere.
Nedre 1000 a 1500' (310—470 m.)	„Gaisa system“. <i>Lavere.</i> Glinsende lerskifere. Laxefjordens tagskifere. Glimmerskifer. Kvartsiter med glimmer, neppe nogen tydelig sandsten. Herhen Beskades grafit.
Henimot 2000' (630 m.)	<i>Øvre.</i> Tydelige sandstene, gule, røde. Kvartsiter med glimmer og klorit. Sandsten og skifer, røde, brune. Konglomerat-Kvartskonglomerat; Kautokeino, Balsfjorden. Blandet konglomerat — med granit, trap, kvarts, gneis, dolomit — Mortensnæs, Sørholmen.

Derefter følger saa 5. *Jura*, Andøen. DAHLLS reiseop-tegnelser omfatter iagttagelser væsentlig fra strøket omkring Pasvikelven, Mortensnes ved Varangerfjorden, Rastegaisa, Assebagte, samt fra en tur fra Alten til Kautokeino og fra Suolovuobme mot sydvest til Njivlojavre.

I samme publikation „Det nordlige Norges geologi“ gir dr. H. REUSCH et meget stort antal værdifulde geologiske observationer fra en reise i Finmarken 1890. Iagttagelser over det faste fjeld gis for sig s. 22—80, over løsmateriale, strandlinjer o.s.v. s. 80—110.

Observationsmaterialet grupperer sig om følgende strøk: 1. Varangerhalvøen og nærliggende strøk. 2. Porsangerfjorden. 3. Kvaløen og sydsiden av Kvalsund. 4. Bunden av Altenfjorden. Blandt de av Reusch her offentliggjorte vigtige iagttagelser var ogsaa hans fund ved Varangerfjorden av konglomerater, som han opfatter som moræner, forekomster som blev gjort til gjenstand for en specialavhandling: „Skuringsmerker og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end istiden“.¹ Reusch har ellers ikke levert nogen oversigt, hvori han prøver at samle sine iagttagelser over det faste fjeld. Et kapitel av mer generel interesse er om „Forholdet mellem raipas-systemet og gaisa-systemet i Alten efter Dahll og efter Reusch“ (s. 70). Det gjælder her spørsmålet om diskordans mellem de to systemer. S. 73—74 opsummerer han resultatet av undersøkelsen i Raipasfjeld saaledes: „Bergarten i Store Reipasfjeldets øvre del ligger vistnok ovenpaa den massive kvartsitiske sandsten, hvori dolomitlagene og den dem ledsagende skifer forekommer; men en afvigende overleining lader sig ikke eftervise“.

¹ N. G. U. Aarbok for 1891.

Med hensyn til Finmarksformationenes alder saa omtaler Reusch s. 49 de formodninger som er fremsat om „den formodede devon paa Kolahalvøen“ samt Keilhaus og Dahlls anskuelse. Reusch selv udtaler: „Nærværende forfatter anser det derimot ikke for usandsynlig, at ogsaa Østfinmarkens „yngre“ bergarter indgaar i den cambrisk-siluriske lagfølge, der ellers er den herskende over grundfjeldet paa Den skandinaviske Halvø. „Sparagmitformationen“ i den østlige del av det sydlige Norge frembyder forhold, som ikke er ulige Øst-Finmarkens. Forresten kan man vanskelig fremsætte andet end løse formodninger, indtil fossiler er fremfundne“.

I en liten avhandling „Om de av Dr. Reusch i Østfinmarken iagttagne præglaciale skuringsmerker“¹ drar O. E. SCHIØTZ den høie alder av skuringsstripene ved Bigganjargga i tvil, idet han hævder at de godt kan være dannet under den kvartære istid. REUSCH hævder i et svar² sin tidligere opfatning.³

Varangerstrøkets geologi er behandlet av AUBREY STRAHAN i en avhandling „On Glacial Phenomena of Palæozoic Age in the Varanger Fiord“⁴, hvori han bl. a. helt ut slutter sig til Reusch's antagelse om en glacial oprindelse av de eiendommelige konglomeratdannelser ved Varangerfjorden.

Den samme trakt har været studert av ADOLF DAL som har offentliggjort en avhandling „Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden“.⁵ I begge disse arbeider fremføres det vigtige faktum at sandsten er iagttat liggende paa gneis ved Karlbotn.

¹ Nyt Mag. for Nat., 35, 1896, s. 1.

² Sammesteds s. 11.

³ Se ogsaa Norsk geol. tidsskrift I, h. 4, nr. 13, s. 15.

⁴ Quart. Journal, 53, 1897, s. 137.

⁵ N. G. U. 28. Aarboek 1896—99. Se ogsaa Norsk geol. tidsskr. I, 13, s. 31.

I en artikel „Et stykke af det Timanske bjergkjædesystem i Norge“¹ fremsætter REUSCH den formodning at vi i Østfinmarken muligens kan spore den Timanske fjeldkjædefoldning, som fortsætter fra Timan over Kildin og Fiskerhalvøen til Varangertraktens sandstensomraade.

I sin avhandling „Om formationsgrupperna inom det nordligaste Skandinavien“² slutter A. E. TÖRNEBOHM sig til K. Pettersens opfatning, at Raipas ekvivalerer Dividalsgruppen, som er silur³ og da Varangersandstenen ifølge Dahll tilhører øvre Gaisa og Gaisa ligger diskordant paa Raipas finder han en yngre, devonsk alder sandsynlig for Varangerhalvøens sandstener.

I 1903 har REUSCH i et arbeide „Fra det indre av Finmarken“⁴ offentliggjort talrike iagttagelser, resultatet av en reise sommeren 1901 væsentlig i trakten Alten-Karasjøk. I nogen almindelige bemerkninger s. 6—7 gjør Reusch bl. a. opmersom paa svakheter ved DAHLLS inndeling, og paa de ofte forholdsvis litet omvandlede bergarter i det indre grundfjeldsomraade. Han nævner at „Denne forbindelse av kvartsit og hornblendeskifer minder om visse dele av den algonkiske telemarksformation; men det kan jo bare være en tilfældig likhet.“ Med hensyn til Raipas og Gaisa nævner han — som en mulighet som kunde tænkes — at de øverste skifrige kvartsitiske bergarter i Store Raipasfjeld kunde tydes som algonk, „der ved en forskyvning var kommen over massiv feldspatførende senere dannet sandsten“ (s. 7).

¹ Norsk geografiske selsk. aarbok 1898—99, Kria. 1900, s. 90

² Geol. Fören. i Stockholm Förh. B. 23, 1901, 206.

³ I videre forstand (kambro-silur).

⁴ N. G. U. 36. Aarb. för 1903.

I „Topografisk-statistisk beskrivelse over Finmarkens amt“ (Kristiania 1905) har AMUND HELLAND git en oversigt over de geologiske forhold i Finmarken (B. I, s. 127). Han skiller der mellem følgende hovedomraader: I. Strøket nord-vest for en linje fra Nordkap, gennem Vargsund og gennem munden av Langfjorden i Alten. Her har man et gneisland bestaaende av grundfjeldets lag; desuten forekommer gabbro. II. Strøket mellem den nævnte linje og en anden: fra Varangerfjordens bund mot vest-sydvest til Gaissene nær Porsangerfjordens bund og videre i samme retning til linjen træffer Altenelven, dernæst opover Altenelven hen mot Kautokeino. Næsten alt dette land er yngre og bestaar væsentlig av haard sandsten, konglomerater, kvartsit og lerskifer. III. Landet søndenfor sidstnævnte linje med væsentlig gneis og granit.

Forøvrig nævnes efter den foreliggende literatur formodninger om bergartsgruppens alder, likesom en del detaljer om fjeldgrunden i de bedst kjendte strøk.

Flere finske geologer som RAMSAY og FIEANDT har under sin omtale av sandstensfeltene langs Ruslands nordkyst kortelig omtalt Varangerhalvøens lagrække og fremhævet de paafaldende likhetspunkter. Den finske geolog TANNER har selv gjort indgaaende undersøkelser i Finmarken, dog omtrent udelukkende omfattende kvartærgeologiske forhold. Hans publikationer er de velkjendte „Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar“, I og II¹. I den første av disse avhandlinger finder man endel indledende bemerkninger om det faste fjeld, bl. a. er paa en kartskisse antydet to forskjellige foldningsretninger svarende

¹ Fennia. B. 23, 1906 og B. 26, 1907.

til det kaledonske og til det timanske fjeldkjædestrøk. Leilighetsvis meddeles endel oplysninger om fjeldgrunden ved de kvartærgeologisk nærmere studerte lokaliteter.

Paa sin „Översiktskarta över Skandinavien“ (1908) har TÖRNEBOHM forandret sin opfatning fra 1901, idet han der sammenstiller Raipasgruppen med det søndenfjeldske Norges undre sparagmitavdeling, det sydøstlige belte av Gaisa (altsaa medtagende omraadet paa nordsiden av Varangerfjorden) med øvre sparagmitavdeling, det nordvestre belte med „Åreskiffrar, Tromsø glimmerskiffergrupp“, efter Törnebohm sparagmitavdelingenes vestlige facies. Han har saaledes foiet Finmarkens formation ind som et nordlig, avsluttende led i fjeldkjædens systemer.

I et foredrag i Norsk geol. forening i november 1909 meddeler G. HOLMSEN at han mellem Kongsøfjord og Baasfjord trodde at ha set merker efter to bjergkjædedannelser og at der er en tiltagende tydelighet i fænomenet, eftersom man gaar østover¹.

I sin bok „Norges Geologi“² har REUSCH s. 136—139 et kapitel om Finmarkens amt, hvori er meddelt endel oplysninger efter den foreliggende litteratur. Om den geologiske alder av Raipas og Gaisa uttales intet.

Av forholdsvis nye uttalelser om den sandsynlige alder av „Finmarksformationene“ kan nævnes A. G. HÖGBOMS i hans oversigtsverk om Fennoskandia i Handbuch der regionalen Geologie, B. IV, 3 Abt., 1913. Han skriver her s. 75—76 under avsnittet „Die Sandsteinformation von Finmarken“: „Es ist auch nicht aufgeklärt, wie die mit dem Namen Raipas-

¹ Norsk geol. tidsskrift, I, 13, s. 55.

² N. G. U. Nr. 50, 1910.

und Gaisasysteme bezeichneten Sandsteinformationen im nordöstlichsten Norwegen, welche u. a. die Warangerhalbinsel einnehmen, sich zu den in Westen angrenzenden Hochgebirgsformationen verhalten. Sie scheinen jedoch ausserhalb der Gebirgsbildung, die diese getroffen hat, zu liegen. — —

Möglich indessen, wäre es auch, daß die fraglichen Sandsteinkomplexe mit der präkambrischen Sparagmitformation oder dem Dalasandstein verglichen werden könnten, und daß die Tromsøschiefer sie mit Ueberschiebungskontakten überlagerten". — —

I et foredrag i Norsk geol. forening mars 1914 om „Kysteruptiverne i Tromsø amt“ kommer TH. VOGT ogsaa ind paa eruptivene i Vestfinmarken¹. Om gabbrofeltene i Tromsø og Finmarken uttales at de efter Karl Pettersens avhandlinger synes at være yngre end skiferne. Videre synes der at være en genetisk sammenheng mellem lofotbergarterne og kysteruptivene videre mot nord.

Nogen foreløbige meddelelser om mine egne undersøkelser i Alten 1914 blev trykt vaaren 1915². Det væsentlige i denne lille fremstilling var opplysningen om at der forekom i indlandet søndenfor Altenfjordens bund en sedimentær serie, som baade efter sine bergarter og sin geologiske optræden maatte ansees som en nordøstlig fortsættelse av den underkambriske Hyolithuszone — eller Dividualsgruppe — længer i sydvest. Denne serie var overleiret av omvandlede skifrigte bergarter, som tilfældet er længre sydover i fjeldkjæden. Videre nævnes bl. a. forekomsten av *Gymnosolen* lignende strukturer i dolomit i Raipasfjeld. Raipasavdelingen omkring Bossekop antas at være av ung prekambrisk alder.

¹ Norsk geol. tidsskrift III, h. 3, s. 67.

² N. G. U. Aarbok 1915, II.

Disse foreløbige meddelelser blev først git i et foredrag i Norsk Geol. Forening i februar 1915 og i diskussionen herom fremkom J. KLÆR med forskjellige oplysninger om sandstenslagrækken ved Varangerfjorden (se Norsk Geol. Tidsskr. B. IV, H. 1, s. 32).

I ganske ny tid har foruten forfatteren ogsaa andre geologer arbeidet i Finmarken, men resultatene foreligger endnu ikke trykt. Sommeren 1914 arbeidet N. ZENZÉN i Kaafjorddistriktet, hvor han indgaaende studerte Raipas-seriens bergarter og geologiske forhold. Samme sommer foretok TH. VOGT undersøkelser i Vestfinmarkens kyststrøk. I 1915 fortsatte ZENZÉN sine studier over Raipas, nu i Kvænangenomraadet i Tromsø amt. Om sine resultater her holdt han foredrag i Geol. Föreningen i Stockholm i mars 1916¹. Endelig har TH. VOGT arbeidet inden kartbladet Hammerfests omraade sommeren 1916 og gav i møte i Norsk geologisk forening januar i 1917 endel meddelelser om sine resultater her² likesom han kom ind paa forholdene i Raipasfjeld i Alten, som ogsaa var besøkt (se s. 56).

Referat av et foredrag nærværende forfatter holdt i Geologiska Föreningen i Stockholm i februar 1917 om geologiske iagttagelser fra Finmarken er trykt i foreningens tidsskrift, b. 39, h. 2.

¹ Se G. F. F., b. 38, h. 3.

² Se Naturen 1917, nr. 3, s. 96.

Gradavdelingskartet Altens omraade.¹

Nogen topografiske bemerkninger.

Topografisk likesaavelsom geologisk falder landet inden kartbladet i følgende tre hovedomraader, hvorav det midterste er det i størrelse aldeles overveiende:

1. Længst i nordvest, omkring Altenelvens nederste del, møter vi et lavt furuklædt landskap hvor kun her og der mindre fjeldknauser stikker op av løsmassenes terrasseflater. Det eneste nogenlunde betydelige fjeldparti inden omraadet er Kongshavnfjeldet, 212 m. høit.

2. Avgrenset mot dette lave land ved temmelig steile fjeldskraaninger kommer det andet omraade, de store bølgerende vidder, lyng- og mosklædte flyer uten trøvegetation, naar undtas i de ofte skarpt indskaarne daler, hvorav Altenelvens dal er den betydeligste. Den gjennemsnitlige høide paa disse vidder er omkring 500 m.; høieste punkt — samtidig høieste punkt inden kartomraadet — er omkring 720 m., som naaes i fjeldpartiet Seinos ved kartets nordgrænse. Fast fjeld ser man i dette midtre omraade meget litet av undtagen i steile dalsider.

3. I sydøst begrænses de omtalte vidder av en vel markert skrænt, den senere nøiere omtalte *glint*, som fører ned til det tredje hovedomraade, i kartets sydøstre hjørne. Ogsaa her ser man mest trøløse vidder men landskapet har en mer smaaakupert karakter med endel forholdsvis skarpt oprakende fjeldknauser. Et særtræk for dette sydøstre omraade er den mængde vand og sjøer som her findes og

¹ Hertil geologisk kart.

Norges Geol. Unders. Nr. 84.

hvis kystlinje i regelen har et langt mere indviklet, bugtet forløp end tilfældet er med sjøene i det midtre strøk. Helt i karthjørnet sees den nordvestre del av Finmarkens største indsjø, Jesjavrre med en utallighet av bugter og vikar.

Fast bebyggelse findes praktisk talt kun paa lavlandet i nordvest. Her har man *Bossekop* paa skraaningen av den store sandryg som her reiser sig fra fjorden, videre endel bebyggelse ved dampskibsanløpsstedet *Bugten* og endelig *Elvebakken*, det tættast bebyggede strøk inden kartbladet.

Ogsaa op gjennem de store, til en begyndelse brede dalfører, Altendalen og Tverelvdalen er der adskillig fast bebyggelse og her findes distriktets største og bedste gaardsbruk. Den bebyggelse som findes naar man kommer over en mil indover fra kysten er rent forsvindende; der er endel sætre samt nogen fiskehytter, væsentlig langs Altenelven, og endelig statens stuer: en skogstue ved Eibyelven, en (nedlagt) poststue ved Bojobæske paa sommerveien til Karasjok, en telegrafstue, St. Hans-stuen, omkring 30 km. ØSØ for Bossekop samt de to fjeldstuer med fastboende folk, Gargia, paa Kautokeinoveien og Jotkajavrre-stuen paa vinterveien til Karasjok.

Prekambrium.

Kartomraadets ældste, forkambriske fjeldgrund anstaar over et forholdsvis litet, tilnærmet trekantet strøk i kartets sydøstre hjørne, svarende til det ovenfor omtalte omraade nr. 3. Mens fast fjeld inden størsteparten av dette omraade kun findes i forholdsvis faa, isolert beliggende knauser har man efter Altenelvns dal et sammenhængende snit i fjeldgrunden. Dette snit frembyr imidlertid den vanskelighet at

en stor del av det er praktisk talt utilgjengelig, idet selve dalbunden over en længere strækning absolut ikke byr nogen fremkomst likesom fjeldsidene selv er saa bratte at enhver passage av dem er utelukket. Dette gjælder særlig det 3¹/₂ km. lange parti av elveløpet fra Jotkajokkas munding og opover, et parti som er vidt berømt for sin vildhet, med den skummende elv dypt nede mellem lodrette fjeldvægger.

De prekambriske bergarter har et meget *regelmæssig, nordøstlig strøk*, og ligger — med denne retning av foldingsaksene — i jevne, tilsyneladende ikke skarpe folder. Faldet er i almindelighet adskillig under 45⁰. Efter Altendalens profil har man regnet fra nordvest først en skaal, hvis nordvestside viser et forholdsvis steilt, sydøstsiden et meget svakt fald mot skaalens centrum, som ligger henimot 2 km. sydøst for Savtso fiskehytte. Bergartene viser saa svævende lagstilling indtil de atter stiger noget mot sydøst for endelig, nær kartets sydrand, at falde mot sydøst.

Man faar nordvestligst en skaal, sydøstligst en sadel, forbundet over en længere strækning med omtrent flattliggende lag. Efter hvad jeg har set i fjeldpartiene henimot kartets østrand synes ogsaa her tilsvarende lagstillinger at fremherske.

Bergartene inden omraadet er dels av sedimentær, dels av eruptiv oprindelse. Alle viser de en sterkt omvandlet karakter.

Følgende hovedtyper kan utskilles idet vi begynder med sedimentære dannelser.

Finkornige glimmerskifre med overgang til glimmerrike, tildels sterkt karbonatførende kvartsiter. Bedst blottet i Altenelvens kløft ovenfor Jotkajokka. Man har da her forskjellige variteter.

Nær over det nedenfor omtalte eruptivparti paa vestsiden av Altenelven ret overfor Jotkajokkas munding forekommer en finkornig glimmerskifer, som fører adskillig lyse mineraler. Bergarten er mikroskopisk undersøkt av frk. JOHNSON, som uttaler: „kontaktmetamorfosert sediment med masser av nydannet biotit og turmalin. Hovedmineraler: kvarts og oligoklasalbit, desuten epidot, apatit, jernmalm og kis samt litt muskovit.“ En lignende glimmerskifer fra et noget høiere nivåa er ogsaa undersøkt i præparat: „kontaktomvandlet kalkholdig sparagmit med avrundede korn av schakbret-albit. Meget kvarts og kalkspat. Ellers: biotit, nydannet, tildels som „eg“ i feldspaten, kis og et metamikt amorft mineral, muligens oprindelig ortit.

Den herskende bergart i de stupbratte vægger længer opover langs elven (se pl. I, fig. 2), i et nivåa som kommer under eruptivindleiringene (faldet er svakt nordvestlig til næsten flatt) er en meget finkornig, utpræget skifrig, graa til rødlig, noget karbonatholdig kvartsitisk bergart med mængder av parallelorienterte bitte smaa glimmerskjæl. Efter mikroskopisk undersøkelse av et præparat av denne bergart uttaler frk. Johnson: „metamorf, uren kalksandsten (kvartsit) bestaaende hovedsagelig av finkornig kvarts. Ved siden herav findes albit med epidotindeslutninger, i underordnet mængde i forhold til kvartsen. Desuten klastisk ortit og zirkon samt en mængde nydannet biotit.“

Længer sydøstover, paa høiden straks ovenfor den bratte skrænt mot elven har jeg i Jægelduoddars (Mosefjeldets) østlige del iagttat en forholdsvis meget grovkrySTALLINSK skiferbergart, en øieglimmerskifer, som efter frk. Johnson repræsenterer en „kontaktomvandlet kalksandsten med masser av nydannet skapolit og biotit.“ Denne bergart tilhører

i hovedsaken samme serie som den sidst beskrevne type og er antagelig bare en sterkere metamorf facies av denne, idet den ligger forholdsvis nær de store masser av basiske eruptiver, som findes noget længer i sydøst.

Forholdsvis lyse, glimmerfattigere, skifrige kvartsiter.

I flere av fjeldpartiene paa østsiden av Altenelven, saaledes i Spierkkoavve (Braakfjeld) og Fiellasöokka (sydvest for Braakfjeld) likesom i den sydøstlige del av Ginnosvarre er iagttat en forholdsvis lys, graa til grønlig, skifrig kvartsitisk bergart, som ved sin forholdsvis større rikdom paa lyse mineraler skiller sig fra de tidligere nævnte glimmerrike sedimentærbergarter. Om et præparat fra Fiellasöokka uttaler frk. Johnson: „metamorf, uren sandsten (kvartsit) med klastiske epidot- og albit- samt magnetitkorn. Feldspatkornene er av samme størrelsesorden som kvartsen. Meget mindre feldspat end kvarts. Nydannet grønlig-brun biotit.“ Fra Spierkkoavve: „metamorf, meget uren sandsten med smukt vekslende grovkornige og finkornige lag. Foruten kvarts adskillig mikroklin og litt albit. Nydannet biotit og hornblendeligger omtrent parallel lagningen. Desuten findes endel, dog ikke ret meget epidot. Hornblenden av en eendommelig type: α (lys grønliggul) $\ll \gamma$ (intens blaagrøn) $\leq \beta$ (skidden brungrøn, meget mørk, næsten ugjennemsiktig). Akseplan parallel 010. 2V meget liten, $\gamma - \alpha = 0,014$.“

Hvitlig, massiv, glasagtig kvartsit forekommer i et litet fjeldparti nord-nordøst for Jesjavrres længst mot nord gaaende arm. Kvartskornene viser i mikroskop polygonal begrænsning, dels med helt skarpe, dels med noget avrundede hjørner. Kornstørrelsen varierer adskillig, er i gjennemsnit 0,2 mm. maksimalt næsten 1 mm. Feldspat ikke iagttat.

I samme trakt forekommer *dolomit*, et sted grænsende ind til nævnte kvartsit, tilsyneladende overleirende denne. Dolomiten kan bedst sees i nogen knauser like ved den østre strand av den ovenfor nævnte arm av Jesjavrre. Bergarten er her hvitagtig, finkrystallinsk, temmelig løs og viser paa et sted vakre, optil 5 cm. lange krystaller av tremolit. Videre fandtes uregelmæssige knolleagtige partier med kvarts som muligens oprindelig kan ha været flintknoller. Efter prøve med syre samt med jernklorid-ammoniumsulfid vil jeg anta at man har for sig en sterkt dolomitisk karbonatbergart, omend neppe en normaldolomit.

En meget eiendommelig, tildels karbonatrik bergart blev paatruffet ved sommerveien til Karasjok, like i kartranden, sydøst for Bojobæske-stuen, hvor den anstaar i nogen lave knauser. Ved første øiekast tror man at ha en konglomeratbergart for sig, idet den forvitrede overflate viser en mængde, nottestore, eller mindre, kvartskuler. Paa friskt brudd og helst slepen flate ser man at det ikke dreier sig om noget almindelig konglomerat. I en mest rødlig, temmelig grovkrystallinsk dolomitisk grundmasse (bruser ikke for fortyndet, neppe nok for konc. saltsyre) ligger større og mindre hvitagtige, runde eller avlange partier av kvarts, som under mikroskop viser sig at indeholde mængder av smaa albitkrystaller. Albit findes rikelig ogsaa i den dolomitiske grundmasse. Kvartsen i kulene viser, motsat de smaa spredte albit, parallelutslukning. Man har her for sig en meget eiendommelig, sterkt omvandlet karbonatrik bergart, hvori kvarts-albitkulene i sin nuværende form sikkert optrær som en sekundær dannelse, der skyldes en intens metamorfose.

Paa vestsiden av Altenelven er dolomit paatruffet i den sydlige skraaning av Jægelduoddar, omtrent 2 km. fra kart-

bladets sydrand. Jeg iagttok her i et litet fjeldparti en fin-kornig, dog tydelig krystallinsk, løs rødlig dolomit (eller sterkt magnesiaholdig kalksten). Ogsaa her saaes fuldt av uregelmæssige klumpformige partier av kvarts bestaaende av smaa polygonalt begrænsede korn.

Det fremgaar av det foregaaende at man inden dette lille omraade har repræsenteret sedimentbergarter der ogsaa primært har været av meget forskjellig karakter. Svarende til de sterkt glimmerrike bergarter ved Altenelven har man havt kvartsrike lerskifre, videre lerholdige og ogsaa karbo-natholdige sandstener samt ren kvartssandsten. Dertil dolo-mit. Med hensyn til de stratigrafiske forhold i dette kom-pleks tør jeg ikke uttale mig med sikkerhet. Det synes dog som om saavel den glasagtige kvartsit som dolomiten til-hører en forholdsvis lav del av den hele sedimentserie.

I dette kompleks findes som parallel-indleirede masser forskjellige *eruptivbergarter*. De findes, som det sees efter Altendalen, væsentlig i to strøk, det ene aller nordligst i omraadet, fra Jotkajokkas munding og nedover langs Al-tenelven — i den omtalte synklinal — det andet skjærer Altenelven nær kartets sydgrænse. Hørende til dette sidste har man muligens Ginnosvarre-partiet.

For begge strøk karakteristiske eruptivbergarter er for-skjellige *amfiboliter*, sortagtige grovkrystallinske hornblende-bergarter uten skifrihet, i enkelte tilfælder næsten uten lyse mineraler, derimot noget kisleerende, i andre indehol-dende endel feldspat eller ogsaa, som paavist av frk. Johnson i præparat, *skapolit*.

En prøve tat fra amfibolitfeltet paa vestsiden av Alten-elven nær kartets sydrand er efter frk. Johnson: „omvand-let basisk eller intermediær dypbergart, vistnok av opdalit-

lignende type. Bestaar nu av albit og hornblende, den sidste er uralit med rand av nydannet mineral. I hornblenden er under uralitiseringen utskilt adskillig jernerts, hvorfor den oprindelige pyroxen maa antas at ha været jernrik. Desuten findes epidot som sekundær dannelse. Endel skidden grøn-brun biotit kan tyde paa kontaktmetamorfose. Mellemmas-sen mellem de større albit- og hornblendeindivider utgjøres av albit og kvarts i en grov myrmekitagtig sammenvoksning, muligens ogsaa primær kvarts.“

Om en anden prøve, hvor hornblenden er noget mindre dominerende, uttaler frk. Johnson: „omvandlet gabbrobergart med fremherskende mineraler albit og hornblende, desuten store mængder av titanjern med titantrand.“

Disse massive bergarter synes opad, mot nordvest, at gaa over i mer skifrige, hornblendeskiferlignende bergarter, og over disse kommer da de tidligere (s. 20, 22) omtalte sedimentærbergarter, karbonatholdig glimmerskifer og dolomit.

I Ginnostrarre, nord for Jesjavrre, anstaar i en nord-øststrykende fjeldryg en omvandlet, presset, gabbrolignende, middels grovkrystallinsk bergart, hvor det dominerende lyse mineral viser sig at være skapolit: „bergarten bestaar væ-sentlig av skapolit og hornblende, desuten findes epidot, kvarts og titanit. Den ligner meget mikrofotografier av de av N. Sundius beskrevne Kiruna-grønstene.“

Under denne meget hornblenderike bergart anstaar en lysere, graa, utpræget skifrig, meget finkornig bergart, om hvilken frk. Johnson uttaler: „kan ha været en gabbroid eruptivbergart, muligens dagbergart, sterkt omvandlet. Mine-raler: plagioklas (ca. 20 pct. An.), hornblende, apatit, kvarts, jernglans, titanit, rutil.“

En noget skifrig finkornig amfibolit, der ogsaa kunde kaldes hornblendeskifer og som anstaar under det nedenfor nævnte eruptivparti ved „toppen“ like overfor Jotkajokkas munding er mikroskopisk undersøkt: „omvandlet basisk eruptivbergart, uralitisert. Bestaar nu av albit (ca. 10 pct. An.), hornblende og biotit, adskillig karbonat, litt kvarts og apatit. Hornblenden indeslutter, foruten endel nydannet biotit, parallel sin spaltbarhet naaler av et sterkt lysbrytende mineral, muligens rutil, muligens ogsaa arkansit, stammer derfor sandsynligvis fra en titanrik pyroxen, hvilket kan tyde paa at bergarten har været en basisk alkalibergart.“

I dette nordlige strøk ved Altenelven mellem Savtso og Jotkajokka optrær foruten feldspatfattig, grovkrystallinsk, kisleførende amfibolit, samt hornblendeskifer, ogsaa lysere eruptivbergarter, der likesom amfiboliten ligger i lagformige masser av ikke særlig betydelig tykkelse.

En middelskornig, tydeligvis sterkt omdannet, nogenlunde lys, grønlig gabbroagtig bergart, der laa indleiret i amfibolit og syntes at indeholde brudstykker av denne, er efter frk. Johnson: „uralit—saussuritgabbro bestaaende av plagioklas (ca. 10 pct. An.), nydannet, sekundær epidot, tildels aggregert i feldspaten, uralit—hornblende med meget svak pleokroisme og endelig endel titanit.“

Man har paa flere steder, mellem den paa kartet avsatte amfibolit og Jotkajokka, blottet fjeld av utpræget *surere* type, graa til rødlig, middels lyse bergarter med granitisk, ofte noget porfyrisk habitus, dog som regel hornblendeførende.

En temmelig grovkrystallinsk, meget hornblenderik, noget skifrig bergart, som anstaar direkte under den overliggende lerskiferserie omtrent ret under Torghatten (se grad-

avd. kartet) er en „eruptivbergart av oprindelig vistnok dioritisk eller kvartsdioritisk sammensætning. Store albiter fyldte med epidot i en grundmasse av albit, kvarts, epidot og titanit (muligens pseudomorfoser efter titanjern).“

En granitlignende, svakt porfyrisk bergart, der som en 4 m. mægtig indleiring i hornblendeskifer anstaar nær elven sydvest for Torghatten, er efter frk. Johnson: „metamorf porfyrisk bergart av trondhjemit-gruppen med strøkorn av zonarbygget plagioklas (10—20 pct. An.), sterkt dekomponert under dannelse av epidot. Grundmassen utgjøres av kvarts og mikroklin. Endel nydannet biotit, skidden grøngraa, og sekundært karbonat.“ Om en ganske lys, finkornet aplitisk bergart i en tynd (1½ m. tyk) parallelindleiret gang litt ovenfor uttales: „en leukokrat eruptivbergart bestaaende næsten utelukkende av plagioklas og kvarts. Plagioklasen med ca. 28 pct. An. Litt jernrust og magnetkis, ellers ingen mørke mineraler. Kan være differentiationsled av en kvartsdioritisk bergart.“

Fra et noget større, langt mægtigere parti med forholdsvis sure bergarter, anstaaende paa østsiden av elven, hvor denne svinger, $\frac{2}{3}$ km. nord for Jotkajokkas munding, er en prøve av en rødlig middelskornig granitlignende eruptivbergart mikroskopert: „overgangstype kvartsdiorit-trondhjemit, mindende lidt om alpine tonaliter. Indeholder store albiter (ca. 5 pct. An.), undertiden med mikroklinrand, i en grundmasse av albit, mikrolin og kvarts. Desuten forekommer en del biotit og almindelig grøn amfibol, sekundær epidot, litt titanit, svovlkis med magnetitrånd, metamikt amorf ortit med epidotrand. De mørke mineraler er gjerne aggregert i klumper av hornblende-biotit-epidot-titanit.“

Paa vestsiden av Altenelven, likeoverfor Jotkajokkas munding, et punkt i elven, som kaldes „toppen“, da elven ovenfor blir ufarbar, sees en 12 m. mægtig lys eruptivgang, liggende konformt over hornblendeskifer og under finkornig glimmerskifer. Bergarten varierer noget inden de tolv meter, gjennemgaaende er den graa til rødlig graa, noget porfyrisk og ganske svakt skifrig. En skifrig graa varietet fra den nedre del er efter frk. Johnson: „porfyrisk eruptivbergart av adamellitisk eller trondhjemitisk typus med strøkorn av zonarbygget plagioklas med en ytterste rand av ortoklas i en meget finkornig grundmasse av mikrolin og kvarts. Bergarten har været utsat for noget tryk, der ytrer sig i bøining av strøkornene og parallelanordning av nykrystallisert biotit.“

Der synes forøvrig heroppe ved „toppen“ at gaa en forkastning efter elveløpet, da forholdene paa øst- og vestsiden av elven ikke svarer til hverandre.

Eruptivene inden vort omraade falder i hovedsaken i *to hovedtyper*, der dog til en vis grad synes at være forbundet ved overganger, en melanokrat, basisk — rik paa sekundært dannet hornblende — hvis mest karakteristiske repræsentant er en amfibolit, mer eller mindre feldspathoidig, eller med feldspaten omdannet til skapolit. Ved siden av grovkrystallinske, masseformede bergarter har man av denne basiske type ogsaa sterkt skifrige bergarter, hornblendeskifre. Den anden, mer leukokrate type, bestaar av kvartsførende plagioklasrike bergarter av *trondhjemit*-typus.¹ Disse sidste har

¹ V. M. GOLDSCHMIDT: Geol. Petrogr. Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid. Selsk. Skrifter. Mat.-Nat. Kl. 1916, s. 75.

i almindelighed en noget porfyrisk struktur og for det meste antydning til skifrigbet. Karakteristisk for samtlige eruptivbergarter er: en overordentlig sterk omvandling med uralisering og epidotisering, dernæst en optræden i parallelt begrænsede masser liggende konformt med de sikre sedimentbergarter. Tykkelsen av disse partier varierer sterkt, fra flere hundrede meter, som tilfældet er med de amfibolitiske bergarter i det søndre strøk, og til ganske faa meter eller endda mindre, som man ser det fra „toppen“ og nedover.

Praktisk talt alle de her omtalte eruptivbergarter, baade de basiske og de surere, maa efter sin struktur opfattes som injicerte masser og ikke som lavabergarter, hvad deres lagformige optræden jo kunde tyde paa. Tilgrænsende sedimentbergarter viser da ogsaa efter frk. Johnsons undersøkelser i adskillige tilfælder en tydelig kontaktmetamorfose.

Den underkambriske lerskifer-sandstensavdeling.

(Hyalithuszonen, Dividualgruppen.)

Efter avslutningen av de jordskorpebevægelser som la de ovenfor omtalte bergarter i folder og fremkaldte en væsentlig del av deres sterke omvandling har de nedbrytende kræfter i lange tider virket paa den sikkerlig engang utpræget ujevne jordoverflate, som engang eksisterte i disse strøk. Som praktisk talt overalt ellers i Skandinavien ser vi hvordan denne overflate ved den palæozoiske tids indtræden var utjevnet, nednivellert til en overmaate jevn flate, peneplanet.

At denne subkambriske overflate har været meget jevn fremgaar direkte av forløpet av grænselinjen prekambrium-

kambrium. Om end selve grænsen kun er iagttat paa etpar steder fremgaar linjens beliggenhet temmelig tydelig av overflatens form, idet lerskifer-sandstensavdelingens utgaaende lag reiser sig med en steil, av ur bedækket skrænt op fra den prekambriske fjeldgrunds flatere terræng, slik som det kan sees baade i selve Altendalen, særlig paa østsiden, og i strøket langs glinten videre i øst.

Sammenligner man høiedetallene for grænseplanet paa de steder, hvor det kan erkjendes, blir resultatet at man finder samme høide for punkter som ligger efter retningen $\text{Ø } 30^{\circ} \text{ N}$ og at man har et svakt fald av den subkambriske overflate lodret denne retning, mot nordnordvest. Med hensyn til peneplanet fald saa kan man i Altendalens snit efter kartet — samt kontrollerende barometermaalinger — opkonstruere dette. Det viser en jevn heldning av omtrent 70 m. pr. km., d. v. s. 1 paa 14.

Flere steder, men særlig paa høiden straks øst for Altendalen, har den prekambriske fjeldgrund i utpræget grad bevart sin oprindelige jevne overflate i betydelig avstand fra det nuværende sedimentdække.

Den underkambriske sedimentserie med sine bløte lerskifre med indleirede sandstensbænker er en avdeling som er godt og tydelig begrænset ikke bare nedad men i almindelighet ogsaa opad, idet den overleires av fjeldkjædens „haardskifre“, mylonitiske kvartsitlignende bergarter, der ligger som en kompakt plate med jevn og skarpt begrænset underflate (se pl. II, fig. 1). Avdelingens mægtighet synes overalt, hvor man kan bedømme den, at være omtrent ens, 150—160 m.

Jeg har ikke anvendt megen tid paa et detaljert studium av denne avdeling, hverken til en nøiagtig stratigrafisk op-

maaling eller til letning efter fossiler, begge dele arbejder som tar overmaate megen tid.

Allerede en foreløbig undersøkelse viser jo at det dreier sig om en lagserie av helt lignende karakter som Hyolithus-zonen f. eks. ved Torneträsk, kun at de der forekommende overstliggende sorte skifre mangler.

I virkeligheten er avdelingen oppbygget av en uendelighet av vekslende lerskifer- og sandstenslag, men i de forskjellige hovedzoner, hvori man kan dele serien, er da den ene eller anden bergartstype den herskende. Følgende underavdelinger kan utskilles: 1. (underst) basalkonglomerat med sandstenslag, 2. undre lerskiferrik zone, 3. sandstensrik zone, 4. øvre lerskiferrik zone (med tildels, øverst bänk av sterkt forkislet dolomit). Derover i Altendalen mylonitiske, fin-kornige kvarts-feldspatskifre, i trakten ved Njoaskejavrre (Skarvand) presset sparagmit.

1. Basalkonglomerat er iagttat de to steder, hvor seriens undre grænse er set blottet, nemlig i kløften under Torghatten samt i Jotkajokkas elveleie. Konglomeratet er begge steder et kvartskonglomerat med vel rullede nøtt- eller valnøttstore stene av pegmatitkvarts; desuten ser man under mikroskop mindre korn av dekomponert feldspat samt rikelig biotit. Den underliggende dioritiske bergart er litet frisk. Ved Jotkajokka, hvor disse basale lag var best blottet, vekslet konglomeratet med grov mørk blaakvartslignende sandsten, med en samlet mægtighet av 5 m.

2. Undre lerskiferzone bestaar i sin undre del av meget bløte, ofte litet skifrige, kompakte lerstenslignende lerskifre av væsentlig grønne og brunlige, ogsaa gullige farver med opad i tiltagende antal tynde sandstensbænker. Den nedre del av denne underavdeling er overalt — naar undtas et

par bækkeskjæringer — dækket av ur. I et bra blottet profil i Dødningekløften mellem Jotkajavrre og Bojobæske, ser man nederst en veksell av graa skifrige sandstener og røde og grønne skifre, som sandsynligvis svarer til den øvre del av denne undre skifferrike serie. Sandstenslagene blir opad mer dominerende, idet bænken tiltar i tykkelse. Midt inde i denne lagrække, som der er blottet i omtrent 35 m. mægtighet, sees en særlig fremtrædende sandstensbænk paa $\frac{1}{2}$ m. tykkelse. Iberegnet denne øvre sandstensrike del er mægtigheten av underavdeling nr. 2 70—80 m.

3. Videre opover følger i Dødningekløften en skifferfri zone, med en grønagtig, brunprikket, middelkornig sandsten, med samlet mægtighet 17 m., hvorav de nederste 10 er tydelig mer tykbænket, massive end de øvre 7.

4. Herover kommer en mer skifferrik avdeling, dog med ikke liten iblanding av tynde sandstenslag. I Dødningekløften sees underst 25 m. med væsentlig gul og rød skifer vekslende med tynde sandstenslag, saa kommer med 5 m. mægtighet en mere massiv sandstensindleiring med brunprikket sandsten i ca. 1 dm. tykke lag, saa atter gul og rød lerskifer med tynde sandstenslag, 15 m., og endelig sandstensfri, gulagtig, sterkt opknust lerskifer, 5 m., overleiret av en sparagmitisk presset bergart, som tilhører den skjønne mylonitiske plate. Mægtigheten av denne øvre lerskifferrike avdeling, indbefattet den nævnte 5 m. tykke sandstensbænk, er efter det foregaaende i Dødningekløften 50 m.

Mens man i Dødningekløstens profil ikke ser blottet noget dolomitisk lag er et slikt iagttatt baade østenfor og vestenfor. Saaledes ser man ret nord for Njoaskejavrre i omtrent 530 meters høide, i den øvre del av skrænten, et bøiet $1\frac{1}{2}$ m. tykt dolomitlag, der saavidt det kan

sees, kommer direkte over en grønlig sterkt opknust lerskifer og tydelig overleires av en grov, næsten konglomeratagtig, overmaate feldspatrik presset sandsten. Dolomitbergarten er makroskopisk tèt, lysgraa, forvitret noget gullig, under mikroskop tydelig opknust, breccieagtig. Paa østsiden av Altenelven gaar der direkte under den mylonitiske kvartsitlignende plate et baand av en lignende dolomitisk bergart. Den kan sees i uren op for Savtso fiskebu og jeg har iagttaget den anstaaende som et 1 m. tykt flattliggende lag ved Gabo foss, underleiret av opknust smuldrende skifer. Dolomiten er sterkt opsprukken og sprækkene for en stor del fyldt med kvarts, hvad der gir hele bergarten et forkislet utseende.

Jeg har undersøkt endel præparater av forskjellige av den underkambriske series sandstenslag, væsentlig for at se om de var i nævneværdig grad feldspatførende, men fundet samtlige at være kvartssandstener. Av fem præparater indeholdt kun ett feldspatkorn og ogsaa her som en stor sjeldenhet. I to var der adskillige korn av zirkon. Flere av præparatene viste selv for ikke helt smaa kvartskorn (optil 0,2 mm.) utpræget kantet form. Præparater av to lerskifre, et fra den øvre, et fra den nedre del av serien viste rikelig med kvartskorn, i almindelighet kantet med en gjennemsnitlig diameter av omkring 0,05 mm.

Av mer ualmindelige bergartstyper inden den underkambriske lerskifer-sandstensavdeling kan nævnes en grønlig sandstensvarietet med pragtfulde *Eophyton*-lignende spor, samt en anden med optil flere cm. tykke cylindriske partier, der paa en uregelmæssig maate skjærer lagningen og som vel maa forklares som spor efter ormer. Endvidere er iagttaget sandsten med tørkesprækker. Disse typer er fundet

i uren ved Gabo foss og skriver sig fra den øvre del av serien. Det samme er tilfældet med en konglomeratagtig sandsten, fundet endda længer i nordvest, hvor man ser nøttestore rundagtige stykker av en mørk sandstensbergart, liggende med større eller mindre mellemrum i en lys.

Dette konglomerat maa betegnes som intraformationalt og behøver ikke at betegne avsætningsforhold nævneværdig forskjellig fra dem som ellers hersket. Bruddstykkene skriver sig sikkerlig fra et noget lavereliggende nivåa av den samme serie, fra lag som ikke engang behøver at være blit hævet op paa det tørre, men som i form av halvfast sediment kan være blit brutt op av bølgene og som bruddstykker skyllet bortover den flate havbund til det paa denne maate er blit indleiret i et noget yngre sandlag.

De eneste fossiler som er fundet i lerskifer-sandstensserien inden kartbladet blev paatruffet i en grøn, noget sandig, temmelig massiv skiferbergart, anstaaende, saavidt det skjønsmæssig kunde anslaaes, ca. 20—30 under de mylonitiske lag i den overordentlig bratte bækkeløft, som findes paa Torghattens steile, vanskelig tilgjengelige vestre side. Her fandtes en del for det meste helt skjævtrykte eksemplarer av en hornskallet brachiopode med meget fremtrædende koncentrisk striering (se pl. XVII, fig. 1). Av de mindre deformerte eksemplarer fremgaar det at det efter al sandsynlighet dreier sig om en *Obolus*art, som muligens kan være identisk med den av MOBERG beskrevne *Obolus (favosus)* Lnr. sp.?) der er fundet i graa skifer under den sorte skifer i Luopaha.¹ Ogsaa denne form har meget fremtrædende

¹ Bidrag til kännedomen om de kambriske lagren vid Torneträsk. Sveriges geol. under., aarbok 1908, s. 29, pl. I, fig. 12.

koncentriske rynker. Eksemplarene fra Altendalen synes dog at være noget mindre end de svenske fra Torneträsk. De eiendommelige, uregelmæssig bøiede, gulfarvede striper som Moberg fremhæver som karakteristiske for enkelte skiferlag ved Torneträsk findes rikelig repræsenteret ogsaa i Alten. De er set saavel i den underste som i den øverste del av lagserien.

Raipas.

Den mægtige bergartsgruppe inden kartomraadet som kommer ind under DAHLLS Raipassystem kan udmerket godt studeres i Lille Raipasfjeld, i Losvarhøiden (længer i nordøst) samt i Lille Borrás, den vestlige utløper av fjeldpartiet Store Borrás. Endvidere findes avdelingen blottet i Store Raipasfjelds nordvestside samt i nogen smaa knauser som stikker op av løsterrænget nær kartets vestgrænse.

I de førstnævnte tre høider ligger avdelingens bergarter som en stor, middels sterkt hvælvet sadel med paa vestsiden av Tverelvdalen nordnordvestlig, paa østsiden nordlig strøk, foldningsaksen heldende svakt mot sydsydøst.

Sadlens midte har man omtrent efter Tverelven, hvor man følgelig skulde vente at finde de laveste lag, men desværre findes her omtrent ikke opstikkende fjeld. Kun i elveløpet ved og straks nedenfor broen ved Saga (se profilet, fig. 1) ser man nogen lave knauser, som viser sig at bestaa av en overordentlig finkornig, kompakt grønsten, en forholdsvis lys, tydeligvis sterkt omvandlet diabasagtig bergart. Frk. JOHNSON uttaler om denne efter undersøkelse av et præparat: „en hornblende-albit-zoisit-bergart. Formodentlig en uralitiseret og saussuritiseret diabas. Klinozoisit + albit danner

listeformige aggregater, sandsynligvis efter de oprindelige plagioklaser.“

Forudsat at de høiereliggende lag paa to sider av Tverelvdalen møtes — som det synes at fremgaa av de iagttagne forhold — i en jevn, ikke særlig steil sadel, vil de næst underste bergarter, som er blottet, nemlig de i Losvar-høidens nordøstligste del, ligge omkring 2—300 m. høiere end diabasen ved Saga. Man finder i Losvars allernederste lag en zone med kun faa meters mægtighet, opbygget av sortagtig lerskifer og nogen ganske tynde lag av uren, finkornig, temmelig mørk kalksten.

Sammensætningen av denne kalksten fremgaa av en analyse utført av kemiker A. K. BRYNILDSEN:

Uopløselig	20,06	0/0
Ca CO ₃	74,9	„
Mg CO ₃	1,93	„

Skifer- og kalklagene veksler med en mængde tildels ganske tynde (ofte kun faa mm. tykke) lag av en finkornig, diabaslignende, til makroskopisk tæt, lerstenslignende, sterkt kisleerende lys graa til grønlig bergart. En prøve fra et over 1 dm. tykt lag av en diabaslignende type viser efter frk. Johnson en „meget tæt tuffbergart med skarpkantede bruddstykker; blandt disse kan ogsaa erkjendes enkelte mineralkorn saasom kvarts, biotit, karbonat.“ Ogsaa den geologiske



Fig. 1. Profil over Raipas-lagene i strøket Lille Borras—Lille Raipas.

optræden av denne diabasagtige bergart med overmaate talrike, tildels helt tynde lag som ofte ligger uten skarp grænse mot de under- og overliggende normale sedimenter tyder paa en tuff.

Høiere op mangler kalklag og vi finder vakkert baandede lerstenslignende bergarter i endel meters mægtighet og videre en grøn, overordentlig finkornig diabas, en bergart som da indleder den i Losvar anstaaende „grønsten“-serie: finkornige til tætte, lagvis forekommende mest grønligte bergarter av væsentlig eruptiv oprindelse. Mægtigheten er i selve Losvarhøiden omkring 500 meter. Hovedtypen er en grønlig, kompakt, overmaate finkornet hornblenderik bergart, saa finkornet, at man i almindelighet først med lupe blir klar over den krystallinske struktur. Hermed veksler mer eller mindre porøse typer, med utpræget hullet forvitningsflate, typer som tydelig tilkjendegir sig som vulkanske effusivbergarter. Heri kommer som underordnet bestanddel enkelte drag av baandede lerstenslignende eller afanitiske bergarter, samt særlig i den nedre del tynde zoner av mørk skifer.

Noget detaljert profil av bergartserien i Losvar har jeg ikke faat tid til at opta, med den store mægtighet vilde det være et overordentlig sent arbeide. Man vil imidlertid faa et indtryk av seriens karakter efter følgende, paa én undtagelse nær mikroskoperte prøver, tat av typiske bergarter i en serie fra øst mot vest, det er nedenfra opover:

1. Grøn finkornig kompakt diabaslignende bergart. Efter undersøkelse av et præparat uttaler frk. Johnson: „muligens oprindelig en diabas, nu uralitisert og saussuritisert, er ihvertfald en omvandlet basisk eruptivbergart, som nu bestaar væsentlig av hornblende og klinozoisit. Titanit (leukoxen) efter titanjern.“

2. Sortagtig kisleerende skifer: „sediment, sandsynligvis tuffblandet, lagdelt. Bestaar av en overmaade tæt grundmasse, hvori enkelte smaa porfyriske feldspater og et netverk av nydannet hornblende. Grundmasen inneholder meget kvarts og nogen sterkt lysbrytende og dobbeltbrytende korn, muligens et titanmineral.“

3. Overmaade finkornig lys massiv grønsten. Ikke mikroskopert.

4. Sort matt skifer: „lagdelt sedimentbergart, bestaaende av kvarts og sort støv (kul eller magnetit?), vistnok tufftilblandet, da den inneholder enkelte lapilliagtige bruddstykker, delvis bestaaende av hornblende. Ogsaa i sedimentmassen findes endel nydannet zoisit.“

5. Temmelig mørk graa, tæt lerstenslignende bergart med lys forvittringshud. „sediment med tuffmateriale, viser en overmaade tæt grundmasse, bestaaende væsentlig av kvarts med en masse sterkt dobbeltbrytende bitte smaa korn, vistnok av nydannet hornblende og noget zoisit. Muskovit findes i parallel sammenvoksning med klorit.

6. Grønlig omtrent tæt bergart, dog noget grovere end forrige: „ligner foregaaende, tuffrikere, med meget smuk tuffstruktur og med talrike lapilli. Likeledes nydelig nydannet hornblende.“

7. Paa friskt brudd temmelig mørk grøn massiv bergart, hvori man med sterk lupe kan se en krystallinsk struktur: „basisk eruptivbergart, umulig at avgjøre om intrusiv eller dagbergart, amfibolitisert og saussuritisert. Et filt av nydannede hornblendenaaler blandet med klinozoisit, endel leukoxen efter titanjern, alt liggende i en albit-grundmasse. Ogsaa endel klorit findes.“

8. Temmelig lys grønsten (lerstenslignende), tæt ogsaa for lupe, antydning til skifrihet: „sediment med tuffmateriale. Omvandlet. En masse nykrystallisert hornblende og endel karbonat.“

9. Graagrøn finkrystallinsk diabaslignende bergart. „En ualmindelig rar bergart, mon en variolitisk diabas? Mineraler: hornblende, biotit, epidot, plagioklas, klorit, muskovit under omvandling til klorit. Hornblendene i to generationer, en ældre, forholdsvis primær, muligens uralit, en nydannet i fine naaleformige krystaller. Desuten jernerts. Epidoten nykrystallisert, tildels zonaropbygget.“

10. Grønsten, med paa friskt brudd saavidt synlig bruddstykkestruktur, paa forvitret flate porøs og hullet. „Karbonatblandet grov lapillituff. Store svarte lapilli og jernerts liggende i en karbonatrik grundmasse, bestaaende av albit, hvori et netverk av nydannede hornblendenaaler og endel nydannet epidot.“

11. Mørk graa meget finkornig massiv bergart, med lerskiferagtig materiale. „Finkornig sedimentbergart bestaaende, foruten av kvarts, av hornblendenaaler og nogen større epidotaggregater, har altsaa sandsynligvis oprindelig været noget tufftilblandet.“

Den øvre del av denne sterkt eruptivblandede avdeling, med helt lignende bergartstyper kan sees i trakten vest og syd for Opgaard. En lerstenslignende bergart herfra er undersøkt av frk. Johnson: „meget tæt bergart, lerstenslignende, men med litt mistænkelig stor epidotgehalt, som kan tyde hen paa en helt oppløst tuffmasse. Endel bittesmaa nydannede hornblendenaaler sees, desuten spor av karbonat.“

En mørk violetagtig finkornig massiv bergart fra skraaningen syd for Opgaard: „tuffbergart, metamorfosert. Rik

paa albit, epidot, klorit og jernerts. Nydannet hornblende gjennomtrænger med fine naaler albit og klorit. Uralit sees som rand omkring en til klorit omvandlet augit. Litt kvarts.“ Denne bergart er analysert (se s. 41, I).

Ogsaa fjeldpartiet Lille Borrås er i hovedsaken opbygget av grønstensserien og her er likeledes tat en serie prøver hvorav endel er mikroskopert av frk. Johnson.

Vestligst, lavest, optrær væsentlig lerstenslignende bergarter, vakkert baandede i graa, blaagraa og grønlig farver. En av disse baandede bergarter herfra er mikroskopisk undersøkt. „Præparatet viser to bergarter. Den tætteste har som grundmasse vistnok albit, heri store mængder av nydannede fine hornblendenaaler, endvidere svakt brunlig biotit og grøn klorit. Med skarp grænse mot ovennævnte bergart, dels med bruddstykker av den,¹ optrær en litt mer grovkornig bergart, som fører adskillig karbonat i en grundmasse av klorit og albit. Begge bergarter er av eruptiv oprindelse, den grovere muligens, men langtfra sikkert, tilblandet noget sedimentmateriale.“ Der er utført en analyse av en prøve av den tætteste av ovennævnte bergarts to varieteter (se s. 41, II).

En graagrøn, lerstenslignende bergart, tat noget længer øst (høiere i serien): „ualmindelig tæt bergart av sikker eruptiv oprindelse, enten en helt omkrystallisert tuffmasse eller et devitricert glas. Bestaar av nykrystallisert epidot og nykrystalliserte hornblendenaaler, samt sekundær klorit og noget jernerts i en ubestembar grundmasse, mon albit?“

Graagrøn, meget finkornig diabaslignende bergart med porøs forvitring. „Bergart av sikker eruptiv oprindelse, mu-

¹ Kan skyldes tektonisk forstyrrelse av lagene. . O. H.

ligens en variolitisk diabas. Hovedmassen av bergarten utgjøres av albit. Heri et utal av nydannede hornblendenaaler i alle retninger. Enkelte større hornblendeindivider er muligens relikte uralit. Større mængder av epidot i klumper uten krystalbegrænsning — jernrik — samt sekundær biotit. Endel karbonat.“

Mørk graagrøn overmaade finkornig massiv bergart i den øverste del av grønstensserien i Lille Borras. „Bergart av entydig eruptiv oprindelse, vistnok tuff, bestaaende av hornblende i to generationer, en ældre, uralit, i større korn, en nydannet i naaleformige krystaller, desuten nykrystallisert epidot, videre klorit, jernerts og leukoxen (efter titanjern) — alt i en grundmasse av albit. Enkelte lapilli sees, hvorav etpar utmerker sig ved at bestaa av et aggregat av hornblendenaaler, hvori jernerts.“

Endelig en mørk graa finkornig massiv bergart allerøverst i serien: „tuff med tildels skarpkantede blærefylde lapilli, desuten albit i skarpkantede spredte individer, nykrystallisert epidot, desuten muskovit, klorit, jernerts og karbonat, alt i en grundmasse, som ser ut som devitrifisert glas, men som ogsaa kan være en helt opløst tuffmasse.“ Et mikrofotografi av denne bergart er gjengitt pl. XVIII, fig. 3.

Som det vil fremgaa av det foregaaende bestaar en væsentlig del av grønstensserien av utvilsomme *tuff* bergarter, samt av finkornige tufftilblandede ordinære sedimenter. Her til kommer overordentlig finkornige, massive, omvandlede *diabas* lignende bergarter, som hverken makroskopisk eller mikroskopisk viser karakterer som kan siges avgjørende at tyde paa deres effusive oprindelse. Sandsynligvis har man dog ogsaa her dagbergarter, isaafald lavabergarter, for sig. Derpaa tyder deres utpræget finkornige karakter, set i for-

hold til de betydelige mægtigheter, disse bergarter optrær i, videre den ofte litet skarpe grænse mot bergarter med tuff-karakter, samt manglende kontaktmetamorfose.

For at faa nøiere rede paa den kemiske sammensætning av eruptivseriens bergarter har jeg latt utføre to analyser, begge ved frk. NAIMA SAHLBOM, Stockholm.

Den ene analyse I gjælder den s. 39 omtalte violette, forholdsvis friskt utseende tuffbergart, den anden II en overmaade finkornig lerstenslignende bergart (se s. 39).

	I	II
Si O ₂	51,67	64,34
Ti O ₂	1,60	1,26
Al ₂ O ₃	12,62	12,05
Fe ₂ O ₃	6,57	0,34
Fe O	8,11	9,34
Mn O	0,15	0,16
Mg O	7,58	4,01
Ca O	3,60	1,80
Na ₂ O	3,73	2,66
K ₂ O	1,15	0,95
P ₂ O ₅	0,11	0,13
S	Spor	0,06
H ₂ O + 105°	3,02	2,96
	99,91	100,06

Analyse I viser en typisk basalt- (eller diabas) sammensætning, som ikke antyder nogensomhelst tilførsel og indblanding med ikke-vulkansk sediment. Av eiendommeligheter merker man sig en sjelden lav lerjords- og kalkgehalt. Den sidste hænger vel sammen med en sekundær utlutningsproces.

Analyse II viser en mer komplicert karakter. Forholdet natron:kali angir eruptivt materiale, og det samme angis ogsaa av den temmelig høie magnesiagehalt. Denne sidste i forbindelse med en betydelig mængde jern staar imidlertid i daarlig overensstemmelse med det forholdsvis høie kisel-syreindhold. Den naturlige slutning er at her foreligger en tuffbergart, væsentlig bestaaende av vulkansk materiale av nogenlunde samme sammensætning som I, men iblandet kisel-syrerikt sedimentmateriale. En tilførsel av en noget kvartsførende, alkalifattig, kalkfri lere vil kunne frembringe en sammensætning som den analysen viser, med sterkt øket kisel-syreindhold og et — i forhold — øket lerjordsindhold.

Som næste hovedavdeling kommer en mægtig serie med mørke skifre indeholdende dolomitlag. Mægtigheten av denne avdeling er i Lille Raipasfjeld 5—600 m. Skifren er av farve mørk og som regel violetagtig til brunlig. Allerede makroskopisk ser man at her ikke foreligger nogen helt finkornig bergart, man vilde snarere være tilbøielig til at kalde bergarten — i mange tilfælder — en graavakkeskifer. Karakteren veksler i almindelighet fra lag til lag. I mikroskopisk præparat trær denne veksel mellem noget forskjellig-artede, mer finkornige og mer grovkornige lag, meget tydelig frem. Lagene kan være fra mindre end 1 til mange mm. tykke. Typisk for bergarten er en stor mængde av sort fnokket materiale, tildels med karakteren av bruddstykker av sort skifer, og dertil rikelig med utpræget skarpkantede korn av kvarts, og ogsaa, tildels i meget store mængder, feldspat. Et sediment som i forhold til sin skiferkarakter maa ha været underkastet en forholdsvis kort transport.

Denne skifer indeholder saa dolomitindleiringer, nemlig en forholdsvis mægtig dolomitzone — som forøvrig igjen

falder i flere — i sin nedre del, og en tynd zone næsten øverst. Det eneste omraade hvor begge dolomitzoner kan studeres er i Lille Raipasfjeld. I Lille Borrás er det kun den allerunderste del av skiferserien som er synlig, idet alle høiere lag er dækket av Bossekopavdelingen. Forholdene paa østsiden av Lille Borrás, syd for Skogvand, viser imidlertid at ikke utviklingen i detalj stemmer med forholdene i Lille Raipas, idet man istedenfor den mere jevnt tiltagende dolomitgehalt i skifren, som man har i Raipas, her i øst har et mere skarpt avgrænset dolomitdrag paa omkring 15 m. tykkelse. Jeg holder det for litet sandsynlig at denne dolomit skulde repræsentere hele (den undre) Raipasdolomit, den er sandsynligvis at opfatte som en ekvivalent til den underste del av Raipasdolomiten, som ved en skiferzone er skilt fra et mægtigere dolomitparti i høiere nivaa. Den synlige mægtighet av skiferzonen over dolomiten ved Skogvandet er ikke mange meter.

Vi skal saa se paa utviklingen av dolomitzonene i Lille Raipas. Man har her en gradvis overgang fra skifer til den nedre, mægtige dolomit, idet skifren opover begynner at indeholde tynde lag av tæt, gullig forvitrende dolomit, som i et av mig opgaaet profil, omtrent øst for gruben, efter en overgangszone paa 3 m. blir den overveiende bergart; saa følger 8 m. forholdsvis massiv dolomit, derpaa i stor mægtighet en mer skiferblandet zone (muligens svarende til skifren over dolomiten ved Skogvandet), og derover igjen med gradvis overgang en mer kompakt dolomit. Medregnet overgangslagene til den underliggende skifer har man ialt her en mægtighet av ca. 60 m. Herover kommer saa en eiendommelig, temmelig mørk violet kompakt skifer med for oiet synlige smaa runde kvartskorn, med en mægtighet som

et sted er maalt til 6, et andet til 12 m. og derover atter dolomit i ca. 25 m. mægtighet. Videre fortsætter med temmelig brat overgang den violette graavakkeskifer. Den samlede mægtighet av Raipasfjeldets undre dolomitzone iberegnet det indleirede skifernivaa samt sterkt skiferblandede dolomitlag blir meget nær 100 m. i strøket ved gruben. Nordvestover holder denne mægtighet sig — svulmer muligens noget op — mens den mot syd skrumper betydelig ind, utvilsomt paa grund av tektoniske forstyrrelser, idet laget er blit utvalset under foldning.

Naar undtas en større eller mindre skiferindleiring og derav følgende forskjellig struktur, saa er dolomiten gjennom det hele av en nogenlunde ensartet karakter. Den er tæt til finkrystallinsk, (kornstørrelse gjennemsnitlig ca. 0,1 mm.) av ganske lys farve, særlig med violette og rødbrune farvenuancer, forvitret gullig eller sjeldnere rent graa. Bergarten er hyppig gjennemsat av kvartsaarer. Desuten findes i de kompaktere lag rikelig med *flint*lignende knoller samt lagformig optrædende kvarts. Vi skal betrakte disse fænomener litt nøiere.

Ser man paa præparater av dolomiten fra de mer kompakte lag vil man som regel finde endel smaa kvartskorn — i størrelse fra 0,2 mm. og ned til ganske smaa — liggende, dels nogen faa sammen, dels i større, uregelmæssig begrænsede partier. Enten man har et korn grænsende til dolomit eller til andre kvartskorn er omridset i almindelighet skarpkantet og uregelmæssig. I enkelte tilfælder ser man ogsaa tydelig en mer regelmæssig krystalbegrænsning, men da er denne ikke kvartsens men dolomitrhomboedrets. Noget rundet korn som i sin form tyder paa en klastisk karakter er ikke iagttat. Saavel denne kvartskornenes form som deres

optræden i klumpvise uregelmæssige ansamlinger angir direkte at vi her har med en sekundær proces at gjøre, en forkisning av dolomiten, en erstatning av karbonat med kisel-syre.

Mens de ganske smaa kvartsansamlinger, efter de undersøkte præparater at dømme, er meget uregelmæssig be-grænset finder vi for de større meget hyppig en utsondring i større eller mindre partier med alle de ægte flintknollers velkjendte begrænsningsformer, deres typiske muslige brudd samt ofte en temmelig mørk farvetone. Man kan finde for-holdsvis tykke, isolert lig-gende knoller, hvis form i lagflatens plan kan være rund, avlang eller med lange uregelmæssige ut-vekster (se fig. 2), man finder ogsaa mere plate-formige partier med en betydelig utstrækning efter lagflaten og disse viser da overgang til tilnærmet planparallele, vidt utstrakte lag.

Mens de yngre formationers flintdannelser som regel bestaar av chalcedonlignende, aggregatpolariserende kisel-syre eller av en kryptokrystallinsk kvartsmasse finder vi i de flintlignende knoller i Raipasdolomiten utelukkende tydelig krystallinsk kvarts. Under mikroskop viser kvartskornenes størrelse sig at være ytterst forskjellig inden samme knolle idet der forekommer alle mulige blandinger av korn fra $\frac{1}{3}$ mm. tversnit og nedover til ikke maalbare størrelser. Som regel finder man kornene gripende i hinanden med overordentlig takket begrænsning men vi finder ogsaa, særlig



Fig. 2. Lagflate av Raipas-dolomit med flintknolllignende kvartspartier.

for de noget større korn, et mer regelmæssig polygonalt omrids og da meget ofte det heksagonale prismas vinkler. Rester av dolomit forekommer meget ofte i knollene, enten som større, op til over millimeterstore finkornige partier av uregelmæssig form eller som enkelte, da mest meget smaa dolomitkorn med rhomboederbegrænsning, spredt jevnt utover og omgitt av kvartsmasse.

En betydelig interesse har de eiendommelige rørformige dannelser, som jeg fandt i dolomiten straks søndenfor det sydligste grubehul sommeren 1914 og som jeg kort omtaler i min foreløbige beretning, hvor det heter (s. 10): „I hoveddolomitlaget i lille Raipasfjeld fandt jeg i et specielt lag paa 2—3 dm. tykkelse over en betydelig strækning utallige, temmelig tætstaaende, tilnærmet cylindriske rør (av ca. 1 cm. tversnit), staaende mer eller mindre regelmæssig, lodret lagflaten. Rørene er helt forkislet og det eneste av struktur, som er iagttat, er en antydning til en koncentrisk bygning (set i tversnit), men vi kan allikevel med sikkerhet si, at disse dannelser — eller rettere dette fossil — er identisk eller helt nær beslegtet med den av RAMSAY i en noget presset dolomit fra vestkysten av Kanin-halvøen (ca. 800 km. længer øst) fundne *Gymnosolen ramsayi*, beskrevet av G. STEINMANN i Ramsays arbeide: „Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kanin“¹. Jeg nævner der ogsaa Ramsays oplysning om at TANNER har fundet *Gymnosolen*-lignende strukturer i dolomit ved Porsangerfjorden samt at WALCOTT har beskrevet nærstaaende strukturer i sit arbeide om algonkiske alger fra Nordamerika.

¹ Fennia 1911.

Under mit besøk ved forekomsten sommeren 1915 tok jeg et par fotografier av de omhandlede rør, gjengit her paa pl. III, fig. 1—2. Man faar særlig i fig. 1 et indtryk av rørenes regelmæssige optræden i et omtrent jevntykt lag. Man ser ogsaa hvorledes dette lag nedadtil er begrænset av en dolomitmasse, som viser eiendommelige urglasformede koncentriske strukturer, opad av en kvartsmasse, som paa enkelte steder (se fig. 2) viser en tydelig fortsættelse av de cylindriske rør opover, i den forkislede masse. Vi maa efter dette anta at de cylindriske rør gjennemgaaende har været længere end de synes i det typiske lag, hvor grundmassen er dolomit, og hvis tykkelse varierer fra 0,7—2 dm. Rørenes længde maa ialfald i enkelte tilfælder ha naadd op til over 3 dm. Ved den sterke forkisling er i almindelighet enhver struktur i den øvre del utvisket. Jeg har fulgt laget praktisk talt sammenhengende paa en strækning langs fjeldryggen mot syd-sydøst av omtrent 200 m. Sandsynligvis har det været utbredt endda længer men er paa grund av overdækning, muligens ogsaa paa grund av en sterkere forkisling av det typiske lag ikke fundet eller gjenkjendt videre.

Min antagelse at de rørformige strukturer i Raipas-dolomiten er av en lignende natur som *Gymnosolen*-strukturen blev bestyrket ved at jeg i 1915 — ved nøiere undersøkelse av forekomsten — fandt inden det nævnte specielle lag et parti, hvor ikke blot de cylindriske rør viste en utpræget koncentrisk bygning, set i tversnit, men hvor ogsaa den dolomitiske mellemmasse viste en saadan (se pl. IV) omend ikke paa langt nær saa tydelig som i Porsanger- og Kanin-dolomiten. Man ser av det avbildede stykke, hvorledes de rørlignende kvartspartier maa opfattes som rent *sekundære* dannelser, forkislede partier i dolomiten. Man kan se de

forskjellige stadier i disse forkislede partiers vekst, fra en rent minimal begyndelse til de er centimetertykke. Rørene er her mindre regelmæssig formet end man kan se paa de andre fotografier men er utvilsomt av samme natur. Det er av interesse at lægge merke til hvorledes man i længdesnittet ser antydning til en forgrening av kvartspartiene, idet forkislingen enkelte steder ut fra den centrale stamme har fulgt de sterkt konvekst bøiede lag, som opbygger de tapformige, nogenlunde lodret stillede dannelser, hvorav oprindelig denne dolomit likesom enkelte zoner av Porsanger-dolomiten har bestaaet.

Med hensyn til de forkislede rørs nøiere forhold til disse oprindelige, tapformige, koncentrisk opbyggede dannelser i karbonatmassen saa synes dette ikke at være ganske enkelt. I mange tilfælder er rørene at opfatte som tappenes centrale del som er blit forkislet, og vi kan da paa tversnit se ringer i dolomitmassen koncentrisk anordnet omkring kvartsrøret. I andre tilfælder er imidlertid forkislingen skedd i *mellemrummene* mellem de opad konvekse tapformige dannelser og herfra har saa forkislingen ofte arbeidet sig indover til siden i de koncentrisk byggede partier. (Se til sammenligning fig. 18 under omtalen av Porsanger-dolomiten, s. 142). Man vil i dette tilfælde i tversnit se kvartsrørene med mere uregelmæssige konturer, avrundet trekantet eller firkantet, perlesnorformet o. l. Slike snit sees almindelig paa den under slepne flate av det stykke, hvorav en del er avbildet paa pl. IV.

Strukturen har sandsynligvis været noget forskjellig paa forskjellige steder som den er ogsaa i Porsanger-dolomiten der senere skal omtales. Hvor man har særlig regelmæssige kvartsrør kan man tænke sig at der oprindelig har

eksistert mer cylinderformige, jevntykke partier med den typiske lagdelte opbygning i karbonatmassen, mens man hvor rørene er uregelmæssige som vist paa pl. IV, kan ha havt mer kegleformige dannelser (som man ser paa fig. 19, s. 143) hvor lamellene fra den ene av disse har hængt tydelig sammen med de omgivende konvekse partiers lamellære lag. Paa vertikalsnit vil man i dette tilfælde se sammenhengende lameller med en stadig veksel av mer eller mindre skarpe op- og nedbøininger. En saadan struktur synes at ha eksistert i det paa pl. IV avbildede stykke.

Som det sees paa pl. III, fig. 1 forekommer under det nu omtalte dolomitlag urglaslignende strukturer. En anden mer markert type av denne strukturform er iagttat over laget med de rørlignende strukturer (se pl. V, fig. 2). Disse urglas- til halvkuleformede strukturer, som er delvis forkislet, kan sees i en bestemt horizont $\frac{3}{4}$ meter over det andet lag.

Avstanden mellem de opbuede partiers centrer varierer sterkt, fra 1 til adskillige dm. Disse strukturer har jeg i saa utpræget form kun set over nogen kvadratmeters flate.

Vi skal senere komme ind paa spørsmålet om disse forskjellige strukturers natur og dannelsesmaate.

En analyse av Raipasdolomit, utført paa en prøve tat imellem flintagtige kvartspartier, noget nordøst for varden paa Lille Raipasfjeldets top, svarende til den øvre, kompakte del av dolomitserien under den indleirede skiferzone, viser ifølge kemiker A. K. BRYNILDSEN:

Uopløselig	2,81 0/0
Ca CO ₃	52,43 „
Mg CO ₃	42,64 „

Procentforholdet kulsur kalk : kulsur magnesia blir efter dette

55,15 : 44,85

altsaa meget nær normaldolomitens.

Den øvre dolomitzone i Raipasfjeld (se profilet) er forholdsvis tynd, noget vekslende, fra 2 til 4 meter, adskillig skiferblandet og med brun forvittringshud.

50—100 m. over denne dolomitzone begynder saa den øverste afdeling i Raipas i dette omraade, nemlig Raipas-sandstenen.

Denne sandsten er en tildels kvartsitisk, tildels mer graavakkeligende, meget massiv, temmelig ensformig utviklet bergart, mest med violetagtig til graa farve. Den er aldrig iagttat nævneværdig skifrig men ligger i tykke bænker, hvis begrænsning ofte er litet tydelig. Ved hjælp av denne bænknning kan man dog uten vanskelighet bestemme bergartens stök. Dette er parallelt dolomitdraget, NNV. Bergarten er mest temmelig finkornig, kornstørrelsen gjennemgaaende under 0,5 mm. Kornene som overveiende bestaar av kvarts, kun meget sjelden av feldspat, forekommer baade kantede og runde, mest dog temmelig kantet.

I den undre del av sandstenen optrær i flere nivaaer nogen tynde zoner med en eiendommelig hullet forvitrende bergart (se lagene med de større prikker paa profilet fig. 1).

Et sted like ved den gamle grubevei ikke saa langt nedenfor det gamle hus i dalen kan man se to slike zoner, paa henholdsvis 30 og 50 cm. tykkelse, med 50 cm. almindelig sandsten imellem. Man ser ofte dels avlange, dels ogsaa runde eller ringformige fordypninger i sandstenoverflaten. Man kan ogsaa ha fler slike ringer paa i almindelig nogen faa cm. diameter utenpaa hverandre, hvorved der frem-

kommer en utpræget koncentrisk struktur (se pl. XIV, fig. 4). Ved undersøkelse i mikroskop viser det sig for det første at bergarten her er meget karbonatholdig, og at den ulike fordeling av karbonat i nogen grad betinger den ujevne forvitring. De store, tydelig avlange huller paa overflaten skyldes utvitrede stykker av en overmaade finkornig, muligens dolomitisk skiferbergart og hvad de runde og ringformige fordybninger angaar, saa fremgaar det at disse maa skrive sig fra utvitrede konglomeratagtige sandstenskuler, hvis dannelsesmaate vil bli nøiere omtalt senere, under omtalen av de helt lignende strukturer i sandstenen fra Klubfjeldet ved Varangerfjorden, hvorfra et bedre materiale av medbragte stykker foreligger.

Hvad mægtigheten av Raipassandstenen angaar saa er den i Raipasfjeldet mindst 8—900 meter.

Den samlede mægtighet av Raipasavdelingen inden Altenbladet blir altsaa

<i>Sandsten</i> (øverst)	ca. 900 m.
<i>Skifer</i> med indleirede <i>dolomitlag</i>	600 „
<i>Grønsten</i> med indleiret lersten og skifer	800 „
	<hr/>
	2 300 m.

Allernederst i den blottede del av grønstensserien forekommer med faa meters mægtighet *mørk skifer* og *kalk* og 2—300 m. lavere en *grønsten* (diabas).

Bossekopavdelingen.

I min foreløbige beretning har jeg under navnet *Bossekopkvartsiten* utskilt inden Altenbladet en egen sedimentavdeling som anstaar ved Bossekop samt i Raipas- og nord-

vesthellingen av Borrassfjeld. Avdelingen var fundet at ligge diskordant over Raipasavdelingen og diskordant under fjeldkjædens pressede skifrige bergarter. Denne min opfatning, som var basert paa de kortvarige undersøkelser sommeren 1914, er blit bestyrket ved senere iagttagelser.

Da den hithørende lagrække utenom kvartsit eller kvartsitisk sandsten fører — i underordnet mængde — andre bergarter, skifer og konglomerat, og endvidere denne lagrække fremtrær som et statigrafisk vel markert led, sideordnet Raipasavdelingen, vil jeg her benytte betegnelsen *Bossekopavdelingen*¹.



Fig. 3. Raipasskifer diskordant overleir. av Bossekopavdelingens basalkonglomerat og, høiere op, kvartsitisk sandsten. Syd for broen over Transforelven.

Allerede paa min første arbejdsdag i Alten kom jeg over en lokalitet, som gjorde mig klar over at Bossekoptraktens lyse kvartsitiske sandsten ligger med en utvilsom diskordans over ældre lag, som maatte henføres til Dahlls Raipas. Nævnte lokalitet, som ligger henimot 1 km. syd-sydvest for broen over Transforelven, viser følgende forhold, se fig. 3.

Underst anstaar med 60—70° fald en meget mørk sandig skifer, som efter min senere undersøkelse hører hjemme i den dolomitførende skiferavdeling i Raipas. *Tvert avskjærende denne skifers lag* kommer et konglomerat, synlig i nogen faa decimeters tykkelse, med temmelig pressede, i tversnit uregelmæssig linseformige

¹ Av diskussionen om ZENZÉNS foredrag i Geol. Föreningen i Stockholm 2. mars 1916 om Raipas og Gaisa i Kvænangen (se Geol. Förh. 1916, s. 200) fremgaar at Zenzén har benyttet uttrykket *Bossekopformationen* om den tilsvarende, diskordant over Raipas liggende bergartsgruppe i Kvænangen.

boller paa gjennemsnitlig $\frac{1}{2}$ dm. i største diameter. Stykkene bestaar mest av en mørk skifer, av Raipastype, desuten av pegmatitkvarts. Fjeldet straks over konglomeratet er overdækket, men omkring en meter høiere sees en tynd zone med helt opknust skifer og derover som en kompakt masse den typiske lyse Bossekopkvartsit. Det er her tydelig hvorledes den lyse kvartsit er skjøvet noget henover sit underlag, den opknuste skifer og konglomeratet, men det er desuten tydelig at konglomeratet maa opfattes som Bossekopavdelingens basallag, hvilende diskordant paa Raipas-lag. At Bossekopkvartsiten — primært — hører hjemme over Raipas fremgaar jo med al tydelighet av den almindelige geologiske bygning, og kan i detalj iagttas paa en mængde punkter.

Hvor let diskordansen kan oversees, hvor senere tektoniske bevægelser har virket, faar man et indtryk av ved at betragte en fjeldvæg ganske kort i øst for den nu omtalte. Her finder man tilsyneladende en ren konkordant overleiring av kvartsiten over den mørke Raipasskifer, idet begge serier viser østlig fald og betydelig svakere end Raipasskiferen i fig. 3. Imellem de to typiske bergarter forekommer i nogen meters mægtighet en zone, dels med kvartsitbænker, dels med skiferlag, en zone som kunde antas at betegne overgangslag men som ved nøiere eftersyn viser linseagtige partier, som maa opfattes som sterkt pressede konglomeratboller. Diskordansen er her helt skjult og har sandsynligvis heller ikke primært været saa fremtrædende som i det vestlige profil.

Passerer man Borrassfjeldets Bossekopavdeling lodret strøkretningen, som er nordlig til nordøstlig, saa finder man i en betydelig mægtighet den graahvite til rødlig kvartsitiske sandsten i noget foldet tilstand, mest med østlig fald. I enkelte

zoner ser man litet mægtige indleiringer av skifer, væsentlig en rødbrun noget sandig bergart. Ogsaa det eiendommelige konglomerat, som nøiere skal omtales fra Raipasfeld, er iagttat i den øvre del av Borrass. Det er iagttat saavel i aasen op for Sætrum, her med en mægtighet av omkring 12 m., som i det lavere terræng længer i nordøst, sydøst for Skogvand og kan utvilsomt følges i sammenhæng over hele feltet.

Omtrent efter bunden av den nord-sydgaende dal som skjærer sig ind i Borrassfeldet har man grænsen mot de overliggende kvartsskiferlignende metamorfe bergarter, der her som ellers ligger med svævende lag, faldende med sine planspaltende lag svagt mot øst-sydøst. Den underliggende kvartsitiske sandsten med sine skiferindleiringer viser ikke paa langt nær saa regelmæssig lagstilling, men er langt sterkere foldet.

Overordentlig vakkert blottet er Bossekopavdelingen i Raipasfeld, særlig i den nordøstlige del, nærmest Tverelv-dalen. Med forholdsvis regelmæssig sydøstlig fald gaar her avdelingens lyse, skinnende kvartsitbergarter som et bredt baand opover aassiden, overalt underleiret av nord-nordvest-strykende Raipas, og overleiret av de planspaltende mylonitiske bergarter i svævende lag.

Ogsaa i Raipasfeld fremtrær diskordansen mot Raipasavdelingen for det meste overordentlig tydelig. Diskordansen fremgaar for det første av det forhold at eftersom man passerer langs Bossekopavdelingen mot vest, saa passerer man den ene efter den anden av Raipaszonene som gjennemgaende viser et strøk omtrent lodret Bossekopkvartsitens og i talrike profiler kan sees at gaa indunder denne avdeling. Ogsaa direkte har jeg paa to steder iagttat diskordansen; det

ene sted ved en bækkeskjæring ikke saa langt ovenfor Opgaard (noget sydvest for Rognskog), det andet henimot grænsens høieste punkt, nær et litet vand som ligger paa hoiden op for huset i dalen ved den gamle vei fra Raipas grube og vestover. Begge steder fandtes en diskordans paa omtrent 30° mellem Bossekopavdelingens lag og den underliggende Raipasavdelings, som paa det østre sted bestod av mørk lerstenslignende skifer, tilhørende et nivaa langt under dolomiten, paa det vestre av Raipas-sandsten.

Særlig paa det vestligste sted kan grænsen sees paa en længere strækning og Raipasoverflaten viser sig at være meget jevn. Bossekopavdelingens basallag er paa begge steder en temmelig lys rødbrun skifer med sandige lag og først adskillige meter oppe kommer den lyse kvartsitiske sandsten. Der kan efter min opfatning ingensomhelst tvil være om at grænseplanet paa begge steder betegner en primær, statigrafisk overleiringsflate og ikke noget glideplan. Efter basallagets beskaffenhet har der ikke foregaat nogen nævneværdig skyvning langs selve grænseflaten, hvorimot skiferen i noget høiere nivaa viser trykpaavirkning, med blanke skiktflater, et fænomen som man ser almindelig i skiferindleiringene i Bossekopavdelingen, særlig nær under kompakte kvartsitlag.

Diskordansen er ikke alle steder like iønefaldende. Mest fremtrædende er den i strøket op for Opgaard, samt op for (syd for) dalen med den gamle grubevei. Man ser her udmerket godt hvorledes mot vest stadig høiereliggende Raipaslag gaar ind under Bossekopavdelingen. Som det vil fremgaa er ogsaa denne yngre bergartsgruppe sterkt paavirket av foldning, en foldning som selvfølgelig i nogen grad har indvirket paa forholdet mellem de to avdelinger, idet lagene

paa to sider av grænseplanet kan være blit presset mot hverandre og diskordansen derved mer eller mindre utvisket. Dette synes saledes at være tilfældet ved den før omtalte lokalitet straks øst for det paa fig. 3 fremstillede profil, videre i Raipasfjeld paa et parti av grænsen hvor Bossekopavdelingen støter ind mot den over hoveddolomitlaget liggende sandige skifer samt endelig henimot Raipasfjeldets vestlige styrtning. Man maa selvfølgelig videre ta i betragtning at omend Raipasavdelingen som helhet har undergaat nogen foldning allerede før Bossekopavdelingens sedimentation, saa kan lagstillingen paa sine steder ha holdt sig horizontal og derved en tilsyneladende konkordans mot den overliggende avdeling være opstaat.

REUSCH har i „Det nordlige Norges geologi“, s. 70—74 behandlet spørgsmaalet om forholdet mellem Raipas og Gaisa og har tydeligvis (ved x paa hans skisser) iagttat grænsen mellem Raipassandsten og Bossekopkvartsit. Da han i den undre sandsten ikke har iagttat nogen tydelig lagring, men bare hvad han mener er et sprækkesystem, har han ikke fundet noget bevis paa en avvikende overleiring. Havde Reusch iagttat grænsen mellem de to avdelinger noget længer i øst, hvor forholdene er klarere, var han utvilsomt kommet til en anden opfatning.

TH. VOGT har sommeren 1916 avlagt et kort besøk i Raipasfjeld og i et foredrag i Norsk geol. forening i januar 1917¹ fremholdt at han ikke har iagttat nogen diskordans mellem Raipas- og Bossekopavdelingen. Imidlertid maa ogsaa hans undersøkelse ha strukket sig over et meget litet omraade, vistnok over strøket, som svarer til kontakten mellem

¹ Et ganske kort referat er git i „Naturen“, 1917, s. 96.

Bossekopavdelingen og de sandige skifre over Raipasdolo-
miten. Her har man som ovenfor nævnt heller ingen sær-
lig utpræget diskordans.

Bossekopavdelingens mægtighet som den kan sees i Rai-
pasfjeldets østlige del er omkring 180 m. Derav bestaar de
undre 110 m. av en forholdsvis ensformig lagrække med lys
rød og graa glasagtig kvartsitisk sandsten, for det meste tem-
melig massiv, dog i enkelte zoner og særlig ved basis med
litet mægtige indleiringer av sandig skifer.

Den typiske lyse kvartsitiske sandsten er en middels-
kornig glasagtig bergart, væsentlig bestaaende av kvartskorn
av i almindelighet op til 0,5 mm. størrelse (se pl. XIX, fig. 3).
Dog forekommer ikke sjelden grovere lag. Kornene er for
de størres vedkommende temmelig bra rundet, mens de
mindre er endel kantet. Som helhet maa kornene siges at
være vel rundet, som man ser det bedst i mikroskop uten
nikoller. Der fremtrær da en mer eller mindre utpræget
mørk rand, som markerer konturen av hvert korn. I mør-
kere, røde varieteter kan denne randzone fremtræ meget
tydelig, som en mørk brun linje, utvilsomt bestaaende av
jernoksyd. Mellemrummene mellem kornene er utfyldt med
kvarts, som ialmindelighet er orientert som de tilstøtende
korn. Bergarten er en utpræget kvartssandsten, om end
feldspatkorn i almindelighet kan iagttas i præparat. Partivis
har jeg set op til hvert femte korn bestaa av feldspat, men
dette er en sjelden undtagelse.

Over den mægtige serie med lyse kvartsitiske sandstener
kommer saa avdelingens interessanteste bergart, et rødbrunt
konglomerat av omkring 10 m. mægtighet. Den helt noi-
agtige tykkelse er meget vanskelig at maale da konglomerat-
laget i almindelighet har litt meget av forvitring saa det ikke

er blottet i sin helhet. Det som slaar en ved første øiekast er de indleirede bruddstykkers helt uordnede plads i bergarten idet store og smaa stykker ligger om hverandre, *uten antydning til lagdeling* (se fig. 4). Har man videre set det bekjendte moræne-konglomerat ved Mortensnes og Bergeby ved Varangerfjorden, i fast fjeld eller stykke, er man desuten klar over at her maa foreligge en praktisk talt identisk bergartstype.

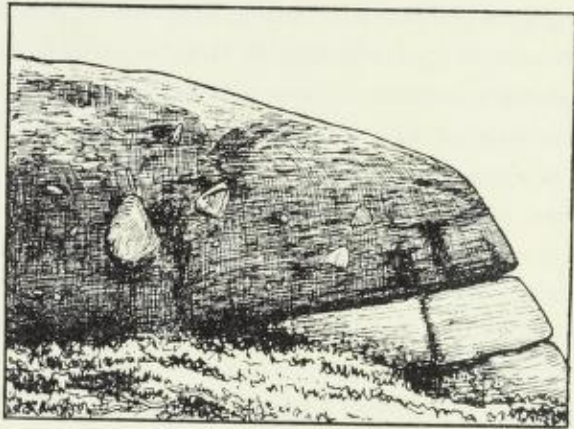


Fig. 4. Morænekonglomerat (tillit) over lys kvartsitisk sandsten. Aassiden syd for Opgaard i Tverelvdalen.

Den nedre del av konglomeratet er regelmæssig av en noget fastere karakter end den øvre, hvor bollene er forholdsvis sparsomme og hvor den kraftig rødbrunt farvede finkornige grundmasse viser en temmelig utpræget skifrighet, dog ikke parallelt lagningen, men som følge av senere tryk, mer eller mindre steiltstaaende. De indleirede steners størrelse naar op til over 60 cm. i tversnit. Formen er ytterst varierende, fra rund til temmelig skarpkantet, det sidste særlig for mindre stykker. Overordentlig hyppig træffer man *kantslitte* sten.

Da grundmassen som nævnt forvitrer sterkt kan man temmelig let isolere de indleirede stener og det lykkedes mig efter ikke særlig meget arbejde at finde en række (ialt 7) stener med utvilsomme *skuringsstriper*, striper som ikke har noget med kvartærtidens istid at gjøre. Naar man finder skurstriper paa stener som man finder løse i konglomeratets forvittringsmateriale maa man selvfølgelig være opmerksom paa at skuringen kan være av kvartær oprindelse, idet vedkommende sten kan ha anstaat i konglomeratfjeldets av isen paavirkede overflate. En slik sten vil imidlertid i sin form angi dette forhold, idet den vil være mer eller mindre tvert avskaaren. Den pl. VI avbildede sten har med sin fra tilskueren vendende side ligget i dagen og er der blit skuret i kvartær tid. Interessant er det at denne sten paa den paa fotografiet fremstillede side viser hvorledes den, *efter at stripene var dannet*, har undergaat en trykpaavirkning, med merker efter en glidning, en friktion mot den omkringliggende bergartmasse. Man ser nemlig antydning en slags glideflate med en overordentlig fin parallelstripping, en stripping som krydser skuringsstripene og er yngre end disse. Paa en anden vakkert skuret sten ser man hvorledes under tilsvarende trykvirkninger stenen er blit gjennemsat av en mængde sprækker og hvorledes de mellem disse sprækker liggende deler ofte er noget forskjøvet i forhold til hverandre. Ogsaa mange av skurstripene er paa denne maate blit noget forkastet og maa følgelig være ældre end den tid, da konglomeratet var utsat for et særlig sterkt tryk, nemlig den kaledoniske jordskorpebevægelses tid.

De bergarter hvorav konglomeratstenene bestaar, er ytterst forskjellige. For en meget væsentlig del bestaar de av bergarter med grundfjeldshabitus, presset og upresset

granit, samt dioritiske bergarter, typer, som jeg ikke har set *in situ*, videre kommer forskjellige kvartsitiske sandstener, bl. a. er paatruffet rødlig kvartssandstener, temmelig lik typer av den underliggende Bossekopkvartsit, og endelig meget almindelig bergarter tilhørende Raipasavdelingen. Først og fremst maa nævnes lys, brunlig forvitrende dolomit i forskjellige varieteter, man har bl. a. en sterkt skifrig og skiferblandet type, som er almindelig i den nedre del av den mægtige dolomithorizont i Lille Raipasfjeld, man har ogsaa stykker som viser en koncentrisk struktur, med halvkuleformig opbøiede lag. Ogsaa en tæt lerstenslignende bergart av Raipastype er iagttat, desuten en mørk, noget sandig lerskifer samt stykker av mørk flintlignende kvarts.

Konglomeratets rødbrune finkornige skiferlignende grundmasse viser sig selv i tyndt præparat for en stor del ugjennemsiktig. I denne grundmasse sees under mikroskop spredt utover større og mindre skarpkantede stykker, hvorav de mindste i almindelighet bestaar av ren kvarts, de større av forskjellige bergarter. Bergartens eiendommelige utseende under mikroskop sees av pl. XIX, fig. 2.

Et karakteristisk træk ved dette *glacialkonglomerat*, er dets jevne tykkelse, dets indleiring som en vidt utbredt zone mellem parallele lag av finkornige sedimenter. Vi kommer i oversigten tilbake til dette forhold.

Mens konglomeratets undre grænse er meget skarp, se fig. 4, saa er den opad helt gradvis idet man faar mer og mer av den finkornige grundmasse og mindre av indleiret sten til man kommer over i en helt stenfri brun sandig skifer. Herover kommer saa atter lys kvartsit med indleirede kvartskonglomerater (med nøttestore rullesten), saa brun til brunrød skifer og atter lys, graa til rødlig kvartsitisk sand-

sten. Den samlede mægtighet av disse over konglomeratet liggende lag er i den østlige del av Raipasfjeld 50—60m. Herav har skiferzonen i midten omkring 10 m.

Bossekopavdelingens mægtighet vil ikke overalt være den samme idet jo de overliggende skifrige, metamorfe bergarter avskjærer dens foldede lag diskordant.

En kvartsitserie med skiferindleiringer som blev iagttat nærmest under de skifrige, metamorfe bergarter paa et punkt længer vest, i nordhellingen av Raipasfjeldets høieste parti, naar muligens op til et noget høiere stratigrafisk nivaa end lagene som de ovenfor er beskrevet, i aassiden syd for Opgaard. Man ser her i vest under den noget glinsende kvartsskiferlignende bergart, som ligger med svævende fald, en mer skraatstillet bergartsserie med følgende zoner: øverst 2 m. med kvartsitlag vekslende med grøn skifer, derunder 5 m. rødbrun lerskifer, saa 5 m. lys kvartsitisk sandsten med øverst (kvarts) konglomeratlag, videre 6 m. rødbrun sandig skifer samt endelig 20 m. lys kvartsitisk sandsten. Lagfølgen videre nedover var paa ved kommende sted vanskelig at iagttat paa grund av overdækning.



Fig. 5. Profil i fjeldknausene paa nordsiden av bryggen i Bossekop. Foldede lag av kvartsitisk sandsten (lys) og skifer (mørk) tilhørende Bossekopavdelingen.

Bossekopavdelingen anstaar i Raipas- og Borrasfjeld i et noget bueformig strøk, konkavt mot nordvest. Faldet er i Raipasfjeld i hovedsaken sydøst, i Borras øst-sydøst til øst. Imidlertid forekommer talrike avvikelser idet man meget hyppig træffer sterkt uregelmæssige folder.

Ved Bossekop kan man iagttå en ganske kraftig foldning med vest-nordvestlig strøk. Foldene fremtrær meget vakert i fjeldknausen nord for bryggen idet man her har en indleiring av brun og graa skifer i den lyse kvartsitiske sandsten (se fig. 5).

Den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe bergarter.

Som en vældig, svakt nedbuet plate møter vi inden Altenbladet den bergartsserie om hvis geologiske forhold og alder der for søndenfor liggende strøk har været ført saa megen strid i skandinavisk fjeldgeologi. Det er da nærmest denne serie, som DAHLL indbefattet i sit *Gaisa-system*, forsaavidt angaar trakten nærmest indenfor bunden av Altenfjorden og over mot Kvænangen. Imidlertid omfatter denne betegnelse i andre trakter, efter Dahlls stratigrafiske skema og hans geologiske kart, helt andre bergartsgrupper og det er derfor umulig at opretholde den.

Saa vel den metamorfe series petrografiske karakter som forholdet til de underliggende, forholdsvis meget litet eller ikke pressede bergarter er ytterst forskjellig i kartbladets nordvestre og sydøstre del. La os først se paa forholdene i *nordvest*, det omraade som har ligget nærmest fjeldkjædens centrale strøk.

Den metamorfe serie kan her, som det nedenfor nøiere skal omtales og som det fremgaar av profilet, pl. XX, 1, inddeles i tre underavdelinger, hvorav den midtre for en stor del bestaar av mest sterkt pressede eruptivbergarter, den undre og den øvre av sterkt pressede skifrige bergarter, som efter min opfatning er av sedimentær oprindelse.

Med hensyn til seriens undre grænse finder vi i nordvest i utpræget grad en *diskordans* mot den underliggende sedimentserie, Bossekopavdelingen. Dette forhold kan vakkert sees i Raipasfjeld (se profilet i fjeldets steile vestsider pl. II, fig. 2) og det kan, allerlettest, sees i den umiddelbare nærhet av Bossekop, ved sjøen paa Kongshavnfjeldets vestsider. Man har her nederst sterkt foldede Bossekopbergarter, kvartsitisk sandsten og sandig skifer, strykende vestlig til nordvestlig og derover som en omtrent flattliggende lagpakke planspaltende, kvartsskiferlignende bergarter. Grænseflaten er temmelig jevn og har et svakt østlig fald. I motsætning til hvad forholdet var ved grænseflaten mellem Raipas og Bossekopavdelingen dreier det sig ikke her om nogen primær, stratigrafisk grænse, idet der utvilsomt efter grænseflaten har fundet en kraftig forskyvning sted. Dette angis av en opknusning langs grænsen, hvor denne er iagttatt, og videre av den øverstliggende bergartsgruppes overordentlig pressede, mylonitiske karakter i forhold til den underliggende Bossekopavdelings. Paa et punkt hvor grænsen var bra blottet saaes direkte over Bossekopkvartsitene som et tyndt lag en meget lys, grønlig, kompakt, makroskopisk kvartsitlignende bergart. I præparat viser denne dels kantknuste, dels aldeles sønderbrukne korn av kvarts og rikelig feldspat (baade kalifeldspat og plagioklas forekommer almindelig) med størrelse fra $\frac{1}{2}$ mm. (længde) og nedover.

Bossekopavdelingen anstaar i Raipas- og Borrasfjeld i et noget bueformig strøk, konkavt mot nordvest. Faldet er i Raipasfjeld i hovedsaken sydøst, i Borras øst-sydøst til øst. Imidlertid forekommer talrike avvikelser idet man meget hyppig træffer sterkt uregelmæssige folder.

Ved Bossekop kan man iagttå en ganske kraftig foldning med vest-nordvestlig strøk. Foldene fremtrær meget vakert i fjeldknausen nord for bryggen idet man her har en indleiring av brun og graa skifer i den lyse kvartsitiske sandsten (se fig. 5).

Den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe bergarter.

Som en vældig, svakt nedbuet plate møter vi inden Altenbladet den bergartsserie om hvis geologiske forhold og alder der før søndenfor liggende strøk har været ført saa megen strid i skandinavisk fjeldgeologi. Det er da nærmest denne serie, som DAHLL indbefattet i sit *Gaisa-system*, forsaavidt angaar trakten nærmest indenfor bunden av Altenfjorden og over mot Kvænangen. Imidlertid omfatter denne betegnelse i andre trakter, efter Dahlls stratigrafiske skema og hans geologiske kart, helt andre bergartsgrupper og det er derfor umulig at opretholde den.

Saa vel den metamorfe series petrografiske karakter som forholdet til de underliggende, forholdsvis meget litet eller ikke pressede bergarter er ytterst forskjellig i kartbladets nordvestre og sydøstre del. La os først se paa forholdene i *nordvest*, det omraade som har ligget nærmest fjeldkjædens centrale strøk.

kompakt kvartsitagtig karakter, som nævnt fra tilsvarende nivåa fra Kongshavnfeldets vestsider, og derover finkornige planspaltende glimmerførende kvarts-feldspatbergarter.

Den underste bergart viser i mikroskop væsentlig mekanisk paavirkning, med en overordentlig intens opknusning. Som i Kongshavnfeld er ogsaa her feldspat rikelig tilstede. Præparater fra de høiere lag viser en tydelig omkrystallisation med nydannede mineraler. Grovheten tiltar i nogen grad opover, dog er kornene selv fra den øverste undersøgte bergart i almindelighed under $\frac{1}{2}$ mm. i længdeutstrækning.

Med hensyn til disse ovenfor omtalte bergarter, som opbygger den metamorfe series undre del, med en mægtighet av omkring 200 m. i den nordøstre del av Store Raipasfeld, omkring Transfordalen muligens noget mer, saa er de primære karakterer ved opknusning, og ogsaa ved omkrystallisation, saa sterkt utvasket at man vistnok, paa grundlag av studier av mikroskopiske præparater, i de fleste tilfælder vanskelig kan komme til noget helt sikkert resultat. Jeg tror at man her kan dømme vel saa meget efter de generelle, makroskopiske karakterer. Mens man efter mikroskopiske undersøkelser, som altid — i alle studerte præparater — viser en meget stor feldspatgehalt, kunde fristes til at anta at her foreligger sterkt pressede sure eruptivbergarter, faar man av bergartenes makroskopiske karakter den motsatte opfatning, nemlig at her foreligger en sedimentserie, hvis vigtigste bergart har været feldspatrik sandsten. Den overordentlig vakre lagdeling, som man ofte finder, med stadig veksel mellem lag av grovere kvartsfeldspatbergart og fin fyllitisk (tildels kloritisk) skifer, kan kun forklares ved

antagelsen av at her foreligger en sterkt opkjust sediment-serie, der som hovedbergart har havt en arkose-sandsten og dertil ført tynde lag av lerskifer. Forekomsten av tynde kvartslag og videre av en om diagonalskiktning mindende struktur, som ialfald i enkelte tilfælder synes at være primær, passer med denne forklaring.

Mens jeg ikke tror der kan være tvil om den *sedimentære* karakter av denne den metamorfe series nedre del er der absolut ingen tvil om at der høiere op forekommer *eruptivbergarter* og det i meget stor utstrækning. Disse eruptiver ligger lovmæssig i en *midtre* zone av den metamorfe serie. Denne zone indbefatter forøvrig foruten utvilsomme eruptivbergarter ogsaa *gneisagtige* bergarter av mer tvilsom oprindelse, samt i mindre partier ogsaa bergarter av sedimentær karakter. Da man mellem eruptivene i midt-zonen og de nedenfor og ovenfor liggende finkornige, mer planskifrige bergarter finder bergarter med overgangskarakterer — av gneishabitus — blir midtzonens grænser noget vilkaarlige, ialfald til der foreligger en indgaaende geologisk-petrografisk undersøkelse av forholdene.

Eruptivzonen træffes i hele den metamorfe series utgaaende i fjeldpartiene indenfor lavlandet i nordvest. Særlig gode snit har man i Transfordalen samt i fjeldpartiet syd-sydvest for Tangen nær kartets vestgrænse.

Et indgaaende studium av denne midtzone, som ved Tangen har en blottet mægtighet av ca. 450 m. (undergrænsen er her ikke naaet) ved Transforelven av ca. 600, vilde kræve uker, kanske maaneder av arbeide i marken foruten en mængde efterarbeide, skulde de fulde resultater naaes. Dette arbeide som utvilsomt vil ha en overordentlig interesse for forstaaelsen av fjeldkjædens tektonik, faar bli fremtidens

sak. Her skal kun i korthet meddeles litt om de optrædende bergarter.

Hovedmassen er utpræget skifrige, øiegneisagtige typer med overgang paa den ene side til saagodtsom upressede graniter, paa den anden til en rik variation av finkornige krystallinske skifere. I de store urer som ligger nedrasat under de eiendommelig formede fjeldknatter syd-sydvest for Tangen, (se pl. II, fig. 3), har man en række av disse forskjellige bergartstyper samlet.

Fig. 6 viser overflaten av et nedstyrtet fjeldstykke. De helt lyse gangformig optrædende partier er kvarts-feldspat-pegmatilganger, som tydeligvis har været gjenstand for foldning. De gjennemsætter en mørkere bergart, overst, det er en finkornig



Fig. 6. Pegmatitaarer gjennemsættende glimmerskifer og gneisgranit. Sydsydvest for Tangen.

glimmer (biotit) skifer, og en lysere, nederst, en grov lysegraa gneisgranit. Man ser ogsaa et par smaapartier av denne bergart i glimmerskiferen. Ett sted, utenfor figuren, gjennemsættes gneisgraniten av en $1/2$ m. tyk gang av en meget finkornig lys apolitisk granit, som ikke viser antydning til skifrihet.

Overalt hvor jeg har iagttat granitiske bergarter i *større* partier har de havt ialfald nogen skifrihet.

Langs nordvestpartiet av Store Raipasfjeld er mellomzonen for det meste adskillig overdækket. Egentlige granitbergarter har jeg her ikke iagttat men derimot finkornig øiegneis med feldspatøine, en bergartstype som hører til

zonens mest almindelige og som uten tvil er av eruptiv (granitisk) oprindelse.

I nordvesthellingen av Store Borrås trækker man bl. a. paa en skifrig, temmelig mørk, porfyrisk granit, med (optil



Fig. 7. Grovkornig, noget skifrig granit fra midtsonen, syd-sydvest for Tangen.

³/₄ cm.) store, sterkt dekomponerte feldspatkorn der ofte har sin krystalbegrænsning meget vel bevart. Denne bergart, som særlig i enkelte zoner har en hvitlig forvitnings skorpe, anstaar i en meget betydelig mægtighet. Under den anstaar en

paafaldende hvid, temmelig grovkrystallinsk skifrig feldspatbergart, førende skjæl av sericit paa skifrihetsflatene. Ogsaa dette maa være en utvilsom eruptivbergart. Endnu længer nede iagttokes en bänk bestaaende av lys kvarts. Her kunde man tænke paa en omvandlet kvartsit men der kan ogsaa foreligge en utpresset pegmatitkvartsgang.

Det allerbedste omraade for en detaljundersøkelse vilde være i Transfordalens steile sider. Her forekommer mægtige, lagvis anordnede partier av tildels kun ytterst litet skifrige, middelskornige graniter, bl. a. vakkert røde, grønflekede bergarter (med sterkt dekomponert feldspat). Mørke mineraler optrær gjennemgaaende meget sparsomt. I Transfordalen iagttar man ogsaa en mængde varieteter av mer skifrige bergarter, granitskifre, finkornige gneis- og øiegneisbergarter o.s.v, med den skifrige struktur tiltagende baade opad og nedad hvorved der fremkommer en tilsyneladende gradvis overgang til de under- og overliggende bergartzoner.

Som det vil fremgaa av kartet er denne mot sydøst svakt neddukkende midtzone ikke paavist at dukke op igjen — i sydøst — undtagen i omraadet nærmest Altenelven, i strøket Bollevand—Gargia. I virkeligheten kan den paa østsiden av Altenelven følges sammenhengende som en stor skaal hvis overflate saavidt ligger over elvens nivaa omkring Desika. Her har man nemlig allernederst øiegneislignende bergarter, mens opover i lien den metamorfe series øvre hovedavdeling, med planspaltende kvartsskiferlignende bergarter, anstaar.

Egentlige granitbergarter har jeg imidlertid ikke set i dette indre strøk. Der forekommer fortrinsvis finkornige, ofte sterkt sericittførende øiegneiser og dertil rikelig pegmatitganger, som kan være gjennemsættende eller mere parallelt-

løpende. Ved Gargiaelven, næsten oppe ved den aapne fjeldvidde, anstaar betydelige partier av en temmelig grovkornig, meget mørk, noget kisleerende, gabbrolignende, for det meste svakt skifrig bergart. Under mikroskop viser den sig, foruten sterkt dekomponert plagioklas og meget hornblende, at indeholde rikelig med kvarts samt ikke litet kalkspat. Man har tydeligvis for sig en sterkt omvandlet basisk dypbergart. Feldspatkornene viser med sine miniaturforkastninger og vakert bøiede striper at de har været utsat for et sterkt tryk. Lignende hornblendेरike bergarter men noget mer finkornige og i mer presset tilstand, med utpræget skifrihet, findes over store partier paa vestsiden av Gargiadalen og her er der paa sine steder anledning til at se en virkelig, nogenlunde skarp grænse mellem denne midtzonens bergart og den øvre hovedavdelings planspaltende kvartsskiferlignende lag, som i endeløs rækkfølge, i hylde paa hylde, anstaar opover Ravtasvarres (Hellefjeldets) østre skraaninger. Interessant er det her at denne grænse, saavidt den kan sees, ikke forløper parallelt med lagningen eller skifriheten i den øvre avdelings skifre, men at den skjærer denne saa man sydover faar grænsen i stadig lavere og lavere lag av den øvre zones skifre. Med andre ord: den pressede eruptivbergart synes at tynde sig ut mot syd. Et enkelt sted, i nærheten av det lange, smale vand som ligger straks syd for høide 522, ca. 3 km. sydvest for Gargia fjeldstue, saaes i en nordøstgaaende fjeldvæg et nogen meter tykt parti av hornblendegneisbergarten kile sig fuldstændig ut (mot sydvest) i den omgivende planspaltende kvartsskiferlignende bergart.

I strøket omkring Gargiadalen fandtes ogsaa en i serien isolertstaaende forekomst, nemlig i en liten uregelmæssig opstikkende fjeldknaus straks oppaa høiden nordvest for

fjeldstuen, en grovkornig lys rødlig *dolomit* med sterkt rustfarvet forvittringshud, og gjennemsat av uregelmæssige kvartsaarer. Dens nøiere forhold til den omgivende trakts øiegneisbergarter kunde ikke avgjøres, men jeg holder det for sandsynlig at man her har et litet, av senere fremtrængte pressede eruptivbergarter omgit og kontaktpaavirket dolomitparti av sedimentær oprindelse, selvom nogen lagdeling nu ikke kunde spores.

Et ganske tyndt lag av en brunlig forvitrende, sterkt presset forkislet dolomitisk bergart er forøvrig iagttat ogsaa i Borrasfjeld, paa høiden op fra Rognskog. Terrænget var her adskillig overdækket, men bergartens nivaa var mellem Bossekopkvarst og mylonitiske skifre. Bergarten maa uten tvil antas at tilhøre den metamorfe serie, som et lokalt opbevart led av denne.

De nærmest under midtzonens eruptivbergarter liggende lag i Gargiadalen skiller sig noget ut fra de vanlige, fra omraadet nordenfor omtalte bergartstyper. Man finder nemlig, som man ser flere steder ved Gargia-veien, saavel ned imot Altenelven som opover i skraaningen mot vidden, en zone med sterkt glinsende, grønlig og brunlig skinnende fylliter. Man har nok ogsaa andre steder fyllitiske indleiringer i de grovere kvartsskiferlignende lag, men ikke i saapas stor mægtighet og neppe heller saa krystallinske.

Som nævnt er det ikke lykkedes hverken længst i nord eller længst i vest paa kartet at paavise midtzonens granit- og gneisbergarter. Man kunde være fristet til at skylde paa det sterkt overdækkede terræng som gjennomgaende findes i det strøk, hvor vi skulde vente at finde fortsættelsen av den eruptivrike midtzone og utvilsomt kan ogsaa meget skjule sig under viddenes løse dække. Imidlertid har jeg med det

maal for øie at finde denne fortsættelse gjennemsøkt det opstikkende fjeld som fandtes og paa grundlag av dette arbeide maa jeg anse det utelukket at denne midtzone dukker op igjen inde i landet som et sammenhengende belte fra sydvest til nordøst i den skikkelse hvori den forekommer ved fjeldviddenes nordveste avhæld mot lavlandet ved Altenfjordens bund eller hvori jeg har set den i strøket Gargiadalen — Bollojavrrre. Jeg har f. eks. paa en række steder passert Avõõejavrres (Trangdalsvandets) temmelig bratte sider, hvor meget fjeld er blottet, fra øverst til nederst men kun iagttat planskifrige, meget finkornige bergarter uten gneiskarakter.

Set i sammenheng med det vest for Gargia direkte iagttagne fænomen at midtzonens grovere bergarter her tydelig avtar i mægtighet sydover, i ett parti helt kiler ut i den planskifrige serie, kan dette kun bety at eruptivene mangler, kiler ut saavel sydvest som nordøst for det nævnte centrale omraade.

Vi kommer saa til omtalen av den øverste hovedavdeling av den metamorfe serie. Mens den altsaa i strøket ved Gargia synes at være skarpt begrenset fra den eruptivrike mellemzone er der længer i nord og nordvest, som tidligere omtalt, ikke paavist nogen slik bestemt grænse. Dog kan man ogsaa her i nordvest gjennom en lagtykkelse av faa meter finde en overgang fra midtzonens gneisagtige bergarter og til den øvre avdelings mest typiske bergart inden omraadet, Altens takskifer.

Denne for distriktets befolkning saa viktige bergart er en planspaltende, sterkt feldspatførende kvartsskifer med rikelig grønlig glimmer paa lagflatene, hvad der gir bergarten en grønlig farve. Spaltbarheten er ypperlig og deler op bergarten i lag, hvis tykkelse i almindelighet er fra

omtrent $\frac{1}{2}$ cm. og opover (se fig. 8). Indenfor hvert lag er strukturen overordentlig fast, idet kvartskornene (som i et undersøkt præparat viste sig at være den overveiende bestanddel) i almindelighed ligger med overordentlig sterkt i hinanden gripende kanter. Mens kvartskornene saaledes meget sjelden viser nævneværdig af sit oprindelige omrids, kan man ikke sjelden se feldspatkorn med paafaldende jevn



Fig. 8. Forvitret væg av taksiferbergarten, østsiden av Tverelvdalen.

og rund ellipsoidisk begrænsning, et fænomen som ved siden av den generelle karakter av lagrækken i høi grad peker hen paa at man her har en oprindelig klastisk bergart for sig. Kornenes størrelse var i præparatet fra $\frac{1}{3}$ mm. og nedover. Spor av kalkspat forekommer, dog ikke i en utstrækning saa det i nævneværdig grad skulde kunne forringe skiferens kvalitet. Et mikrofotografi er gjengit pl. XVII, fig. 6.

Denne feldspatførende kvartsskifer har sine typiske og vigtige karakterer, sin finkornighet, sin fortrinlige og plane spaltbarhet i litet mægtige, nogenlunde jevntykke lag, gjen-

nem en mægtighet av ca. 200 meter. Man har da ogsaa anlagt brudd i meget forskjellige nivaaer, som f. eks. paa nordøstsiden av Tverelvdalen. Inden denne samlede mægtighet kan selvfølgelig ikke paa langt nær alt brukes til skifer idet man ofte paatræffer zoner med mere fyllitiske bergarter, eller ogsaa, som ofte er tilfældet, uregelmæssige kvartslag, foruten at man kan ha foldninger, som umuliggjør anvendelsen av bergarten.

Hvor man har anledning til at følge denne øvre avdeling av den metamorfe serie i høiere nivaa, som f. eks. i Transfordalens sider, finder man opover en gradvis tiltagen av krystallinitet og kornstørrelse. Vi møter bergarter, som viser en antydning til gneisagtig præg. De viser dog fremdeles en god og plan spaltbarhet og skiller sig herigjennem og ved sin større finkornighet fra mellemzonens gneisbergarter.

Regnet fra de øverste opbevarte lag, hvis stratigrafiske stilling i hovedsaken kjendes, faar man for den metamorfe series øvre avdeling i trakten omkring Transfordalen en mægtighet av ca. 500. Ved Altendalen er mindre, ca. 350 m., opbevart.

Den metamorfe series samlede mægtighet er altsaa inden den nordvestlige del av kartomraadet maksimalt $200 + 600 + 500 = 1300$ m.

Fortsætter vi saa mot *sydøst*, saa er det her kun den undre del av den metamorfe serie som findes opbevart. Kommer vi saalagt indover Altendalen som til Kista, møter vi under den eruptivførende zone atter planspaltende kvartsskiferlignende bergarter, som man saa har anstaaende paa elvens sider i de bratte vægger mellem Kista og Sandia til de endnu nogen kilometer længer oppe blir underleiret av

den underkambriske lerskifer-sandstensserie. Mægtigheden av den metamorfe serie mellem eruptivzonen og de underliggende uomvandlede lag synes her at være endel større end mægtigheden av den undre del av serien i nordvest.

Ser man i Altendalen paa lerskifer-sandstensavdelingens forhold til den overliggende plateformige masse av „haardskifre“, temmelig kompakte kvartsitlignende bergarter, saa har man, som det kan sees paa fotografiet pl. II, fig. 1, gjennemgaaende en tydelig og skarp grænse for sig.

Den haarde metamorfe plates underflate falder parallelt lagningen i den let forvitrende underliggende serie og parallelt det subkambriske peneplan. Heldningen er længst i sydøst omkring 60—70 m. pr. km., men blir nedenfor Savtso noget flatere.

Om end de over lerskifer-sandstensavdelingen liggende bergarter har væsentlige ting tilfælles med de skifrige bergarter, som vi har omtalt fra den metamorfe plates undre og øvre zone i nordvest, har de dog samtidig en noget avvikende karakter. Man finder ikke i sydøst de overordentlig let spaltende, av forholdsvis tynde lag opbyggede bergarter fra Bossekoptrakten, der med sine hyppig vekslende mørkere, tildels fyltiske, og lysere kvarts-feldspatrike lag paa tversnit gir et utpræget baandet, ofte helleflintagtig indtryk, som for de mer grovkornige typers vedkommende begynder at minde om en finkornig gneis. Istedet har man en mer homogen bergartsmasse, temmelig mørk, graa, paa spalteflatene grønlig, og med et mer utpræget *kvartsitisk* utseende. Jeg har faat lavet mikroskopiske præparater av prøver fra forskjellige steder, fra et sted nedenfor Sandia, temmelig høit oppe i serien, fra Gabo og fra høiden ovenfor Jotkajavrrefjeldstuen, de to sidste tat i den nederste del av den metamorfe plate, dog

adskillige meter fra basis. Alle disse præparater viser utpræget klastiske bergarter: sterkt feldspatførende, tildels ogsaa svakt karbonatførende sandstener, som har undergået et voldsomt tryk, der har foraarsaket en opknusning som særlig har gaaet utover de mindre korn og særlig kvartskornene. De større feldspatkorn har i almindelighet bevaret sin form temmelig bra, ofte fuldkommen. Sterkest deformation viser prøven fra den nordvestligste lokalitet og her findes ogsaa rikelig med nykrystallisert, parallelanordnet glimmer.

Denne opknusning i den øvre plate, mens sandstensbergartene kun faa meter nedenfor er blit praktisk talt upaavirket, kan kun bety at der med og i den øvre bergartsmasse har foregaaet forskyvninger, mens den underliggende serie i hovedsaken er blit liggende upaavirket *in situ*.

Ser man nøiere efter ved grænsen saa finder man der tydelige tegn paa en sterk forskyvning. Straks under de pressede kvartsitiske bergarter finder man en sterk opknusning av lerskiferne, en opknusning som ofte kan spores temmelig langt nedover.

Mens den metamorfe plates underflate er meget jevn ligger ikke altid de pressede bergarters lag paa samme maate. Overordentlig ofte ser man hvorledes de, ogsaa like over underflaten, er noget, tildels meget sterkt foldet og skraatstillet, med fald i almindelighet mot norvest, tydende paa tryk fra den retning.

Mens man i selve Altendalen kan skille meget skarpt mellem de umetamorfe og metamorfe bergarter, blir forholdene længer øst, ved glintranden mellem Jotkajavrre og Bojobæske, noget anderledes. Det er nævnt (s. 31) at der i det botnagtige dalparti nord for Njoaskejavrre anstaar en bæk av dolomit (i omtrent 530 m. høide), underleiret av

grøn, noget presset lerskifer og overleiret av en grovklastisk sparagmitbergart, noget presset, men dog med sin klastiske struktur ogsaa makroskopisk helt tydelig. Videre er nævnt forekomsten av en lignende bergart over lerskifer-sandstensserien i Dødningekløften noget længer vest. Samme bergart, tildels helt konglomeratisk utviklet, er ogsaa paavist i et snit imellem de to lokaliteter (i bækkeleiet fra et vand 563 m.) ret nord for Dødningekløften. Et mikrofotografi av den grove sparagmit fra dette bækkeleie er gjengit pl. XVIII, fig. 5.

Man har i hele dette strøk som en bestemt zone *en forholdsvis litet presset, overordentlig feldspatrik sandsten liggende ovenpaa den underkambriske lerskifer-sandstensavdeling*, et sted iagttat med en dolomitbænk imellem, et andet uten nogen saadan.

Ogsaa denne sparagmitiske bergart angir i sin struktur at den har været utsat for et sterkt pres som dog ikke paa langt nær har været saa sterkt som det bergartene ved Altenelven og nord for Jotkastuen bar vidnesbyrd om. Dette blir forklarlig, naar vi mindes at glintranen ved Njoaskejavre ligger forholdsvis langt mot sydøst. Med andre ord, de nævnte litet pressede feldspatrike sandstener, som tilhører den underste del av den skjønne plate, ligger i dette omraade forholdsvis langt væk fra fjeldkjædens centralstrøk og har derfor lidt mindre av trykket.

Jeg har undersøkt litt nøiere den sparagmitiske serie i Dødningekløftens profil og videre opover, til toppen av fjeldet 693, og bl. a. tat en serie prøver, som er mikroskopisk undersøkt. Underst anstaar en rødlig temmelig massiv bergart, som under mikroskop viser sig at bestaa av omtrent like mange kvarts- og feldspatkorn, med gjennemsnitlig stør-

relse 0,3 mm. Kornene er dels runde, dels kantknuste eller sterkt deformert.

Kommer man nogen faa meter op forandrer bergarten sin karakter og man træffer gennemgaaende mørkere, ofte grønlig, finkornige, kvartsitlignende, paa spalteflatene noget glinsende bergarter av makroskopisk mere ubestemmelig karakter, netop den type som vi finder i de steile skrænter ved Altenelven. Den mikroskopiske undersøkelse viser fremdeles en helt utvilsomt klastisk struktur, men langt mindre tydelig.

Mikroskopiske præparater fra prøver tat systematisk opover viser imidlertid at man *ikke* regelmæssig moter mere opknuste bergarter jo høiere man kommer. En prøve som f. eks. er tat ved selve toppen av høiden ovenfor Dødningekløften viser sig at være adskillig mindre presset end en anden der er tat i ca. 30 m. lavere nivåa. Stort set gaar man dog fra en forholdsvis litet paavirket bergart nederst til sterkt mylonitiske typer høiere op. De nævnte uregelmæssigheter finder naturlig sin forklaring i at der *inden* denne sandstensmasse selv har fundet glidninger sted, med sterkest opknusning nær disse glideplaner. Ser man det her omhandlede fjeldparti fra nordøst (fra Storskaret) kan man se ialfald ett slikt glideplan antydnet i fjeldoverflaten; det helder mot nordvest og adskillig sterkere end hele sparagmitmassens underflate.

I en prøve tat ca. 1 km. indover vidden mot nordvest finder vi presstrukturen helt utviklet, man har (pl. XVII, fig. 7) sterkt utvalsede korn med overgang til helt opknuste. Dog ogsaa her kan man, som undtagelse, se tydelig rundede, primære konturer. Lagstillingene i dette parti nordvest for Dødninge-

kløften viser adskillig uregelmæssigheder med fald snart i den ene, snart i den anden retning.

En interessant forekomst av en ikke ellers inden kartbladet, saavidt mig bekjendt, paavist bergartstype, er iagttaget oppe i den øverste del av skraaningen op (nordvest) for Jotkastuen, næsten helt oppe paa vidden. Man blir her allerede paa afstand opmerksom paa nogen smaa uregelmæssige knauser med en paafaldende lys forvitring. Disse knauser viser sig at bestaa av en mørk graa, paa overflaten meget lys graa dolomitbergart¹. Da det kunde ha sin interesse at faa den nøiagtige magnesiagehalt bragt paa det rene har jeg latt et stykke analysere paa kalk og magnesia (av kemiker A. K. BRYNILDSEN) som fandt følgende:

Uopløselig	1,79 ^{0/0}
Ca CO ₃	52,63 „
Mg CO ₃	44,12 „

Procentforholdet kulsur kalk : kulsur magnesia blir efter dette.

54,39 : 45,61

d. v. s. man kommer overordentlig nær en normaldolomit.

Allerede med blotte øie ser man enkelte steder paa bergartens ytterflate smaa *oolit*lignende korn. Et mikrofotografi som viser disse i snit i sterk forstørrelse er gjengit pl. XVII, fig. 4. Man ser herav at det ikke dreier sig om en typisk oolit da kornene i sin almindelighet er temmelig uregelmæssige i form. Enkelte korn er meget finkornige og derfor mørke i præparatet, andre grovkrystallinske, mer som grundmassen.

¹ Den av KEILHAU — Gæa s. 282 — nævnte „orakelsten“, bestaaende av tæt graa kalksten, er sikkerlig enten en av disse knauser eller en løs blok av samme bergart fra dette strom.

Den førstnævnte type er utvilsomt den mer primære som ved en omdannelse utenfra gradvis overgaar til den mer grovkornige. I denne omdannelseszone finder vi meget hyppig en vakker radialstraalig struktur. Enkelte korn viser en markert konturlinie, som angir den oprindelige form, hos andre er den utvisket. Det kan ogsaa være forskjellig ved samme korn. Nogen kjerne av noget fremmet mineral er aldrig iagttat i kornene, hvorimot et og andet kvartskorn ellers kan være at se, særlig paa de sprækker som i stort antal gjennemsætter bergarten og som efter opløselighetsgraden at dømme bestaar av tydelig kalkrikere karbonat.

Nogen formodning om mægtigheten av dolomiten tør jeg ikke ha, da den utvilsomt ligger i sterkt forstyrret lagstilling og terrænget er meget overdækket. Adskillige meter tyk maa den dog være.

At man virkelig har med en anstaaende bergart at gjøre er uten tvil idet man over en længere strækning langs fjeldskraaningene i en bestemt retning træffer smaa dolomitknauer stikkende op. Med hensyn til den stratigrafiske stilling saa fremgaar det av høideforholdet at dolomiten befinder sig omtrent ved eller straks ovenfor lerskifer-sandstensseriens øvre grænse. Nogen helt noiagtig slutning kunde jeg paa grund av overdækningen ikke komme til.

De almindelige slutninger man kan trække om fjeldkjædens tektonik inden det nu behandlede omraade skal jeg ikke her komme ind paa, da forholdene blir behandlet sammen med de tilsvarende fra østligere undersøkte strøk av Finmarken, under den avsluttende oversigt.

Kvartærgeologiske forhold.

Skuringsstriper er sjelden at se da fast fjeld indover de store vidder, som optar størsteparten av kartomraadet, kun sjelden stikker op og man desuten der hvor fjeld væsentlig anstaar, nemlig i de bratte dalsider, meget ofte har fjeldoverflaten ødelagt ved utrasning. Bedst at iagttas er de i de litet overdækkede fjeldpartier i nordvest: Kongshavnfjeld, Lille Raipasfjeld osv. I dette strøk, særlig omkring Bossekop, er tidligere foretat talrike iagttagelser over stripenes retning av P. A. SILJESTRØM, offentliggjort i *Voyages en Scandinavie etc.* i serien *Geographie physique etc.*, T. I, Partie 1, s. 198. Retningen er her almindeligst NNV, dog svingende adskillig om denne hovedretning. Samme skuringsretning er av mig iagttat paa forskjellige steder længer ind i landet som angit paa kartet. Et sted nemlig paa Salevarre, nær kartets sydrand mellem Altendalen og Avøejavrre er iagttat noget østlig skuring, N 5° Ø. Fra Store Raipasfjeld anfører REUSCH nordøst til nord.

Morænegrusets beskaffenhet viser en transport fra syd-sydøst mot nord-nordvest. Saaledes finder man paa de store vidder nordvest for glintranden væsentlig *prekambriske* bergarter. Meget almindelig er gneis og granitbergarter som ikke findes inden Altenbladets prekambriske omraade men skriver sig fra fjernere strøk av det indre. Morænedækket er over de store vidder ialmindelighet temmelig jevnt utbredt og egentlig fremtrædende rygger kjender jeg kun fra faa steder. I samtlige disse tilfælder dreier det sig ikke om endemoræner men om langsgaaende rygger, *drumliner*.

Overordentlig imponerende er de nordvest—sydøst-gaaende grusrygger som findes i strøket syd og øst for Jotkajavrre fjeldstue, altsaa nær indunder glintrandens fjeldmasse. Man har her flere paralleltgaaende rygger, hvorav den største er ca. 1 km. lang og med sit høieste punkt raker ca. 50 m. over omgivelsene.

Noget snit har jeg ikke set i disse rygger, men efter overflatens beskaffenhet synes de at bestaa av vanlig usortert morænemateriale med rikelig store stener. Nordenfor fjeldstuen, opover i skraaningen finder man en vældig ophopning av morænemateriale med helt uregelmæssige overflateformer, tydeligvis sterkt paavirket av erosion.

Hvor Stabursdalen naar ind paa Altenkartet finder vi ogsaa meget mægtige morænemasser, dog uten nogen bestemt form, forekommende i uregelmæssige hauger, utmodellert ved rindende vand.

Drumlin-dannelser forekommer paa flere steder paa fjeldvidden mellem Staburselven og Altenelven; saaledes har man paa vidden nær indenfor Tverelvdales østre arm en meget fremtrædende slik ryg paa $\frac{1}{2}$ km.s længde gaaende i sydøstlig retning. Den nævnes av Reusch i N. g. u., aarbok for 1903, s. 40. Langs veien over Bæskades, temmelig nær midtveis mellem Gargia og Lodiken, anstaar i ca. 1 km. længde en lignende, her nord—sydgaaende ryg med morænemateriale. Den skarpe form skyldes dog for en stor del elveerosion

En overmaade vakker, typisk aasdannelse er den som beskrives og avbildes av REUSCH i det ovenfor nævnte arbejde (s. 41). Den ligger omtrent midtveis mellem Tverelvdaalen og Bojobæske poststue og strækker sig med et bugtet løp ca. $1\frac{1}{2}$ km. i sydøstlig retning. Materialet er vasket sand med smaasten.

Paa vestsiden av Jesjavrre iakttok jeg nogen eiendommelige sand- og grusavsætninger, som bestod av tydelig sortert materiale, ofte fin sand, og forekommende i uregelmæssige hauger, delvis av en utpræget langagtig form med mest nord-nordvestlig længderetning. Fordelingen av disse løsmasser er det som for en væsentlig del er aarsak til det overordentlig bugtede forløp av kystlinjen ved den nordlige del av Jesjavrre (se fig. 9). Hvad der i enkelte tilfælder var



Fig. 9. Utsigt over Jesjavrre fra sydhellingen av Ginnosvarre.

paafaldende og som ikke helt tilfredsstillet en forklaring som aasdannelse, var at overflaten ofte var paafaldende jevn og plan, saa jevn at man kunde bringes til at tænke paa en sjøavsætning. Nogen tydelig markert jevn høide for haugenes overflate kunde jeg imidlertid ikke opdage. En nøiere undersøkelse av disse dannelser, en undersøkelse som da maatte utstrækkes ogsaa til Jesjavrres øvrige omgivelser, vilde være av interesse.

De pragtfulde *terrasser* i trakten omkring Bossekop er allerede tidlig blit kjendt i literaturen ved BRAVAIS' maa-

linger i 1839¹. Bravais har git en temmelig utførlig beskrivelse av terrassene ledsaget av kartskisser og profiler. Han henfører de store terrasseflater i dette strøk til to trin, et øvre, maalt ved Sandfaldet, Elvebakken (se pl. II, fig. 4), til 68,1 m. (TANNER'S I ε) og et nedre (TANNER'S II A), med gjennomsnitshøide for trakten omkring Bossekop 27,7 m. o. h. Det er da de samme nivaaer, som Bravais har opmaalt længer utover i Altenfjorden, hvor de som bekjendt viser en sækning mot nord, et forhold som siden blev stadfæstet ved R. CHAMBER'S maalinge.

Denne øvre 68 meters terrasseflate anstaar — i erosionsrester — over vældige arealer omkring Altenelvens løp. De største terrasseflater findes omkring Losvar og Lille Raipasfeld, videre som den store ryg fra Sandfaldet og vestover paa sydøstsiden av bebyggelsen ved Bossekop og videre sydover paa vestsiden av elven til foten av Skoaddovarre og endelig, adskilt fra dette parti ved Eibyvelven, som en smal zone mellem Altenelven og Bæskavarre indover til Skjærafossen.

Hvor man langs Altenelven ser snit i disse løsavsætninger vil man altid se en lagdelt struktur med en hyppig veksel av grovere og finere materiale, fra storstenet grus til fin, leragtig støvsand.

Ser man paa terrasseryggen fra Sandfaldet og vestover, likesom paa dens fortsættelse ved Bossekop, saa falder det i øinene, som HELLAND anfører i Finmarkens amt I, s. 147, at denne ryg „er maaske at opfatte baade som en terrasse og en moræne“. Dens morænekarakter fremgaar av dens indhold av ofte svære, tildels kantede blokker, som kun kan

¹ Voyages en Scandinavie etc. Geogr. phys. T. I. Partie I.

være transportert av is. Slike blokker kan man se i et grustak ved foten av ryggen nordside ved Bugten, samt endda bedre ved Bossekop. Mens blokkene ved bugten er kunstig blotlagt ved gravning er de ved Bossekop lagt i dagen ved havets arbeide, som her har indgravet den terrasseflate, paa hvilken en stor del av stenene ligger. Denne flate er netop Braivais nedre linje, paa 27,7 m. Mange av de blokker man ser liggende i nordvestskraaningen av „bakken“ ved Bossekop er av imponerende dimensioner, næsten husestore, som allerede Braivais omtaler (se hans arbeide s. 106).

Man maa ialfald saa langt øst som til Bugten ha havt en vældig endemoræne som er blit paavirket og paa toppen utjevnet av havet da dette laa henimot 70 m. høiere end nu. Samtidig er forsænkningen indenfor blit fylt av lagede grus- og sandmasser som Altenelven førte med sig.

De lagede grus- og sandmasser som vi finder paa selve den store ryg, maa opfattes som et skal, et dække utenpaa den gamle moræne, enkelte steder fjernet ved senere erosion. At dette skiktede materiale mangesteds kan være mægtig er utvilsomt. Ved en brøndgravning paa høiden ved Bossekop var der øverst paatruffet 1—2 m. med grus, derunder 10 m. ler (eller støvsand), derunder grovt grus.

Oppe paa flaten søndenfor Kongshavnfjeldet faar man av det noget ujevne terræng, man der finder, indtryk av at havet her ikke har naaet høit nok op eller faat arbeidet længe nok til at faa bevirket en fuldstændig utnivellering. Efter mine barometermaalinger gaar da ogsaa de høieste partier op til adskillige meter over 70. Hvor veien Bugten—Bossekop begynder at helde mot vest iagttar man en række vakre strandvolder, hvorav den øverste efter min barometermaaling ligger saa høit som omkring 75 m. o. h.

Det er mulig at den oprindelige moræneryg kan ha gaat langt østenfor den nuværende grus- og sandryg, at den har ligget tvers over det lavland, som nu findes paa østsiden av Altenelvens munding. Ved hævnningen av landet har her elven banet sig en bred vei og revet ned det som stod den iveien.

Hævningen har foregaaet med mange avbrytelser, hvorav den ved 28 meters trinnet har været særlig merkbar. Baade mellem de to nævnte trin saavel som under det lavere, finder man mindre, mer lokalt utviklede terrasseflater, hvorav ialfald enkelte betegner en relativ stans i hævnningen. Veksellagringen mellem grovt og fint materiale har utvilsomt spillet en rolle for fremkomsten av mange mindre fremtrædende terrassetrin, idet ved erosjonen de fine sand- og leragtige lag let skylles ut, mens et underliggende grovt gruslag blir liggende tilbake som et overflatelag.

Med hensyn til den lavere hoved-terrasseflate saa betegner den ved Elvebakken, altsaa nær den sedimentbringende elvs utløp, utvilsomt en *akkumulations*-terrasse, som blir mindre og mindre utpræget vestover, og kommer vi paa den anden side Kongshavnfjeldet, hvorhen sedimenttilførselen ikke har naadd, finder vi som nævnt en utpræget *erosions*-terrasse, utgravet i den gamle av laget grus og sand dækkede moræneryg. Det er det samme forhold som man vilde finde for nutiden, hvis man tænkte sig landet blev hævet, saa de vældige sandflater omkring Altenelvens utløp kom paa det tørre.

De flater hvor man finder hovedmassen av det opdyrkede land er saagodtsom altid ganske lavtliggende, kun nogen faa meter over havets og Altenelvens nivaa. Saaledes omkring Elvebakken, Aronnes, Elvestrand, Øvre Alten og

indover i Tverelvdaalen. Jordsmonnet er for det meste utpræget sandig og planteveksten lider ofte av tørke. Bedst er forholdene i Tverelvdaalen, hvor man har mer leragtig jord hvilket sandsynligvis skyldes den forholdsvis mindre transportevne av dette dalføres elveløp sammenlignet med Altenelvns, som har ført det slamagtige materiale længer ut.

En stor vanskelighet for jordbruket og bebyggelsen idethele er de betydelige utrasninger som forekommer særlig langs Altenelven: i Øvre Alten, Elvestrand og andre steder, og som i løpet av kort tid har ødelagt store stykker med dyrket og tildels bebygget jord. Ogsaa i Tverelvdaalen forekommer utglidninger.

Med hensyn til landets stigning i historisk tid, kan meddeles at en undersøkelse blev foretat for at faa bragt paa det rene om det av REUSCH i „Naturen“ for 1889, s. 220 og i Det nordl. Norges geologi s. 107 omtalte vandstandsmerke, en jernbolt, som efter de foreliggende opplysninger skulde være slaat ind i tangranden i 1844 av lensmand KLERCK, skulde være blit flyttet i forhold til havoverflaten siden Reusch's besøk. Boltens stod da — i 1890 — 1,1 m. over tangranden. Ved min maaling fandtes nøiagtig samme høide likesom tangranden paa et av mig tat fotografi med sikkerhet kan angis at gaa like høit paa fjeldsiden som vist paa det av Reusch offentliggjorte billede i D. n. N. g., s. 108. Jeg tror nok at man som HELLAND bemerker (Finmarkens amt I, s. 157) ikke bør benytte denne bolt som noget bevis for en tidligere hævnning av landet, da der paa en eller anden maate her har fundet en misforstaaelse sted. Reusch paapeker jo ogsaa at de tre huller, som skulde været indhugget, ikke gjenfindes; isteden har man altsaa denne bolt,

hvis historie er mindre sikker. De faa oplysninger jeg har kunnet faa i distriktet angaaende en mulig hævning av landet i den sidste tid tyder paa at man i slike tilfælder har havt at gjøre med en opfyldning ved hjælp av elvemateriale.

Med hensyn til landets overflateform saa er for størstedelen av kartomraadet de store, svakt bølgende vidder med sin rikdom paa sjøer karakteristiske. Særlig mange sjøer, typisk ved sin overordentlig bugtede begrænsning, findes under glintrandens bratte avhæld mellem Altenelven og Bojobæske. Dette hænger her som i tilsvarende strøk længer syd i fjeldkjæden naturlig sammen med det — for yngre sedimenter befriede — subkambriske penepans fald mot glintranden. Disse sjøer maa da søke sig vei mot sydvest, til Altenelven, eller mot nordøst, til Staburselven.

De større vasdrag inden kartbladet har et utpræget konvergerende løp, idet de straalere temmelig regelmæssig ut fra lavlandet ved Altenfjorden. Saaledes løper Vesterelven nær kartets vestrand omtrent i nord, Altenelven væsentlig mot nordvest og Transforelven ved kartets nordgrænse ret i vest. Vasdragene kunde ellers geografisk naturlig deles i dem som har magtet at gjennembryte glintrandens høideparti, og som derfor har sine kilder inde i det prekambriske omraade i sydøst og dem hvis hele løp endnu ligger inden fjeldkjædeomraadet.

Av førstnævnte slag har vi, bortset fra Staburselven, i det væsentlige kun tre, Vesterelven, Avõejevrrres vasdrag samt Altenelven. Av disse er det bare Altenelven som inden kartbladets omraade naar ind i det prekambriske strøk.

Altenelven har sine kilder helt inde ved Finlands grænse og en længde av ca. 185 km. Adskillige av de vand hvorfra den har sit utspring ligger under 400 m. o. h. saa det

er tydelig at dens løp maa markere en betydelig utgravning i de strøk, som her omtales, idet gjennemsnitshoiden i det høiestliggende fjeldparti, straks nordvest glintranden, er over 500 m. Altenelvens kløft er da ogsaa her av en meget imponerende karakter. Sit smaleste og vildeste løp har elven særlig straks ovenfor Jotkajokkas utløp, om det end ikke er fuldt saa farlig som man almindelig hører fortalt eller som man f. eks. faar indtryk av efter HELLANDS beskrivelse i Finmarkens amt, I, s. 266, hvorefter „Bredderne er saa steile og ufarbare, at man fra disse ikke kan se elven, men en del av denne skal være synlig fra en fjeldtop inde i landet“. Fotografiet pl. I, fig. 2 er tatt i det allervildeste strøk ca. 2 km. ovenfor Jotkajokkas munding.

De mest imponerende og pragtfulde snit har man imidlertid længer i nordvest hvor elvens kanjon skjærer sig ned optil ca. 400 m. (se pl. II, fig. 1).

Ser man litt nøiere paa Altenelvens rende saa fremgaar det at man kan utskille flere markerte erosionsstadier. Man ser hvorledes der har eksisteret en forsænkning av gammel dato, et dalføre, hvis dannelse ligger *forut* for landisens avsmeltning. Man finder praktisk talt overalt langs elven, ovenfor den skarpt utskaarne kanjon, rester av denne tidlige daldannelse, karakteristisk ved sin av iserosion paavirkede, avrundede overflateform. I det strøk, som fremstilles paa den midtre del av panoramaet, pl. II, er der meget litet at se av den ældre dalsænkning, som her maa ha været meget smal. De steile fjeldsider styrter sig ned fra den næsten plataaformede fjeldvidde. Dog ser man ogsaa her nærmest de lodrette stup restene av en mer rundet skraaning mot elven.

I denne ældre dalrende har da *elveerosionen* gravet videre. At denne Altenelvns erosion maa ha været overmaade kraftig, særlig i kartbladets sydlige del, fremgaar med al tydelighet. Inden den del

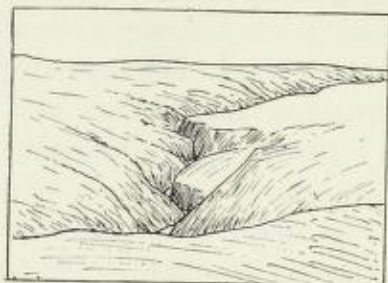


Fig. 10. Altenelvns kløft ovenfor Jotkajokka. Man ser sydover (opover).

av Altendalen som kommer inden Altenbladets ramme kan man faa de bedste holddepunkter for bedømmelsen av denne elveerosions virkning i strøket fra Jotkajokkas munding og til svingen mot sydvest nær kartranden i syd. Som overflateforholdene her enkelte steder arter sig (se ved den borteeste sving, fig. 10) kan man, saavidt jeg skjønner, slutte sig til i hvilken høide den isskurede rendes bund laa, da elveerosionen begyndte. Elvekløften er her paa enkelte steder saa smal og skjærer sig saa brat ned at den helt og holdent maa tilskrives elveerosionen efter at isen var smeltet av. Elveerosionen skulde efter dette her ha gravet omkring 150 m. eller litt mer.



Fig. 11. Altendalen fra kartets sydrand (nærmest) og nordover.

Et lignende, dog noget mindre tal faar man ved at ta for sig forholdene nær kartets sydrand, fig. 11. Her ser man høit oppe paa østsiden av dalen en praktisk talt lodret skrænt, som skarpt styrter sig ned fra den avrundede fjeldvidde og efter min mening utelukkende skyldes elveerosion. Hvis

elven her tidligere havde havt omtrent sit nuværende leie eller kun gravet den direkte tilgrænsende kløft — og altsaa hovedmassen av dalen været utmodellert av iserosion — vilde, som forholdene her er og med de mot forvitring temmelig motstandsdygtige bergarter, denne øvre styrtning ha bevart noget av sin avrundede, isutformede overflate. Paa ett parti er jo elven nu adskilt fra den østre dalside ved en oprakende fjeldknaus. Det er her utvilsomt at elven tidligere — under en høiere stand — har havt sit leie paa østsiden av denne knaus. Under sin stand her har den utmodellert de steile fjeldsider som man ser langt nede i skraaningen, tilhøire. Endnu tidligere har den havt sin bund ovenpaa disse knauser og da utgravet den øverste skrænt.

Et yderligere tegn paa at det væsentlige av dalen er dannet efter at isen havde trukket sig bort er at en tydelig skuringsstripe som er iagttat like i kartets sydrand (i ca. 430 m. høide) og umiddelbart indtil dalens bratte vestside peker N 5° V, mens det nuværende indskaarne dalføre peker adskillig østenfor nord. Havde dalen, dengang isen drog sig frem, været utgravet til et betydelig dyp under den nævnte høide skulde man ventet at isbevægelsen paa grænsen av dalen havde fulgt dennes retning.

For dalen længer i nord, i Savtso-partiet, savnes direkte holdepunkter for hvor meget der skyldes den efterglaciale elveerosion og hvor meget av dalen der tidligere var tilstede, om der altsaa allerede før den efterglaciale elveerosion begyndte var gjennebrudd gennem glintpartiet, ned til et niveau mindst saa dypt som den isutformede dals søndenfor. Paa grund av lerskifer-seriens daarlige motstandskraft mot forvitringen faar man her ved Savtso, eftersom erosionen i elvebunden skrider frem, mer og mer fjeld utraset ogsaa oppe

i høiden. Det forhold at der i trakten omkring Jotkavandene ikke er iagttat fænomener tydende paa tilstedeværelsen av en isdæmt sø skulde jo imidlertid antyde at der paa den tid da bræranden var trukket noget indenfor glintranden allerede var saa dyp gennemskjæring av fjeldpartiet i nordvest at nogen opdæmning ikke kunde finde sted.



Fig. 12. Utsigt over Avêejavrre. Man ser sydover.

Den isutformede dal maa paa dette parti omkring Savtso ha været forholdsvis smal og dyp, motsat forholdene baade søndenfor og nordenfor (se længst tilvenstre paa panoramaet). Dette forklares imidlertid ved den egenartede fjeldbygning paa det nævnte parti, med øverst en haard fast plate, som godt motstod isen, og nederst en bløt bergarts-
serie, hvori erosionen raskt kunde skride nedover, naar en spræk i det overliggende faste dække først var dannet.

Avêejavrres dal (se fig. 12) eksisterte sikkerlig (forsaa-
vidt den kommer ind paa Altenbladet) i hovedsaken i sin

nuværende form, da isen trak sig væk og man maa anta at vandskillet for dette dalføre allerede dengang laa inde i det prekambriske omraade, altsaa indenfor glintranden. Elven nedenfor Avēējavrre og likeledes Vesterelven har paa en strækning, særlig i nærheten av det sted, de møtes — ved Kløftan — utarbeidet en meget imponerende kanjon. Landskabet her er med sine stupbratte elvekløfter av en overordentlig vild og malerisk natur.

De øvrige mot Altenfjorden rindende vasdrag hører da de flattliggende fjeldkjædebergarters omraade til. De har sine kilder nær glintranden og rinder uten større kløfter henover de bølgende vidder. Først paa grænsen mot lavlandet i nordvest, hvor erosionskraften blir sterkt forøket, er der dannet en række betydelige, ofte meget skarpskaarne elvedaler. Med det betydelige fald har selv forholdsvis smaa elver her kunnet grave sig meget dype kløfter.

Gruber, skjærp, stenbrudd.

Ertsen i den i 70-aarene nedlagte *Raipas kobbergrube* er kobberkis og broget kobber sittende i aarer av kvarts, tungspat og grov dolomit, som gjennemsætter den øvre del av det store, østlige dolomitdrag over en længere strækning noget sydøst for aasryggens høieste punkt. Der er da her drevet paa forskjellige steder. I almindelighet er bergarten omkring de ertsførende ganger en ren breccie med særlig almindelig kantede bruddstykker av kvarts, i en ofte jernholdig grundmasse.

Forekomsten i Lille Raipasfjeld staar vel likesom Kaa-fjordforekomstene i forbindelse med en eruptivvirksomhet

efter dolomitens dannelse. Mens man imidlertid ved kisforekomstene i Kaafjord har betydelige partier av yngre, forholdsvis grovkornige, basiske eruptivbergarter („diorit“) er saadanne ikke kjendt fra Raipasforekomstens omgivelser. Ertsanrikningen i Raipasfjeldet skyldes vel sandsynligvis hydrotermalvirkninger fra slike yngre injicerte eruptivmasser som har forekommet i nogenlunde nær avstand, muligens i forbindelse med betydelige tektoniske forstyrrelser, som har medvirket til brecciedannelsen.

Driften ved Raipas grube begyndte omkring 1830 og varte til ut i 70-aarene, men var i de senere aar av liten betydning. For femaaret 1866—70 utgjorde produktionens værdi gjennomsnitlig 2100 spd. aarlig. Arbeidernes antal var i 1866 30, 1867 16, 1868 18, 1869 12, 1870 6.

Et par *kobberskjærp* findes øst for Tverelvdalen, i det dolomitdrag som her findes i Lille Borrás. Det dreier sig, saavidt det kunde sees, om meget smaa forekomster.

Den økonomisk viktigste bergart inden kartomraadet er nu uten sammenligning *takskiferen*. Skiferindustrien er nu vokset frem til at bli en av det omliggende distrikts aller viktigste indtægtskilder.

Skiferbrudd har været drevet i Altendalen helt fra 1859. I femaarsperioden 1866—70 blev der, mest av folk fra Tverelvdalen, uttat omkring 5000 stykker sten aarlig. Om driftens størrelse i tiden videre fremover gir de nedenfor anførte opgaver over antal mand, som var beskæftiget med skiferdrift, antal arbeidsuker, uttat antal sten samt produktionens værdi i kroner (levert ved sjøen) opplysning.

	Aar	Antal mand	Uker	Stykker sten	Værdi Kr.
Altendalen	1885	2	6	3 000	240
	1890	2	4	1 500	150
Tverelvdalen . . .	1885	20	4	12 000	960
	1890	16	30	50 000	5 500
	1900	30	38	175 000	10 900

For den samlede skiferindustri i Alten var tallene altsaa i 1890: 18 mand, 51 500 stykker sten, 5 650 kr.

Til sammenligning kan anføres at i 1915 arbeidet 200 mand, og den utbrutte stens værdi var 144 080 kr.

Da den grund, hvor skiferen i Alten forekommer, eies av staten, faar man utmaal paa et visst stykke mot en aarlig avgift. Nogen nærmere opplysninger om dette forhold like- som om andet vedkommende skiferdriften er blit mig velvil- lig meddelt av hr. Paul Tangen, Alten, som skriver følgende:

„Hvor store utmaal man kan faa paa skifermark beror meget paa omstændighetene. I begyndelsen da folk begynde at drive med skifer, og søkningen om utmaal var liten kunde man faa utmaalt store strækninger, indtil 150 maal. Dette er nu meget innskærket; er der mange ansøknings om et og samme stykke blir der utmaalt like store stykker til hver ansøker. Som regel blir der ikke utmaalt mere end 5—6 maal pr. mand eller ansøker. Nogen bestemt maksimums- grænse for utmaal er det ikke fastsat. Utmaalene forpagtes for 5 aar ad gangen mot en aarlig avgift av kr. 5,00 uanset størrelse. Ved utløpet av de 5 aar kan forpagtningen for- nyes igjen. Utmaal kan enhver faa som er norsk statsborger, vedkommende behøver ikke at være grundeier i bygden.

Noget opsyn med driften er det ikke, enhver driver paa sin utmaaling som han selv finder for godt.

Skiferen færdighugges som regel i 6 forskjellige dimensioner, i 3 størrelser av „firkant“ og 3 av „lapsten“. For firkantsten er de benyttede størrelser $18 \times 18''$, $15 \times 15''$ og $13 \times 13''$ og for lapsten $12 \times 18''$, $10 \times 16''$ og $8 \times 14''$. Tykkelsen kan være litt forskjellig, for $18 \times 18''$ firkant varierer gjennomsnittstykkelsen mellom 15 og 25 mm. for $15 \times 15''$ og $13 \times 13''$ mellom 6 og 15 mm. og for lapsten mellom 5 og 15 mm. Som regel er de største dimensioner litt tykkere. Av huggeredskaper brukes den almindelige skiferkniv eller „stensaks“ som den her kaldes, De fleste som driver har hest selv som de kjører den færdighugne skifer med; men der er mange som leier kjørere. Av de almindeligste dimensioner kan man i godt føre kjøre op til 250—300 i lasset.

Enkelte sælger stenen til Voss Skiferbrudd, mens andre lagrer den og utskiber den selv. De viktigste kjøpere foruten Voss Skiferbrudd er nu Johs. Stavrum, Ytterøen, Trondhjem og John Thingvold, Kristiansund.

Priserne stiller sig saaledes¹:

$18 \times 18''$ firkant fob.	Bossekop	kr.	18,50	pr.	100	stk.
$15 \times 15''$ —" —	" —	"	14,00	"	"	"
$13 \times 13''$ —" —	" —	"	11,00	"	"	"
$12 \times 18''$ —" —	" —	"	11,00	"	"	"
$10 \times 16''$ —" —	" —	"	8,00	"	"	"
$8 \times 14''$ —" —	" —	"	4,50	"	"	"

De som sælger til Voss Skiferbrudd faar dog fra kr. 1,00—1,50 mindre pr. 100 stk."

¹ Vaaren 1917.

Altens takskifer er utvilsomt en vare med en betydelig fremtid for sig. Stenen er med sin faste beskaffenhet og struktur, idet den væsentlig bestaar av tæt i hinanden gripende kvarts- og feldspatkorn, med glimmer i større mængde kun paa spalteflatene, en overmaate motstandsdygtig og holdbar bergart. Hertil kommer takskiferens overordentlig store utbredelse, idet den findes i et bredt belte fra sydvest mot nordøst, tvers over hele kartbladets nordvestre hjørne. Den findes her som tidligere nævnt i et bestemt nivåa inden den metamorfe serie, nemlig i skiferzonen over den gneisagtige midtzone, i de underste 2—300 m. av denne øvre zone. Den lagmægtighet som fører brukbar skifer er temmelig betydelig, et par hundrede meter. Som tidligere omtalt (s. 74) er imidlertid ikke paa langt nær hvert lag inden denne mægtighet brukbart til skifer; i virkeligheten er tykkelsen av de sammenhengende gode skiferlag temmelig liten, op til nogen faa meter, og de er saa nedad og opad begrænset med ubrukbar sten, i almindelighet smaafoldede fyllitiske bergarter. Ofte maa da ogsaa brytningen paa et godt lag stoppes, idet det pludselig kan miste sin plane karakter og bli foldet. Videre optrær ofte lag eller linseformige partier, ogsaa gjennemsættende striper, av kvarts.

Erfaringen viser at skiferen for at spalte godt bør ha været utsat for sekulær forvitring. Kommer man endel meter indover i berget blir bergarten i almindelighet saa sammenhengende at brytningen maa oppgis.

Det er skade at der ikke føres nogetsomhelst opsyn med skiferdriften, idet denne, naar enhver faar stelle sig selv, let vil utarte til rovdrift. Man tænker paa det øieblikkelige utbytte og bekymrer sig mindre om fremtiden. De bedste lag drives ut uten hensyn til om man derved, ved de store

avfaldshauger eller paa anden maate, i høi grad vanskeliggjør uttagningen av et nedenforliggende mindre godt, men dog brukbart lag.

Paa et arbeidsfelt hvor saa mange folk driver samtidig, hver med sit, maa der en effektiv kontrol til, skal ikke den fremtidige drift utsættes for store og unødige vanskeligheter.

Strøket omkring Talvik samt paa østsiden av Altenfjorden.

Trakten omkring *Talvik* er nøie omtalt av KEILHAU (se *Gæa Norvegica* s. 277—278) idet han her tilbragte flere maaneder. Det fremgaar av Keilhaus beskrivelse at man her har et viktig punkt med forskjellige bergartsserier støtende sammen. Da jeg antok at man i denne trakt vilde kunne gjøre iagttagelser av betydning for forståelsen av hele distriktets fjeldbygning anvendte jeg i begyndelsen av juli 1916 nogen dager (ialt 4 arbeidsdager) i Talviks nærmeste omgivelser.

Selve bebyggelsen i Talvik ligger ved munningen av en stor sydvestgaaende dal, i hvis ytre del Storvandet ligger, en dal som begrænses i sydøst av det svære fjeldparti Halde, med største høide 1141 m., i nordvest av en mægtig fjeldgruppe, som ligger mellem dalen og Langfjordens smale rende.

Fjeldgrunden paa sydøstsiden av dalen bestaar av bergarter, som paa DAHL'S kart over det nordlige Norge er avsat som *Raipas*, idet man fra Talviktrakten over Kaafjord til Raipasfjeld har et stort sammenhengende (kun av Altendalens løse masser avbrutt) omraade med Raipassystemets bergarter.

Jeg skal ikke her komme ind paa Kaafjordtrakten, hvor der nylig, sommeren 1914, av ZENZÉN er foretat meget ind-

gaaende undersøkelser og en detaljert geologisk kartlægning, undersøkelser som endda ikke er offentliggjort, men hvis hovedresultater jeg ved velvillig personlig meddelelse er blit sat ind i. Mine undersøkelser berører kun den nordligste

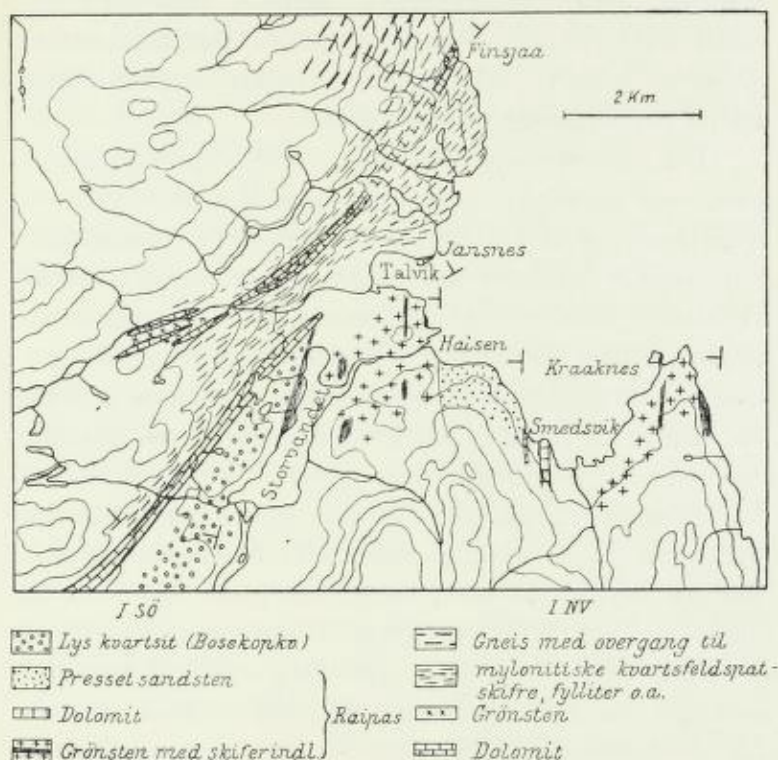


Fig. 14. Geologisk kartsskisse over strøket nærmest Talvik.

del av dette Raipasomraade mellem Kaafjord og Talvik, det omraade som er tat med paa den lille kartsskisse, fig. 13.

Man har her øst for Storvandet en nord-syd strykende bergartsserie, liggende med temmelig svakt vestlig fald, og bestaaende av saavel sedimentære som eruptive, altid lagvis

forekommende bergarter. Den mot nord fremstikkende halvøst for bugten ved Smedsvik er væsentlig opbygget av forskjellige „grønstens“ bergarter, dels groveret typer („diorit“ — omvandlet gabbro) av utpræget intrusiv karakter, dels finere, vekslende med lerstenslignende bergarter, samt sortagtige, tildels noget fyllitiske lerskifre. Nogen detaljundersøkelse av denne serie har jeg ikke foretat, da en saadan allerede forelaa fra det tilstøtende omraade i syd.

I et høiere nivaå end de nævnte bergarter, efter et parti med overdækket terræng nærmest kysten kommer, over nogen lag av svakt fyllitisk skifer, en lys massiv dolomit, staaende op i en liten fjeldryg paa vikens vestside. Dolomiten, som er sterkt opsprukken, har en synlig mægtighet paa omkring 25 m. Over en del av fjeldryggens overflate blir man opmerksom paa en meget eiendommelig struktur, nemlig en utallighet av parallele eller næsten parallele forkislete rør av omkring fingertykkelse: det er strukturen fra Raipasfjeld i alle detaljer, kun at bergarten her ved Talvik gir indtryk av at ha været utsat for langt større tryk, som har bevirket en større uregelmæssighet i kvartsrørenes forløp. Enkelte rør er optil $\frac{1}{2}$ m. lange.

Atter er der overdækket omkring 100 m. i øst—vest retningen, saa kommer indleiret i lerskifer to tynde dolomitlag, det undre paa noget mindre end en meters tykkelse, det øvre paa noget mer. Omkring 5 m. høiere møter man en noget skifrig sandsten, som videre anstaar i en mægtig lagrække i hele kystpartiet videre til Halsen. Mægtigheten av sandstensserien er ialfald over 500 m.

Med hensyn til denne sandstens plads i Raipasprofilen er der ingensomhelst tvil, idet den jo kommer over en saa typisk dannelse som dolomiten med de parallelt stillede

kvartsrør. Over denne dolomit, som altsaa svarer til den mægtige dolomitavdeling i Raipasfjeld, har der, likesom i Raipas, fulgt en skiferavdeling — der hvor der nu er overdækket — og endelig nær toppen av denne skifer forekommer to tynde dolomitlag, svarende til det øvre tynde dolomitlag i Raipasskiferen. Yderligere et bevis paa at sandstensserien mellem Smedsvik og Halsen svarer til Raipassandstenen har man i forekomsten av en bergartsvarietet med koncentriske strukturer paa forvitret overflate, som iagttat fra Raipasfjeld (se s. 50).

Kommer man vest for Halsen møter man bergarter som sterkt minder om dem man fandt paa halvøen øst for Smedsvik. Man træffer en sort skifer, iagttat ved kysten nord for Halsen, desuten i flere, vestenfor liggende striper grønne, noget skinnende lerskifre. Øst for Nygaard saaes en graa fyllitisk skifer med paa lagflaten rundagtige partier av grønlig skifer, sandsynligvis et utpresset skiferkonglomerat. I en mægtig zone vest for denne fyllitiske skifer og likeledes i stripen mellem denne og den sorte skifer, kommer grønsten av forskjellig type, med samme lagstilling som skiferne. omkring 40° fald mot vest. Som avsluttende led tilhørende denne serie finder man langs den vestre strand ved Storvandet en smal stripe med mørk lerskifer.

Denne serie med skifre og grønstener, som man finder i partiet mellem Storvandet og Halsen ligger ifølge sin lagstilling over sandstens-dolomitserien mellem Halsen og Smedsvik. Efter ZENZENS indgaaende undersøkelse i Kaafjordomraadet er denne overleiring temmelig sikkert ikke oprindelig, men skyldes en foldning, hvorved den oprindelig ældre lagrække med grønsten og skifer er kommet over den yngre sandstensavdeling. Man har i det strøk som tilsvare

grænsen ved Halsen, ogsaa i syd en zone med tektonisk forstyrrelse.

Paa vestsiden av Storvandet og Vasbotnelven møter man et helt avvikende led i fjeldbygningen, en bergartstype som vi dog har støtt paa tidligere, nemlig en massiv lys glasagtig kvartsit eller kvartsitisk sandsten, en bergart med alle *Bossekopkvartsitens* karakter. Faldet er vestnordvestlig, op til 40°.

Studerer man denne kvartsitseries grænse mot nordvest støter man paa et eiendommelig fænomen. Mens kvartsiten inde i dalen indenfor Storvandet, f. eks. i den store kolle som hæver sig sydvest for vandet, anstaar i en meget betydelig bredde, mange hundrede meter, og med tilsvarende betydelig mægtighet, forekommer den henimot Talvik i en stadig smalere zone, indtil den helt blir borte. Den *kiler ut* mellem de egte Raipasbergarter, som anstaar i øst, og den bergartsserie, som anstaar i nordvest og som nu skal omtales.

Denne lagserie karakteriseres først og fremst ved sin meget flate og meget jevne lagstilling, med et svakt fald mot nordvest. Den har som sit laveste led i høidene omkring Talvik en mægtig, lys, mest graa, omtrent tæt dolomit, som skiller sig fra dolomiten ved Smedsvik ved sin mer skifrige karakter. Ellers findes her som i Raipasdolomiten baandformige striper av flintlignende kvarts. Denne dolomit sees i typisk utvikling langs nordvestsiden av dalen indenfor Talvik, hvor den i det store og hele følger telegraflinjen eller aassiden litt vestenfor denne. Samme dolomitzone er det ogsaa man ser dukke op paa odden ved Jansnes ved Talvik, hvor den imidlertid viser uregelmæssigere forhold med indleiringer av lerskifer. Mægtigheten av dolomiten var i et profil vest for den sydlige del av Storvandet omkring 120 m.

En analyse av dolomit fra Jansnes, utført av kemiker A. K. BRYNILDSEN, viser følgende sammensætning:

Uopløselig	18,07 ⁰ / ₀
Ca CO ₃	44,52
Mg CO ₃	36,93

Forholdet kulsur kalk : kulsur magnesia er 54,66 : 45,34, altsaa overmaade nær normaldolomitens.

Den over dolomiten følgende bergartsserie kan studeres i lien op for Talvik, men endda bedre langs stranden mellem Jansnes og Finsjaa. Det som slaar en naar man ser de her optrædende bergarter er den store likhet de viser med Bossekopomraadets metamorfe skifererier. De fleste av bergartene vil man makroskopisk betegne som kvartsskifre, med overgang til fyllitiske skifre. Ogsaa de grovere kvartsskiferlignende bergarter har som tilsvarende bergarter inden Altenbladet et fint glimmerbelæg paa lagflatene og der ofte et grønlig skjær. Endel av bergartene er temmelig grovkornige og viser allerede makroskopisk en utvilsom *sandstenskarakter*. Ved mikroskopisk undersøkelse av en slik temmelig grov, tydeligvis meget sterkt presset sandsten, fandtes den at være overordentlig feldspathoidig, med orthoklas, mikroklin og plagioklas, gjennomgaaende i sterkt dekomponerte korn, som i enkelte tilfælder viste en meget jevn rundagtig begrænsning. Nydannet glimmer og gjennemsættende tynde kvartsaarer var almindelig.

Ved Finsjaa møter man atter en dolomit, hvori findes indfoldet partier av en finkornig grønsten, av tydelig diabaslignende type, med sterkt omvandlet karakter. Dolomitdraget ved Finsjaa stryker sydvestover og gjenfindes i den bratte aasside ret op for Talvik, krydser Storelven og gjenfindes i et bredt belte paa høide 457. Forholdene i dette drag er

meget uregelmæssige idet dolomiten paa grund av tektoniske forstyrrelser ofte optrær i forskellige partier mellemlagret av den omtalte diabaslignende grønsten og ogsaa grøn fyllitisk skifer. Selve dolomiten er finkornig og hvidlig av farve, dog med forskellige nuancer. Den indeholder av og til smaa partier av jernerts (magnetit), hvorpaa der har været skjærpet ved høide 457.

En prøve av dolomit fra Finsjaa er analysert av BRYNILDSEN med følgende resultat:

Uopløselig	3,01 %
Ca CO ₃	51,35 „
Mg CO ₃	43,84 „

Beregnet i procent er forholdet kulsur kalk : kulsur magnesia 53,95 : 46,05, d. v. s. at ogsaa denne bergart kommer meget nær en normaldolomits sammensætning; i virkeligheten er magnesiagehalten noget større end i normaldolomit. Dette forhold tør vel skyldes tilførsel av magnesia fra den tilgrænsende diabaslignende eruptivbergart.

Over dette øvre dolomitdrag kommer atter en utpræget skiferrik serie — fremdeles med fald mot nordvest — som i sin nedre del fører mer finkornige (tildels sterkt talkholdige) bergarter der opad gradvis blir grovere, mere gneislignende til man træffer egte grove gneisbergarter. I et profil fra Finsjaa op til den henimot 600 m. høie kulle 2 km. ret i vest, hvor man stadig gaar fra lavere til høiere lag, iagttok jeg fra nederst til øverst: 1. løs, temmelig finkornig kloritisk glimmerskifer, 2. granulitisk, tydelig skifrig bergart, 3. sericitrik do., 4. grovere, mer gneislignende do., 5. grov, feldspatrik gneis, 6. planskifrig, finkornig granitskifer, 7. glimmerrik, grov gneis eller granitskifer 8. veksler av granitskifer og hornblendeskifer, 9. grov, stripet hornblendegneis.

Det jeg kan meddele fra *østsiden av Altenfjorden* er mest spredte, litet systematiske iagttagelser, gjort i løpet av nogen faa dager i juli 1916. Som et bidrag til forstaaelsen av bl. a. fjeldkjædens tektonik finder jeg dog at burde medta dem her.

Paa en tur fra Stabursdalen og vestover, litt nord for Altenbladets nordrand, kom jeg ned til telegraflinjen, som gaar fra Rafsbotn og nordover forbi Leirbotnvand, omtrent en halv mil nord for Rafsbotn og kunde her konstatere at grænsen for de metamorfe skifrige bergarter i dette strøk gaar omtrent efter telegraflinjen. Videre har jeg ved bunden av Leirbotn set at grænsen her gaar indover dalen mot øst og endelig angir K. PETTERSEN paa et profil¹ grænsen mellem Raipas og hans Porsangergruppe at gaa ved Leirbotnvandet, d. v. s. i møtestedet for de to nævnte grænselinjers retning.

Som en del av det store Raipas-vindu ved den inderste del av Altenfjorden maa saaledes hele Alteneshalvøen med sine temmelig betydelige høider opfattes, høider som over store dele av halvøen naar op til nær 500 m. Med hensyn til de bergarter som anstaar i denne halvø, saa er de tydeligvis meget forskjelligartede og mangfoldige. En lys kvartsit samt forskjellige skifre som anstod like ind til grænsen mot de metamorfe skifre ved den omtalte telegraflinje mindet mig sterkt om Bossekopavdelingen uten at jeg tør uttale mig bestemt. Jeg passerte her om natten og efter en temmelig anstrengende tur over vidden i øst, saa nogen avstikkere blev ikke foretat.

¹ Paa kartet som medfølger Pettersens avh. i Archiv f. Math., b. 10.

Den allervæsentligste del av halvøen bestaar imidlertid sikkert av bergarter som maa regnes til *Raipas*. Man har, som tidligere kjendt, baade sedimentær- og eruptivbergarter inden det herværende kompleks. Bergartene stryker i halvøens sydlige del nordøst, henimot odden mere østvest.

Fra sydkysten noget vest for midten av halvøen har jeg efter en landstigning medbragt nogen bergartsprøver. Man har foruten lag av en noget omvandlet og presset rødlig sandsten graa og grønlig, ogsaa rødstripede skiktete lerstenslignende bergarter. En av disse er efter frk. JOHNSON: „tuff med epidot, kvarts, plagioklas (albit), karbonat.“ En anden tæt, grønlig, tydelig lagdelt bergart: „omvandlet bergart av eruptivoprintelse, muligens tuff eller lava; bestaar nu av en mængde klinozoisit i en rikelig forhaandenværende grundmasse av vistnok albit med fine amfibolnaaler.“ En tredje: „sediment av vulkansk (tuff?) materiale. Lagdelt med vekslende finere og grovere lag. De grove bestaaende væsentlig av albit, karbonat og epidot, det sidst nævnte mineral noksaa jernrikt; de finkornige lag bestaar av epidot og albit.“ Utvilsomt injicert i de sedimentære og vulkanske bergarter har man betydelige masser av forholdsvis grove, omvandlede gabbroide, hornblenderike bergarter, av samme type som Kaafjords-„dioriten“. Av slike bestaar de fleste, muligens alle de smaa øer utenfor kysten av halvøen.

Paa nordsiden av halvøen var jeg iland paa odden nordøst for Svartskog, hvor der anstod en noget presset, overordentlig feldspatrik temmelig grovkornig sandsten. Særlig almindelig er plagioklas, som gjennomgaaende er adskillig epidotisert.

Fra den indre del av Leirbotn har jeg saa endel observationer (se kartskissen fig. 14, s. 107). I trakten sydøst for

Djupvik anstaar der efter oplysning av overlærer WATNELIE, som var med mig i disse trakter i juli 1916, forskjellige finere og grovere „grønstener“, ogsaa lerstenslignende typer samt en kvartsit.

Et par eruptivbergarter fra Djupvik (Jupvik i Alten) er efter prøver indsamlet av K. PETERSEN mikroskopisk undersøkt av A. HELLAND¹. Der beskrives (s. 10) en *saussuritgabbro*, som svarer til de almindelige grove „dioritiske“ bergarter fra den indre del av Altenfjorden; samt en *olvingabbro*, som efter Pettersen findes som en violet temmelig grovkornig bergart i den anden.

I trakten mellem Djupvik og Kviby og et stykke østover paa syd-siden av elven her (Lakselven) anstaar der finkornige til tætte ved nærmere eftersyn dog fin-porfyriske, paa frisk flate mest temmelig mørke, feldspatrike bergarter,



- Gneis og granitskifer
- Mylonitiske kvartsfeldspatskifer, fyllit o.a.
- Grønsten
- Dolomit
- Basalvaseruptivtor med skiferindl

Fig. 14. Kartskitse over stroket omkring Leirbotn paa østsiden af Altenfjorden.

¹ Mikrosk. Undersøk. af en Del Bergarter i det nordlige Norge. Tromsø Museums Aarshefter, I, 1878.

med en mer eller mindre vel utviklet skifrikhet strykende nordøst eller nord. En prøve fra dette strøk er mikroskopert av frk. Johnson som uttaler: „Trondhjemitporfyr. Ufriske plagioklaskrystaller med klar sekundær albitrand i finkornig plagioklaskvartsmasse. Noget presset. Endel muskovit med parallelanordning.“

Paa det østligste punkt jeg var indenfor Kviby, ca. 1½ km. fra sjøen anstaar en grønlig noget fyllitisk lerskifer. Lagstillingen var lodret, strøket nordlig.

Kommer man paa den anden side av dalen ved Kviby møter vi metamorfe, skifrige bergarter, meget lik dem fra strøket nord for Talvik. Det er en temmelig ensartet lagrække faldende ganske svagt mot nord, altsaa med en helt anden lagstilling end de netop nævnte bergarter søndenfor dalen. Man faar forhold svarende til dem ved Talvik. Bergartene saalangt nordvestover langs kysten som til indre Skillefjordnes (noget utenfor Smaavik) har utpræget sedimentær karakter. Man træffer en veksell av ruglet fyllitisk skifer og grovere kvartsskiferlignende bergarter, som jeg da ogsaa her oppfatter som sterkt presset sandsten. Bergarten kan imidlertid bli temmelig ubestemmelig, granulitisk.

I to nivaaer forekommer ogsaa her dolomit, en rødlig til grønlig hvit, tildels tæt, tildels finkrystallinsk bergart. Den ene dolomitzone findes straks syd for Kvitvik, den anden ved indre Skillefjordnes. Dragene som stryker noget søndenfor øst har paa grund av tektoniske forstyrrelser en ytterst uregelmæssig karrakter. Kvitvikdraget opløser sig nær sjøen i en mængde linser, paa 1 m. tykkelse eller mindre, mens jeg litt længer opover, østover, i aasen har iagttat en nogenlunde sammenhengende mægtighet paa 5—6 m. Dolomiten ute ved odden findes i flere lag, liggende sam-

men med en grøn, finkornig, omvandlet diabas av samme type som nævnt fra Finsjaa og andre steder ved det øvre dolomitdrag i Talviktrakten.

Ovenfor, nordenfor, dette punkt faar man gneisagtige bergarter (tildels med utpræget granitisk præg), som anstaar med meget flattliggende, svakt mot nord og nordvest heldende skif-righet til ytre Skillefjordnes og herfra utvilsomt — i høidene — ogsaa indover Skillefjorden. I denne fjord har jeg ikke været, men prøver indsamlet av ADOLF DAL i 1899, opbevart i mineralogisk-geologisk museums samling, og etikettert nord-siden av Skillefjorden antyder at der her dukker op et parti med Raipas, dette begrep tat i videste forstand, omfattende ogsaa de i Raipassedimentene injicerte yngre gabbroide bergarter.

Den ytre del av halvøen mellem Skillefjord og Korsfjord bestaar sandsynligvis utelukkende av gneisagtige bergarter med temmelig flatt, ialmindelighet vistnok vestlig fald. Jeg har imidlertid ikke været iland mellem Korsnes, hvor der anstaar gneis, og Sjurseng (se fig. 15, s. 110) hvor bergartene begynnder at bli mindre metamorfe. Indenfor en finkornig gneisbergart træffes her tynde lag av dolomit samt en bergart som maa opfattes som et presset konglomerat med optil nævestore, mer eller mindre flate kvartsboller. Faldet er svakt sydvest til syd-sydvest. Indenfor Sjurseng er strandpartiet ved Sandbugten sterkt overdækket, men i den mellem Sandbugten og Nævervik oprakende kolle trær fast fjeld i dagen over store omraader. Her stifter vi da bekjendtskap med en bergart som anstaar i meget stor utstrækning omkring den indre del av Korsfjord saavel som ved Store Lærrisfjord, en bergart som med en fællesbetegnelse kan kaldes et *grønstenskonglomerat*, idet bollene

for en aldeles overveiende del utgjøres av grønlige, omvandlede basiske eruptivbergarter. Konglomeratets mægtighet maa være overordentlig betydelig, som man bedst ser det ved den indre smale del av Korsfjorden. Lagstillingen er meget vanskelig at konstatere, men det fremgaar dog av selve konglomeratets struktur saavel som av visse indleirede

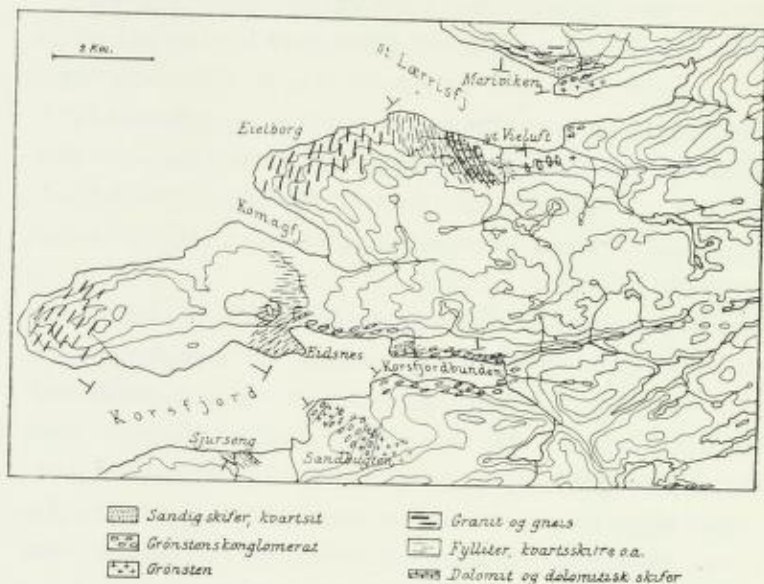


Fig. 15. Kartskisse over strøket Korsfjord—Lærrisfjord.

bænker av et eiendommelig sedimentært materiale som straks skal omtales, at bergarten her ligger med et svakt nordvestlig til nordlig fald. Efter dette maa konglomeratets mægtighet være mindst et par hundrede meter, muligens endnu mer. De nævnte sedimentbænker har en tydelig lagdelt bygning, som betinges av et større eller mindre indhold av smaa hornblendepartikler i forskjellige lag og jeg antok efter det makroskopiske utseende at man her havde en tuffbergart.

Bergarten viser sig dog i mikroskop at indeholde rikelig kvarts i klastiske, dog mest sterkt kantknuste korn. Om et mikroskopisk præparat uttaler frk. JOHNSON: „sandsten som maa ha indeholdt eruptivt materiale, enten i klastisk form eller i tuff-form. Mineraler: kvarts, hornblende, biotit, epidot og plagioklas.“

Bollene i dette konglomerat er gennemgaaende av en temmelig jevn størrelse; nøtt- til valnøttstore stykker fremhersker. Grundmassen er temmelig mørk, hornblenderik. Hvad bergartene i bollene angaar saa anføres nedenfor (s. 113) efter frk. Johnson resultatet av nogen mikroskopiske undersøkelser. Bergartene varierer adskillig i makroskopisk karakter, enkelte er overmaade finkornige og mørke og kunde bedst betegnes hornblendeskifre, mens hovedmassen har en nogenlunde lys grundtone med de mørke mineralkorn (væsentlig hornblende) som listeformige, kvastformige eller rundagtige, ganske smaa partier (se øverste stykke paa fig. 16, s. 112).

Meget almindelig ser man hvordan der langs bollenes ytterkant gaar en hvit stripe, som ogsaa kan fortsætte gennem grundmassen, Dette er de aplitiske aarer nævnt nedenfor av frk. Johnson.

Bergartene viser ialmindelighet nogen, men ikke sterk deformation, tryk- eller strækingsstruktur. Av og til forekommer dog ogsaa helt flatklemte typer, hvor konglomerat-karakteren næsten ikke fremtrær (se nederste stykke paa fig. 16). Ikke sjelden ser man hvorledes en enkelt, særlig stor bolle har motstaat trykket, mens resten av bergarten er utvalset til en sterk skifrig bergart (se midtre stykke). Nogen almindelig regel for hvor de pressede typer forekommer, og den nærmere sammenheng med dette, kan jeg efter mit korte besøk ikke gi. Forholdene synes at være meget uregelmæssige.

Frk. JOHNSON uttaler efter mikroskopisk undersøkelse av konglomeratet, basert paa en række prøver: „konglome-

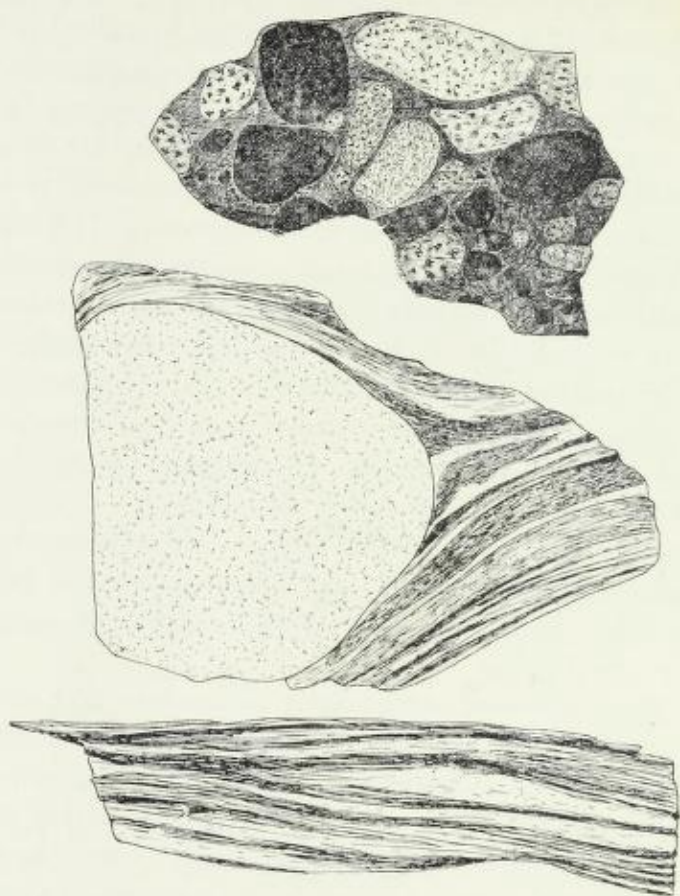


Fig. 16. Stykker (noget under $\frac{1}{2}$ nat. st.) av omtrent upresset og sterkt presset grønstenskonglomerat fra Korsfjord.

ratets grundmasse utgjøres for en væsentlig del av kvarts, desuten forekommer litt albit og adskillig epidot og hornblende. Endvidere biotit i vekslende mængder, samt klorit.

Desuten jernerts og nogen faa karbonatkorn. Denne grundmasse maa nærmest tydes som en sandsten, sterkt opblandet med forvittringsmateriale av basiske bergarter, muligens ogsaa med tilblanding av tuffmateriale. De i konglomeratet inde-sluttede rullesten utgjøres av sterkt omvandlede basiske eruptivbergarter, saussuritisert og epidotisert. Mineralerne er albit, hornblende, epidot, klorit, kvarts og biotit. Klorit og biotit synes tildels at være opstaaet paa bekostning av hornblenden. Noget mindende om *mandelfyldninger* findes ansamlinger av hornblende, epidot, biotit og klorit i flere av rullestenene. I et præparat sees grundmassen gjennemsat av en aplitisk aare bestaaende av kalifeldspat og kvarts. Denne behøver dog ikke at skyldes direkte injektion men kan være av hydrotermal oprindelse. Et andet præparat sees gjennem-sat av en kvartsaare. Saavel konglomeratets grundmasse som rullestenene synes at være noget kontaktmetamorfoserte“.

Om en forholdsvis lys feldspatrik bergart i en bolle i konglomeratet (inderst i Korsfjord) uttales: „plagioklasrik bergart med plagioklaslister i en myrmekitisk grundmasse. Plagioklasen er en oligoklas-andesin, sterkt dekomponert under epidotdannelse. Av mørke mineraler sees hornblende og biotit. Rundt epidoten sees titanit. Bergarten minder adskillig om en opdalit.“ En lignende lys bergart i en tem-melig presset bolle i konglomeratet (inderst i Korsfjord): „granitporfyrisk bergart, bestaaende av en sterkt dekompo-nert plagioklas (15—18⁰/₀ An), en masse kvarts og endel biotit. Muligens tilhører typen trondhjemit-rækken. En be-gyndende opknusning sees.“

Forekommende som bænker eller lagformige partier i konglomeratmassen findes forskjellige eruptivbergarter, hvorav enkelte sikkert er yngre injicerte ganger, mens andre kan

være mere tvilsomme. Jeg har ikke tilbragt saa særlig mange timer iland i Korsfjorden og kan derfor ikke gaa i detalj med hensyn til disse ting.

Hovedmassen av eruptivene er omvandlede hornblende-rike grønlig bergarter og jeg har derfor paa denne kartskisse som paa de to andre benyttet fællesbetegnelsen grønsten. En grovkornig gabbroagtig, lagformig optrædende bergart som anstaar i et mægtig sydøstfaldende drag inde i landet, sydøst for Sandbugten (høide 341 paa kartbladet Komagfjord) maa ihvertfald opfattes som en injektion i den konglomeratførende serie og saaledes yngre. Bergarten er ifølge frk. JOHNSON: „uralitgabbro med mineraler: albit, epidot, hornblende, titanjern med titanitrand.“ I et noget lavere nivaa forekommer en serpentinisert olivinsten.

En lagformig optrædende bergart som er fundet baade paa syd og nordsiden av Korsfjord er en temmelig lys, graa, svakt porfyrisk, meget finkornig feldspatrik bergart som man ved første øiekast kunde være fristet til at kalde en feldspatførende sandsten. Et par prøver er mikroskopisk undersøkt. En prøve fra sydsiden: „trondhemitporfyrer med idiomorft begrænsede plagioklasstørkorn med recurrerende zonarbygning (ca. 20% An.) i en grundmasse av plagioklas og kvarts, epidot og biotit, den sidste kloritiseret.“ En prøve fra nordsiden, nær bunden av Korsfjord: „trondhemitporfyrer med store plagioklaser herlig zonarbygget med recurrens (20—25 % An.), tildels noget dekomponerte under dannelse av et glimmerlignende mineral. Grundmasse: kvarts og plagioklas. Næsten ikke mørke mineraler, kun litt klorit efter biotit.“

Med hensyn til forholdet mellem konglomeratet og de utvilsomme eruptivbergarter saa er dette som nævnt ikke

i alle tilfælder helt paa det rene. Mens det er sikkert at enkelte eruptiver, som den nævnte uralitgabbro, maa være yngre saa synes jeg at forskjellige ting tyder paa at enkelte av de lavereliggende eruptiver kan være ældre end de derover kommende konglomeratlag. Enkelte av de lagergangformig optrædende eruptiver viser petrografisk betydelige likhetspunkter med bergarter i konglomeratets boller. Et sted nord-øst for Sandbugten saaes grænsen mellem den underliggende diabasagtige eruptivbergart og det overliggende konglomerat at være meget ujevn og mere ligne en erosions- end en injektionsgrænse. Nogen kontaktvirkning kunde jeg ikke iagttå. For det meste har jeg ikke iagttat den nøiagtige grænse mellem konglomerat og eruptiver. En nøiere undersøkelse vil sandsynligvis kunne bringe disse spørsmåal paa det rene.

Konglomeratbergarten med sine mange forskjellige typer av utelukkende mer eller mindre basiske eruptivbergarter i bollene er iethvertfald en meget eiendommelig bergart og dens dannelse maa ha krævet temmelig egenartede forutsetninger. Bollenes avrundede, rullestenslignende form viser en avsætning under vand. Man kunde tænke paa vulkansk utkastet, senere rullet materiale, men den temmelig forskjelligartede (tildels tydelig dypbergartslignende) petrografiske karakter av bollene stemmer daarlig med en slik antagelse.

Konglomeratet anstaar paa nordsiden av Korsfjorden til bugten indenfor Eidsnes. Over konglomeratet kommer, saavidt det kan sees, uten diskordans, en styg kalk- eller dolomitholdig skifer, derover konglomeratagtige (?) lag samt videre fyllitiske, tildels gneisagtige bergarter.

Ytterst paa halvøen nord for Korsfjord staar, efter hvad jeg saa fra en baattur uten at være i land, gneis med

injicerte og gjennemsættende basiske ganger. Nord for Komagfjord fremhersker gneis og granitskifer med pegmatitiske partier. Længer øst i lavere nivåa kommer omvandlede og skifrige hornblendebergarten (omvandlet gabbro og diabas) samt endda længer ned kloritisk lerskifer. Videre sees ved kysten et dolomitdrag som stryker opover fjeldsiden som vist paa kartskissen. Paa en tur paa høiden op for Vieluft gjorde jeg nogen iagttagelser fra det punkt hvor dolomiten her blev paatruffet og østover. Man har flere dolomitdrag vekslende med en omvandlet og presset diabas av meget fint til middelsfint korn. Dolomiten er hvitagtig, ofte grønlig, finkrystallinsk og skifrig. Paa grænsen dolomit-diabas forekommer lagvise partier av porøs jernmalm, vistnok væsentlig magnetit. Langs fjeldryggen videre østover er iagttat en mørk skifrig sandsten, lys massiv kvartsit, samt grønstenskonglomerat av samme type som nærmere omtalt fra Korsfjord. Det er tildels overordentlig sterkt presset og utvalset, med nordlig strøk. I fjeldet op for indre Vieluft sees en av de vanlige grove gabbroide bergarter.

Paa nordsiden av Lærrisfjorden anstaar atter gabbro, dernæst presset grønstenskonglomerat, videre paa nordsiden av den lille bugt Mariviken sandstensagtige bergarter, dels en mørkere sandig skifer med enkelte steder konglomeratstruktur, dels (øverst) en lys temmelig massiv kvartsit. Svarende i nivåa til toppen av denne sandige serie anstaar i bakken litt inde i landet i nordøst et dolomitdrag, som ikke kunde gjenfindes vestover. Over de kvartsitiske lag kommer her bergarter av sterk metamorf karakter, en temmelig kompakt hornblendeskifer, samt stripevis forekommende opover i den bratte fjeldvæg en lys granulitisk eller gneislignende bergart med sericit og klorit paa lagflatene.

Paa halvøen nordvest for Lille Lærissfjord optræer gneisagtige bergarter som utover langs Vargsundet blir granitagtige. Set fra sjøen ligger den metamorfe serie i den sydlige del av Vargsundet i en skaal hvor lagene atter hæver sig henimot Saraby, og man faar her i seriens undre del forskjellige skiferbergarter. Ved Saraby dukker der op bergarter av Raipastype, dolomit og lerskifer.

Det prekambriske omraade sydvest og syd for Altenbladet.

I juli 1916 foretok jeg en tur i strøket syd og sydvest for Altenbladet for at faa anledning til at se de av DAHLL som Raipas avsatte og omtalte bergarter i strøket omkring Čarajavrre. Jeg drog først fra Bossekop over Gargia, passerte — efter vinterveien til Kautokeino — Altenbladets sydgrænse straks vest for Lodiken og fortsatte til Suolovuobme fjeldstue. Et par smaa knauser som stak op av viddens løsmateriale like ved veien straks syd for kartranden bestod av en vakker grovkornig tilsyneladende upresset, dog sterkt omvandlet basisk eruptivbergart (sandsynligvis den samme som er omtalt av Dahll i N. N. geologi s. 13). Den fandtes i noget forskjellig varieteter, hvorav den mørkeste (hornblenderikeste) viste en stor likhet med enkelte av de omtalte amfibolitiske gabbrobergarter fra Jægelduoddar (Mosefjeld) paa vestsiden av Altenelven. Hovedmineralene er epidotisert plagioklas og hornblende, i en varietet rikelig kvarts, desuden kis.

Endda længer syd passertes hornblendeskifre og kvartsitiske bergarter. I dette strøk forekommer de av Dahll

nævnte grafitlag ved Aksojavrrre. Strøket er forskjellig, nordligst er notert nordøstlig, nær Suolovuobme fjeldstue nordvestlig strøk. Fra fjeldstuen lagdes kursen ret sydvest, over endeløse bølgende morænedækte vidder.

I et høideparti øst for Sadnojavrre, anstod en grafitisk skifer indleiret i hornblendeskifer. Hornblendeskifer blev paatruffet endnu nærmere Sadnojavrres nordende, dog i flere kilometers avstand fra sjøen; øst—vestlig strøk.

Nordvest for Sadnojavrre hæver den sydlige utløper av et stort men temmelig flatt fjeldparti sig, det av Dahll omtalte *Jori*. Ellers staar man i hele dette strøk overfor store vanskeligheter med hensyn til orientering, idet praktisk talt ethvert kartunderlag mangler. De faa oplysninger som findes paa kartet over Finmarken i 1:500 000 er i dette omraade, saavidt jeg har set, i høi grad misvisende. Det vand som maa svare til Gara(Tsjara)javrrre maa vistnok ligge længer mot nord end angit paa kartet. DAHLL har i sine reiseoptegnelser i N. N. geologi s. 15 avtegnet et — i senere utkommet literatur oftere omtalt — profil gjennom den søndre del av *Jori*, et profil som viser flattliggende Gaisa liggende diskordant over steiltstaaende Raipas.

Med hensyn til den flattliggende serie saa er det tydelig at den svarer til glintrandens omtrent flattliggende bergarter paa Altenbladet, idet det avsatte konglomerat betegner den underkambriske lerskifer-sandstensavdelings basallag, mens de høiereliggende kvartsskifre ekvivalerer de skjøvne mylonitiske bergarter. Selv har jeg ikke set stort av disse flatliggende bergarter i dette strøk, dog paa et sted iagtatt det nævnte basalkonglomerat, der her bestod av kvartsboller. Den noiagtige grænse mot det underliggende blev ikke iagtatt. Det som her interesserte mig var den underliggende,

steiltstaaende serie, som efter Dahll bestaar av haarde skifre, dolomit og ogsaa grønsten.

De bergarter jeg fandt i anstaaende fjeld paa en tur fra nordenden av Sadnojavrre og til en stor sjø vestenfor, som maa være Carajavrre, omtales nedenfor. Frk. JOHNSON har velvilligst foretat mikroskopiske undersøkelser av en flerhet av bergartene.

Temmelig nær Sadnojavrre anstaar med nord-nordvestlig strøk og lodret fald nogen knauser med en graa temmelig massiv lerskiferbergart. Frk. Johnson anfører om denne: „lerskiferbergart, visende spor av metamorfose, med enkelte grovere lag, rike paa albit, ortoklas og klorit samt litt turmalin.“

Længer vestover følger over en betydelig strækning helt overdækket terræng og først langt oppe paa høiden træffes nye knauser. Her findes eruptivbergarter av forskjellige typer. En finkornig graa diabaslignende bergart, som forvitrer med en temmelig lys skorpe er efter frk. Johnson: „omvandlet basisk eruptivbergart, bestaaende væsentlig av et finkornig hornblende-aggregat med klorit og litt albit. Umulig at avgjøre om intrusiv eller effusiv.“

En grovere grønlig diabas omtales saaledes: „diabas, forholdsvis velbevaret, muligens intrusiv, snarere effusiv, temmelig grov. Bestaar av hornblende, albit og nydannet epidot. Hornblendens danner et netverk i bergarten. Den er dels en uralit, dels nyvokset. Mandelrum med epidot, hornblende og klorit.“

Videre forekommer en massiv tæt, temmelig mørk graa lerstenslignende bergart, som viser en eiendommelig porøs forvitring: „finkornig kvarts-, albit- og kloritholdig lersten med en mængde mørkere bruddstykker. Mindende om tuff-

struktur.“ Sammen med sidstnævnte bergart findes en anden grønlig, av tydelig eruptiv oprindelse, med mandelstenstruktur. Ved forvitring gaar bergarten over i en sterkt porøs, løs masse: „mandelsten, utvilsom vulkansk bergart, glasrik, sterkt epidotisert. Hovedmineraller albit og epidot. Mandlerne koncentriske med albit, klorit og kalkspat“ (mikrofotografi pl. XVIII, fig. 2).

En anden tuffagtig, porøst forvitrende bergart er rik paa karbonat: „aabenbart kalkholdig tuff indeholdende karbonat, epidot, albit, klorit. Alle mineraler synes at være nykrystallisert (albit radialstraalig, epidot i skarpkantede krystaller).“ Nogen eiendommelige ringformige, nyreformige eller mer fragmentære strukturer, der fremtræer som mørke linjer synes at markere begrænsningen av mandellignende rum; lignende linjer, dog langt mindre fremtrædende, er iagttat omkring den ovenfor omtalte bergarts mandelrum. Tilfælles for begge bergarter er mængder av smaa, i mængde forekommende rundagtige mørke korn (efter frk. Johnson muligens et fosforitlignende mineral).

Længst vest blev der paatruffet en grønlig porfyrisk bergart: „diabasporfyr, uralitisert og epidotrik. Kan ha været enten effusiv eller intrusiv.“ Videre en graa finkornig svakt skifrig eruptivbergart med mandelrum: „Dagbergart av andesitisk type, vistnok oprindelig med glas-grundmasse. Denne nu devitrificert til et netverk av triangulært anordnede albitlister og ganske fine, nydannede hornblendenaaler. Enkelte større albitkrystaller synes at tilhøre en ældre generation. Mandelrum og sprækker fyldte med klorit og karbonat. Den ytre form av enkelte av hulrumsfyldningerne leder tanken hen paa pseudomorfoser efter olivin, dog tør dette være meget usikkert.“

Et stykke av denne bergart er sendt frk. NAIMA SAHLBOM til analyse. Resultatet foreligger nedenfor under rubrik I. I rubrik II anføres til sammenligning en analyse av en albitisert porfyritisk bergart fra Kirunatrakten, offentliggjort av N. SUNDIUS i „Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets“ (Uppsala 1915) s. 90.

	I	II
Si O ₂	54,39	54,99
Ti O ₂	1,18	0,76
Al ₂ O ₃	17,90	16,43
Fe ₂ O ₃	1,90	7,09
Fe O	9,04	4,89
Mn O	0,17	0,18
Mg O	4,52	3,31
Ca O	3,15	2,82
Na ₂ O	5,11	8,24
K ₂ O	0,78	0,50
P ₂ O ₅	0,24	0,27
S	0,12	
H ₂ O	+ 105° 1,95	+ 108° 1,00
	<hr/> 100,45	<hr/> 100,48

Bergarten viser sig at ha en basisk andesitisk sammensætning, paa grænsen mot basalt. Den er temmelig jernrik, meget kalkfattig, indeholder forholdsvis meget natron og litet kali. Det vil sees at alle disse særegenheter deles, og i endnu mere utpræget grad, av Kirunabergarten.

I et av Dahll innsamlet konglomeratstykke fra dette strøk, utvilsomt tilhørende det underkambriske basalkonglomerat, med nøtt til valnøttstore stener, har jeg iagttat en finkornig diabaslignende bergart som tydeligvis hører sam-

men med de nævnte eruptiver. Frk. Johnson beskriver bergarter saaledes: „andesitisk bergart med porfyrisk struktur. Oprindelig en glasbergart. Albit i to generationer, tynde lister i triangulær anordning. Sekundært dannet epidot, desuten klorit og jernrust.“

Længst vest, nær Čarajavrre kommer egte sedimentærbergarter (strøk N—S) nemlig en graasort lerskifer, som dels er iagttat helt mat, dels noget glinsende, fyllitisk. Ved sjøens østside, langt syd, kommer saa mægtige lag av dolomit, dels en finkornig rødlig massiv bergart, dels en graa skifrig, begge typer med brun forvittringshud.

Paa et sted iagttokes en brecciestruktur med temmelig skarpkantede stykker, bl. a. av en flintagtig mørk bergart. I denne dolomit forekommer partier av rødjernsten, iagttat ogsaa av Dahll.

En analyse av dolomiten viser efter A. K. BRYNILDSEN:

Uopl. 6,31 %

Ca CO₃ 61,15 „

Mg CO₃ 31,0 „

Fra Sadnojavrre drog jeg ret øst til Matse, hvor jeg blev sat over Altenelven. Der er overmaade litet fast fjeld paa den nævnte strækning. Av og til træffer man lave knauser med hornblende- eller finkornig glimmerskifer, længst vest strykende nordnordvest nærmere Matse læggende sig flatt. Hvor jeg krydset vinterveien til Kautokeino anstod en overordentlig grovkrystallinsk rødlig hvit dolomit. Paa grund av det sterkt overdækkede terræng kunde ikke mægtighet, lagstilling eller andre forhold avgjøres.

Paa østsiden av Altenelven ved Matse anstaar i den bratte styrtning en rødlig, noget presset, finkornig granulitlignende bergart, vekslende med mere kvartsitlignende lag.

Omtrent $\frac{1}{2}$ mil længer nordnordøst, paa veien mot Jesjavrres nordvestlige hjørne passertes i en elveskjæring en finkornig rødlig hvit kvartsit strykende NNØ. I mikroskopet viser kornene sig at bestaa omtrent utelukkende av kvarts, et eneste feldspat (plagioklas) korn er iagttat. Kornene har intet av sin oprindelige form bevart, men grænser polygonalt, med dels skarpe, dels noget rundede hjørner til hverandre. Kornstørrelsen varierer i hovedsaken fra 0,7 til 0,2 mm.

Den samme kvartsit med samme nord-nordøstlige strøk blev paatruffet ogsaa adskillig nærmere Jesjavrre. Side 21 er omtalt en lignende kvartsit fra trakten ved sjøens nordøstre utløper og der er al grund til at tro at man her har et sammenhengende drag, hvorav isolertliggende partier av og til dukker op av løsmaterialet.

I strøket nærmest vest for Jesjavrre møter man presede og omvandlede (amfibolitiske) gabbrobergarter samt som overveiende bergart hornblendeskifer. Strøket er mest NNØ til NØ, ogsaa vekslende i andre retninger.

Strøket øst for Altenbladet samt omkring den indre del av Porsangerfjorden.

Naar man prøver paa at faa forbindelse mellem Altenbladets omraade, hvor der nu er paavist en tidsbestemt palæozoisk ledezone, og det østligere Finmarkens mægtige sandstensserier, som de var til en viss grad kjendt efter KEILHAUS, DAHL'S og REUSCH'S iagttagelser, saa støter man paa meget betydelige vanskeligheter. For det første kommer

man her bort i ett av de omraader i Finmarken, hvor praktisk talt ethvert kartmateriale mangler, dernæst møter man i det omraade det her dreier sig om, efter Stabursdalen og strøkene straks østenfor, et overmaade overdækket terræng.

Staar man litt oppe i høiden ovenfor Bojobæske poststue og ser østover streifer blikket utover et umaadelig lyng- og mosedækket flatland hvorav der i nord, øst for Stabursvandene, stiger op nogen lave jevne høider, mens først bakenfor disse de vel markerte *gaisser* henimot Skoganvarredalen stiger frem. *Den typiske glintrand kan, i sin gamle skikkelse, ikke forfølges videre østover.*

Jeg skal nedenfor meddele mine iagttagelser fra strøket østenfor Altenbladet og over til Skoganvarredalen.

Den eneste gode, om end ikke særlig store skjæring man har i strøket øst for Bojobæskestuen, er den som er gravet av den lille elv, som falder ut i søndre Stabursvand, paa østsiden, noget nordenfor syddenen.

Man træffer her, liggende med omtrent flatt, svakt nordover heldende fald, lerskifer-sandstensavdelingens nederste del, med underst nogen mægtige bænker av tildels meget grovkornet kvartssandsten der ligger med skarp grænse paa den subkambriske, meget jevne overflate. Det underliggende fjeld bestaar av en massiv, ganske lys, metamorf, leptitisk bergart. Over den basale sandsten kommer saa vanlig grøn og rødbrun lerskifer (med de eiendommelige tidligere nævnte gule striper) vekslende med forholdsvis tynde sandstensbænker. En mørk grønlig, sterk skifrig sandsten viser paa overflaten antydninger til lignende fænomener som senere er nøiere omtalt fra Porsanger (se pl. VII, fig. 2—3).

Efter dette kan man gaa ut fra at fjeldgrunden i den nordligste del av det helt overdækkede flate terræng syd for

de omtalte lave høider i nordøst for Bojobæske bestaar av den underkambriske series nederste lag. I sydskraaningen av disse høider er der ytterst litet av fast fjeld at se. Kun av og til litt lerskifer, mest grønlig, tildels med speil tydende paa tryk, og over denne skiferrike zone i et nivaa som maa høre hjemme i den øvre del av serien (muligens svarende til den sandstensrike underavdeling) et mere motstandsdygtig lag av en rødlig, ogsaa graa, tildels meget grov sandsten, som ved nøiere eftersyn viser sig at være ganske overordentlig *feldspatrik*.

I en prøve tat paa vestsiden av den lille dal som fra syd skjærer sig ind i det nævnte lave høidedrag, med optil over 1 mm. store korn, bestaar ca. $\frac{1}{3}$ av kornene av feldspat, væsentlig mikroklin, ialmindelighet litet frisk. Mineral-kornene viser adskillig opknusning. De ikke deformerte korn er temmelig runde. En anden prøve tat længer øst, fra omtrent samme nivaa, viser næsten upressede, dels runde, dels kantede korn, mest fra 0,5 til 0,2 mm. i tversnit, med $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{8}$ av kornene bestaaende av feldspat, hvorav meget plagioklas. En prøve som skriver sig fra dette lave fjeldpartis sydøstre hjørne, ret imot (nordvest for) Vuorjegaissa, viser upressede korn fra 0,7 mm. og nedover, mest runde, med adskillig mørk fnokket grundmasse. De større korn bestaar altid av kvarts, de mindre av og til av feldspat. Ogsaa zirkon er iagttat. Denne sidste sandstensvarietet viser en fuldstændig overensstemmelse med typer av lerskifer-sandstensseriens sandstener, mens den første med sit grove korn og rikdom paa feldspat er temmelig avvikende, men overensstemmende med de sparagmitiske sandstener som anstaar over lerskifer-sandstensserien i strøket nord for Njoaskejavrre (s. 32 og 77). Kun er den endda mindre presset.

Nordover dette lave fjeldparti, paa østsiden av Stabursvandene, sees hist og her, som ur eller fast fjeld, sandsten, som minder om lerskifer-sandstensseriens, og paa et par steder i nordvest, nær nordre Stabursvand sees ogsaa smaa partier av typisk „Hyolithusskifer“ blottet imellem sandstensbænkene. Lagstillingen er mest temmelig flat, dog ser man ikke sjelden tydelig nord—sydlig strøk, ogsaa nordvestlig er iagttat.

Like paa vestsiden av elven mellem vandene ved Staburstuen, altsaa like indtil Altenbladets østgrænse, forekommer her og der blottet smaa partier med rød, grøn og ogsaa gullig skifer. Paa lagflaten av en brunlig, svagt glimmerførende sandig skifer fandtes her rester efter et ret cylindrisk rør, med længde 20 mm. og tversnit 1,2 mm., uten tvil en opløst og med sediment erstattet *Platysolenites*, en av Hyolithuszonens typiske fossiler længer syd. Nogen tverstripning kan ikke iagttas, hvilket forklares ved sedimentets forholdsvis grove karakter.

Endda adskillig længer mot nord, i hellingen mot Stabursdalen, næsten i høide med Altenbladets nordrand, er iagttat endel bænker av temmelig lys, rødlig, grov sandsten, med overordentlig rikelig feldspat.

En i mikroskop undersøkt prøve (se pl. XVIII, fig. 4) viser nogenlunde jevnstore korn, gjennemsnitlig diameter 0,5 mm., tydelig trykpaavirket med tildels kantknuste, tildels vel rundede korn. Feldspatgehalten varierer sterkt, partivis er der mere feldspat end kvarts. En anden mer finkornig varietet viser ogsaa partivis meget feldspat, optil $\frac{1}{2}$ av samtlige korn. At bergarten i dette strøk har været utsat for adskillig tryk under foldningen vises foruten av de ofte noget knuste korn, av de almindelig forekommende kvarts-

fyldte sprækker. Øst for dette nordlige strøk hæver Cokkarassa og andre gaisser sig med sine vældige urer av lys sandsten, mot vest træffer man, paa den anden side Staburselven, de metamorfe fjeldkjædeskifre med svævende fald.

Adskilt fra det her nævnte lave fjeldparti ved en bred sænkning med overdækket land ligger saa Vuorjegaissa, „den ensomme fjeldtop.“ Mens den øvre del av dette fjeld er omtrent vegetationsløst med et dække av svær stenur finder man rundt foten for det meste et tæt jorddække. I dette er der paa nordsiden et kløftformet snit, som ved nærmere undersøkelse viser pragtfuldt blottede skiferlag i en mægtighet av ca. 25 mm. Skiferen man finder her er overordentlig bløt og finkornig, med muslig brudd og av grøn til graalig eller gulliggrøn farve. Det er atter Hyolithuszonens lerskifer. Lagstillingen er horizontal. Efter barometermaaling, regnet efter fjeldets top, som er angit paa kartet (1017), ligger denne skjærings bund paa 710 m. høide. Efter mine maalinger over det subkambriske penepans høide i dette strøk skulde man da være mellem 100 og 150 m. oppe i serien.

Over de nævnte lerskifer kommer tykke bænker av en graa eller grønlig, delvis brunprikket sandsten av samme type som iagttaa i lerskifer-sandstensserien paa Altenbladet. Videre opover faar man en slakere heldning og med litet fast fjeld blottet. En mængde løse stykker av en gul sandig skifer fortæller dog om at en slik bergart anstaar over de nævnte sandstensbænker og i 780 meters høide blev ogsaa nogen faa lag av den gule skifer paatruffet. Herfra træffer man saa ikke fast fjeld, men bare ur, til man i ca. 850 m. høide møter en steilere avsats i fjeldet, hvor en ganske lys kvartssandsten i tykke bænker findes. Man er da her 250—300 m. over den prekambriske fjeldgrund. Denne av-

sats gaar langs hele fjeldets nordside men i noget forskjellig høide, heldende mot nordøst. Da jeg første gang paa lang afstand saa den, antok jeg at man her havde fortsættelsen av den metamorfe serie fra Altenbladet, men det viste sig, bl. a. ved mikroskopisk undersøkelse, at sandstensbergarten i den øvre del av fjeldet i det hele ikke var synlig presset og i denne henseende ikke skilte sig fra bergarter længer nede. Imidlertid finder man at mens den nedre del av Vuorjegaissa har horizontale eller ubetydelig mot nord eller nordøst heldende lag, saa ser man fra avsatsen og til toppen tydelige folder som synes at være sterkest allerøverst, hvor der blev notert fald paa op til 60°. Strøket er her gjennemgaaende N—S. Avsatsens undre kant antyder kun en grænseflate mellem den undre skiferrike, væsentlig ufoldede og den øvre, av sandsten bestaaende, foldede del av fjeldet.

Bergarten i hele fjeldets øvre del er, saavidt det kan bedømmes efter de vældige masser av løs ur som findes, den samme hvitagtige sandsten som anstod i avsatsen. Karakteristiske er de hyppig forekommende gullige kaolinlignende korn, som i mikroskopisk præparat viser sig at bestaa av sterk dekomponert feldspat. Ialmindelighed er dog omvandlingen her naaet saa langt og substansen blit saa jordagtig og løs at man paa tilsvarende sted i præparatet bare finder et tomrum. Kvartskornene viser sig i et præparat at være temmelig jevnstore, ca. 0,3 mm., dels runde, dels polygonalt i hinanden voksede, men da med den oprindelige, runde form markert ved en mørk linje.

Hvor fast fjeld sees øst for Vuorjegaissa i Vuolajokkas dalføre anstaar prekambrisk fjeld, hornblendeskifer og glimmerskifer. Det subkambriske peneplans høide er her omkring 550 m. Man ser forøvrig her det fænomen at denne

grænseflate i dette omraade ikke har sit vanlige nordøstre strøk, men et sydøstlig, saaledes at grænseflaten under Vuorjegaissa stiger — med omtrent 3° heldning — mot sydvest.

Et virkelig godt profil har man i nordvesthellingen av den sydøstligste av gaissene i dette strøk vest for Skoganvarredalen, Vuollanjonne, som jeg besøkte sommeren 1917. Her er nemlig blottet forholdsvis meget av de i den nedre del av fjeldet anstaaende lag.

Selve det allerunderste av sedimentserien var ikke synlig, men den nedre grænse kunde av omgivelsene bedømmes til at ligge omkring 440 m. o. h. ved den sydvestre del av fjeldet. Fra denne høide og opover anstaar i omkring 240 m. mægtighet en typisk „Hyolithuszone“. Det man væsentlig ser blottet er sandstenslag, men av og til, særlig nærmest under disse, stikker der frem bløte lerskifer av de vanlige typer. Forholdsvis meget sandsten har man fra 490 m. høide og til 545 m. I 560—65 m. høide var blottet en bløt, rød tildels grønflekket lerskifer, hvori fandtes 6 eksemplarer av *Platysolenites antiquissimus* EICHW., varierende i tykkelse fra 0,8 til 0,4 mm. Stykkene bruser ikke for syre og er tydeligvis forkislet, en egenskap som er meget almindelig, ja næsten regel baade for de nordskandinaviske og for de estlandske eksemplarer. Som imidlertid SCHMIDT meddeler i sit arbeide „Über eine neuentdeckte untercambrische Fauna in Estland“. (Mem. l'Acad. d. Sc. de St. Petersbourg, Ser. VII, T. 36, No. 2, 1888) s. 26 er fossilet ogsaa fundet i krystallinsk kalkig opbevaring. Skalsubstansens oprindelige karakter er altsaa som man skulde vente hos en organisme tilhørende echinodermene. Der kan vel heller neppe være tvil om at her foreligger, som særlig Schmidt har forfegtet, rester av

en cystoidé. Det turde vel forøvrig være likesaa sandsynlig at *Platysolenites* repræsenterer armer som stilk av en saadan. Naar WALCOTT (The Fauna of the Lower Cambrian or Olenellus zone, pl. 79) sammenstiller *Platysolenites* med pteropoder har det sin aarsak i at han har fundet et *Platysolenites*-lignende fossil (se hans fig. 1 og 1 a) sammen med hvad han, likesom BILLINGS, antar for et operkulum hørende til en pteropode (*Hyolithellus* BILL.) mens HALL og svenske forskere, sikkerlig med rette, opfatter det antagne operkulum som en bachiopode (*Discinella* HALL)¹.

I samme horizont som *Platysolenites*, men i en mer sandig bergart, fandtes den eiendommelige dannelse, som er gjengit pl. XVII, fig. 3. Der foreligger tydeligvis et bruddstykke av en rundagtig, sandsynligvis oval eller kuleagtig dannelse. Det som er opbevart er den ytre væg, som er ganske tynd, ca. $\frac{1}{2}$ mm. i tværsnit, og bestaaende av kvarts. Denne kvartsmasse viser en tydelig radial-struktur og bruddstykkets oprindelig indad-, paa stykket nu utadvendende side viser en utpræget ujevn overflate med smaa spidser rakende frem, et forhold som bringer en til at tænke paa kvartskrytaller, som har vokset radially, med sine spidser ind i et hulrum. Det er selvfølgelig vanskelig at trække nøiere slutninger av et slikt enkelt stykke, men det synes som om denne dannelse neppe kan forklares uten som et forkislet fossilt skal. Nogen rullesten kan her ikke være tale om og noget druserum i denne finkornige skifrige sandstensbergart kan man ogsaa vanskelig tænke sig. Og antar man at her foreligger et fossil, saa er uten tvil det man først vilde tænke paa et stykke av et cystoidé-skal. Forkislingen er ikke

¹ Se ogsaa BRAASTAD: *Discinella* Holsti faunaen. N. geol. Tidsskrift, III, 3, 1915, hvor literaturhenvisninger.

paafaldende, naar man tænker paa de forkislede *Platysolenites*-stykker. Substansen skiller sig imidlertid tydelig i de to dannelser, hos *Platysolenites* har man en makroskopisk helt tæt masse mens vi i den kulelignende dannelse har tydelig krystallinsk kvarts. Forhaabentlig vil senere fund klargjøre disse spørsmaal.

Paa 580 m. saaes blottet en gulagtig lerskifer. Ved 670 m. blir der atter meget sandsten, deriblandt en temmelig kompakt skiferfri serie med en lys brunprykket middelskornig bergart paa henimot 10 m. mægtighet. Denne sandsten gaar opad over i mer skiferrike lag, som igjen blir mer sandstensholdige (her en mørkere brunlig sandsten) ved 640 m. Atter sees blottet gul og grøn skifer med sandstenslag og endelig møter man paa 680 m. en ganske lys, noget glasagtig sandsten med talrike kaolinpunkter: bergarten fra den øvre del av Vuorjegaissa. Denne anstaar tiltops. Som i Vuorjegaissa er denne sandsten adskillig foldet og ogsaa de skiferrike lag under den viser ved skraastillinger og tildels noget speilende flater tydelige tegn paa at de har været utsat for tryk.

Kommer man søndenfor og rundt Vuollanjonne har man Skoganvarredalen foran sig som en dyp sækning. Man ser gaissene paa den anden side med Gaggagaissa længst i syd, ser hvorledes grænseplanet prekambrium—kambrium sænker sig mod nord, ned mod Porsangerfjordens bund. Selve dalen har i trakten omkring Skoganvarre en ytterst kupert overflateform, med svære koller med ofte meget bratte sider. Flere av disse koller naar op i en høide som omtrent svarer til det subkambriske peneplans.

Jeg har set endel av den prekambriske fjeldgrund omkring Skoganvarre, særlig paa østsiden av dalen samt ved Østbotn ved Porsangerfjorden. Man træffer overveiende

mørke, hornblenderike, mer og mindre skifrige bergarter, tildels finkornige hornblendeskifre (som kan føre smaa granater), dels mer massive, feldspatrike typer, omvandlede eruptivbergarter av gabbroid type. Desuten har jeg omkring $\frac{1}{2}$ mil sydøst for Skoganvarre iagttat lys kvartsit samt en krystallinsk, middelskornig rødlig graa (muligens noget dolomitisk) kalksten. Strøket er gjennemgaaende i dalens retning, omtrent nord—syd eller nord litt vest.

Denne trakt er jo ellers bekjendt for sine kisforekomster (svovlkis, magnetkis, kobbererts). Nogen større drift er endnu ikke kommet istand.

Gaggagaissa bestaar i sin øvre del av Hyolithuszonens sedimenter og derover lys massiv sandsten, mens sokkelen bestaar av prekambriske hornblenderike bergarter, ogsaa kvartsit. Et profil paa vestsiden, temmelig langt nord, hvor den subkambriske overflate efter barometermaaling laa paa 480 m. viste Hyolithuszonens lerskifer-sandstens lag i omkring 230 m. mægtighet, overleiret av den fra Vuorjegaissa og Vuolanjunne omtalte lyse kaolinførende sandsten. Denne sandsten er adskillig foldet og ogsaa den øvre del av den underliggende serie er adskillig paavirket av foldning, likesom smaa forkastninger kan iagttas. Denne undre serie bestaar nederst av rødbrun og grøn lerskifer, 60 m. mægtig, derover temmelig lys og tyndbænket kvartsitisk sandsten, 15 m., videre graa og grøn lerskifer med talrike sandstensbænker, hvis tykkelse varierer fra nogen cm. til over $\frac{1}{2}$ m., 65 m., saa kommer bløt rød og grøn lerskifer uten sandsten, 5 m., og endelig som øverste led, under den øvre lyse kompakte sandsten, forskjellig farvede lerskifre med sandstensbænker, øverst adskillig foldet.

I rød og grøn lerskifer, svarende til den nævnte 5 m. zone, har bergingeniør J. BRAASTAD, som sommeren 1917 opholdt sig i denne trakt, beskæftiget med undersøkelse av kisforekomstene ved Gaggagaissa, noget længer syd i fjeldet fundet et eksemplar av *Platysolenites*.

Paa samme maate som i Gaggagaisa ligger de kambriske sedimenter i den østenforliggende Gaskavarre isolert, omgitt av prekambrisk fjeldgrund, mens man i den 1047 m. høie Halgovarre har den sydlige utløper av det store sammenhengende sedimentomraade paa østsiden av Lakselvns dal og Porsangerfjordens indre del.

Jeg har ikke besøkt dette østlige strøk med sedimentfjeld mellem Gaggagaisa og Østbotn i Porsanger, hvorimot jeg sommeren 1915, paa en rask tur fra fæstningsstuen ved Vuorjegaissa gjennom en nordøstgaaende dal gik over til Rævfossnes, henimot en mil syd for Lakselv. I denne dal var der næsten ingenting at se av sedimentformationens nedre del, idet en mægtig ur av de lyse sandstener, som anstod i den øvre del av fjeldene, i almindelighet dækket dem helt til foten. Et sted adskillig over halvveis saa jeg dog i en elveskjæring endel meter med grøn skifer av Hyolithustype. Av REUSCH er der nævnt (Nordl. Norges geologi, s. 64) en indleiring av rødlig og grønlig, tykskifrig skifer i et par meters mægtighet i de lagede kvartsiter over grundfjeldet 6—7 km. syd for Lakselv kapel, paa dalens vestside. Fra Rævfossnes til Lakselv gik jeg paa min tur den vanlige vei paa elvens østside, over de svære sandterrasser, som ligger som et sammenhengende mægtig dække over fjeldet i dypet.

Omkring Østbotns indre del har jeg ved foten av sandstensfjeldet i øst iagttat de basale lag av sedimentserien, et

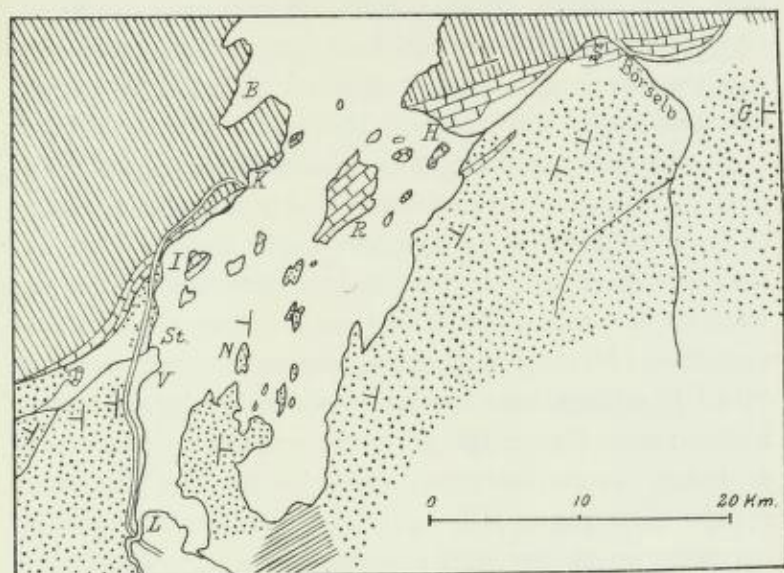
kvartskonglomerat med valnøttstore stener. Dette konglomerat ligger her og der opbevart som et ganske tyndt skal paa den ellers blotlagte prekambriske fjeldgrund (hornblendegneis o. a.). Konglomerat er ogsaa fundet i noget høiere nivaa (uvist hvor høit), saaledes ved kysten et godt stykke vestenfor bebyggelsen i Nyby. Her fandtes, 300 m. vestenfor opstikkende gneisfjeld, en mørk grov kvartssandsten i 8 m. mægtighed og derover 2 dm. med et konglomerat med nøttstore kvartsrullesten. Længer vest træffer man en eendommelig mørk opsmuldret skifer som indeholder dels i lag, dels som smaa knoller, en mørk finkornig kvartsitisk, næsten flintagtig bergart.

Herinde blev der ogsaa, litt ind fra kysten, iagttat i en knaus en utvilsom, dog adskillig presset *diabas*bergart. Skjøndt nogen direkte gennemskjæring av sedimentlagene ikke blev iagttat maa den, efter sin optræden at domme, gjennemsætte disse.

Mit ophold i strøket omkring den indre del av Porsangerfjorden (sommeren 1915) var temmelig kortvarig — 14 dager — og var kun ment som en oversigtsreise, forat fastslaa visse hovedtræk. Det blir derfor ikke saa mange detaljerte meddelelser jeg kan gi, men nærmest bare nogen hovedpunkter. Vigtige meddelelser om denne trakt er tidligere git av REUSCH (N. N. geologi s. 51).

Som utgangspunkt har vi den mægtige lagrække av lyse sandstener, hvis plads efter undersøkelsen 1917 blev fundet at være ovenpaa den 230—40 m. mægtige *Platysolenites*forende lerskifer-sandstensavdeling. Efter sin forekomst omkring den indre del av Porsangerfjorden kan denne sandstensserie benævnes *Porsangersandstenen*.

Et indtryk av denne sandstensseries optræden faar man av profilet, pl. XX, II; se ogsaa kartskissen fig. 17. Hovedmassen av serien bestaar av meget lyse kvartssandstener, vekslende i graa, rødlige, violette og grønne farvetoner, i mest kompakte bænker. Som en indleiret zone ser man







-  Fjeldkjædens metamorfe bergarter.
-  Porsangerdolomiten.
-  Sandsten og lerskifer.
-  Prekambrium (hornblendegneis o. a.)

Fig. 17. Geologisk kartskisse over strøket omkring den indre del av Porsangerfjorden.

heri en underavdeling med skiferrike lag, dels grov, sandig lerskifer, dels sterkt skifrig sandsten. Denne zone skiller sig let ut paa avstand ved sin mørkere farve. De sandige skifre er sortagtig graa, sandstenene ofte ogsaa temmelig mørke. Sandstenene viser meget ofte tørkesprækker.

Man ser denne zone ved veien nordover fra Lakselv (L), noget syd for Valdak (V). Antagelig samme zone er det man træffer paa øen Njargus (N) eller Čoagan, som bestaar av nordlig til nord-nordvestlig strykende lag av en veksellag av sandsten, delvis sterkt skifrig, dels mer kompakte, tykbænkede, samt sandige mørke skifre. I en graa, paa overflaten ofte grønlig, skifrig sandsten forekommer i en række lag nogen meget eiendommelige strukturer, hvorav et par karakteristiske her er avbildet (pl. VII, 2—3). Allerede TELLEF DAHLL har været opmærksom paa disse strukturer og medbragt prøver av sandstenen. Han fremsatte i et brev til prof. KJERULF en formodning om at det muligens kunde dreie sig om et korallignende fossil. Forklaringen til strukturen maa dog være en helt anden. Mit ophold paa øen var ganske kortvarig men det faktum faldt mig straks i øinene, at ikke bare i forskjellige, men ogsaa i ett og samme lag var strukturene meget forskjellige og viste overgang fra en type til en anden. Av betydning var iagttagelsen av den type som er fremstillet paa pl. VII, fig. 1. Man ser her i sandstensoverflaten en del avrundet polygonale traugformede fordypninger, mens det tynde sandstenslags anden side er jevn og flat. Man har her en struktur, om hvis oprindelse der ikke kan herske tvil. Det dreier sig om *interferens-bølgeslagsmerker* hvorved der paa sandbunden er fremkommet to sæt rifler, som krydser hverandre. Maken til denne struktur har jeg selv iagttatt paa sandbunden (i en bakevje i en elv) likesom de er omtalt og avbildet i litteraturen av E. M. KINDLE i en artikel, „Origin of Batrachoides the Antiquor“ i Geological Magazine, Dec. VI, Vol. I, 1914, samt i hans nylig utkomne arbeide „Recent and fossil Ripple-Mark“ (Geol. Survey of Canada, Museum Bull. 25, 1917).

Denne cellelignende struktur kan opstaa paa fin sandbund hvor bølger paa grund av en eller anden motstand bøies av og møter hovedretningen i en nogenlunde stor vinkel; hvor man altsaa samtidig faar oscillationer i to forskjellige retninger.

Den vanlige strukturtype er imidlertid ikke den nævnte, men andre, hvor man finder langt mindre og helt uregelmæssige fordypninger og hvor de mellemliggende rygger for det meste er temmelig flate og ofte saa brede som selve fordypningene. Fordypninger og rygger kan ha en utpræget længderetning (som i fig. 3) eller de kan være mer uorientert. Ofte finder man cellestrukturen tydelig stripeformig ordnet, i koncentriske figurer (fig. 2). Samtlige disse typer maa uten tvil ansees som varitationer av det samme interferens-fænomen. Ogsaa paa almindelige enkle bølgeslagsmerker kan tversnittet variere sterkt, ryggene kan ofte være vel avrundet eller, hvor de er blit utjevnet av senere strømningsbevægelser, næsten flate. En struktur, som er praktisk talt identisk med den man ser tilvenstre paa fig. 2, er iagttat av Kindle i recente sedimenter. Den uregelmæssige koncentriske konfiguration av fordypningene, som vises paa fig. 2, maa da være fremkommet ved ytterligere komplikationer av de oscillerende bevægelser i vandmassen.

Denne stripevise anordning likesom „cellenes“ forskjellige størrelse godtgjør med al tydelighet at det ikke dreier sig om regndraapeavtryk, som man kunde tænke paa som en forklaring av strukturen længst tilvenstre paa fig. 2.

I sit arbeide fra 1917 avbilder Kindle pl. XXX, B en sandstensplate fra den underkarbonske Berea-sandsten fra Elyria, Ohio, som viser en overflate overordentlig lik denne sidstnævnte type. Paa den store ekskursion gjennom det

østlige Kanada, foretat i forbindelse med den 12. internat. geologkongress, har jeg selv fra den underkarboniske sandsten ved de bekjendte Horton Bluffs samlet sandstensstykker med helt lignende rundagtige merker.

Over den egentlige sandstensrække kommer ved Porsangerfjorden en avdeling som utmerker sig ved sin rikdom paa virkelige lerskifre. Først møter man en serie, hvor skiferne, der oftest er rødbrune og fremdeles noget sandige ligger mellem sandstensmasser av ofte stor mægtighet. Denne type kan bl. a. sees mellem veien og kysten noget nord for Stabursdalen (St) hvor man paa enkelte steder har adskillig fast fjeld. Desuten anstaar denne del av lagrækken paa sydsiden av Staburselven, naar man kommer et stykke vestover fra veien. Ogsaa i det høie fjeldparti mellem Staburselven og dens sydlige bielv sees betydelige skiferzoner i sandstensmassene og lignende lag paatraf jeg i et strøk noget sydøst for husene i Børselv og østover til Goddekoavve (G). Sandstenene er kvartsitlignende, glasagtige mest lyse, ofte skjærende i grønne farver, skiferne som nævnt noksaa grove, rødbrune og ogsaa grønne og graa. Omtrent øverst i denne underavdeling er saavel ved veien syd for Igildas (I) som i et fjeldparti ved kysten længer i syd iagttat en tynd zone av forvitret sterkt gulfarvet dolomit. Mægtigheten er paa den sidst anførte lokalitet 1 m. I et niva ubetydelig høiere er der ved veien syd for Igildas iagttat et tyndt konglomerat, bestaaende av meget flate, mest nogen cm. lange stykker av en mørk lerskifer. Konglomeratet ligger, saavidt jeg har iagttat, helt konformt med underlaget og betegner sandsynligvis ingen eller ialfald ikke nogen væsentlig avbrytelse i sedimentationen paa dette sted, kun en rent midlertidig tørlægning av et nogenlunde nærliggende skifersediment.

Videre opover kommer en zone som overveiende bestaar av lerskifre og disse overleires endelig av Porsangerfjordens mægtige dolomithorizont. Skiferen er ialmindelighet vakkert baandet med grønne og rødbrune striper. Ikke sjelden er materialet tydelig sandig og antydning til strømlagning er iagttat i slik grov skifer. En ofte meget utpræget falsk skifrihet fremhæver den baandede karakter. Denne zone kan sees ved Igildas og paa østsiden av fjorden noget syd for Børselv.

Med hensyn til lagstillingen i de omtalte sandstens- og skiferavdelinger saa ser man ialmindelighet en temmelig fremtrædende foldning med foldningsakser gjennomgaaende nord—syd eller nord lidt øst. Meget tydelig fremtrær det nord—sydlige strøk naar man gaar vestover langs fjeldsiden paa sydsiden av Stabursdalen. Paa østsiden av fjorden er strøket gjennomgaaende NNØ, dog ogsaa svingende i andre retninger. Den øvre skiferavdeling slutter sig nær til dolomiten og stryker mer i nordøst.

Vi kommer saa til omtalen av det mægtige *dolomit*drag hvis utbredelse nærmest Porsangerfjorden allerede var kjendt, i hovedtrækkene, av DAHLL og av ham avsat, med Raipasfarve, paa hans kart over det nordlige Norge. Dolomitens utbredelse er ogsaa angit av REUSCH paa hans lille skisse over Porsangerfjordens omraade (Nordl. N. geol. s. 52).

Porsangerdolomiten, som jeg vil benævne denne dolomitzone har utvilsomt en meget betydelig mægtighet (1—200 m.?) En mægtighetsbestemmelse vanskeliggjøres imidlertid ved det forhold at lagstillingen utvilsomt varierer meget, samtidig som bergartens overmaade kompakte, ulagede karakter ofte gjør faldbestemmelsen i hvert enkelt tilfælde helt usikker. Som mægtigheten nu synes at fremtræ varierer den over-

ordentlig, hvad der skyldes tektoniske forstyrrelser, som enkelte steder har lagt dolomiten dobbelt, andre steder forarsaket sammen- eller bortpresning av en del av zonen. Skulde dolomiten i Silfar-fjeldet ved Børselven (S) ligge normalt, med jevnt svakt fald mot nord-nordvest, vilde dens mægtighet være ca. 200 m. I virkeligheten er dette tal antagelig for stort idet sterke foldninger utvilsomt forekommer. Dette antydes bl. a. ved et parti av sikkerlig sekundært indfoldet skifer som jeg, paa avstand, har iagttat i fjeldets øvre del.

Jeg tør heller ikke indlate mig paa nogen stratigrafisk inndeling av dolomiten, en opgave som av de netop anførte grunde ikke er helt enkel. Jeg kan væsentlig bare gi nogen summariske meddelelser. Bergarten er gjennomgaaende lys graa, tæt og massiv, gjennemsat av uregelmæssige tyndere eller tykkere aarer, sprækkefyldninger, bestaaende av dolomitisk kalk eller ogsaa kvarts.

Den kemiske sammensætning er i to prøver, innsamlet av REUSCH og analysert av R. FRIDTZ (se N. N. geologi s. 110—11):

I. Gulagtig forvitrende dolomit, Ivarholmen, II. Dolomit fra Renøklubben:

	I	II
Uopløst	14,61	1,16
Al ₂ O ₃ m. m.	0,84	0,96
Fe O	1,57	0,20
Ca CO ₃	46,86	63,1
Mg CO ₃	35,32	36,7

Procentforholdet Ca CO₃ : Mg CO₃ er efter dette i I 57,02 : 42,98, i II 63,23 : 36,77.

Mens den første prøve nærmer sig meget sterkt normaldolomitens sammensætning er den anden langt mere fattig paa magnesia og forholdet svarer, som anført av Fridtz, næsten nøiagtig til $3 \text{ Ca CO}_3 \cdot 2 \text{ Mg CO}_3$.

Allerede av REUSCH's beskrivelse (se N. N. geologi s. 53—56) fremgaar det at der i Porsanger-dolomiten forekommer eiendommelige strukturer. Der beskrives og avbildes en breccieagtig varietet samt koncentriske dannelser, som, efter Reusch, leder tanken hen paa kildeavsætninger. Videre har TANNER ved sit besøk ved Hestnes paa fjordens østside været opmærksom paa strukturer (utvilsomt av samme type som de sidstnævnte) som han, efter RAMSAYS oplysning i „Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kanin“ s. 23(Fennia 31) fandt at være overensstemmende med *Gymnosolen*-strukturen fra Kanin.

Særlig almindelig forekommer de breccie- eller konglomeratliggende dolomitvarieteter. Man finder dem ialmindelighet som forholdsvis tynde lag, ofte kun faa cm. tykke, indleiret mellem parallelt liggende bænker av vanlig massiv dolomit. De indleirede bruddstykkers form er i tversnit som regel utpræget langagtig, svarende til plateformige stykker av uregelmæssig omrids, hvis kanter i de allerfleste tilfælder, dog ikke altid, er vel rundet. Den maksimale længde for disse stykker er, som Reusch angir, ca. 1 dm., dog er det en sjeldenhed at de naar over $\frac{1}{2}$ dm. Fra disse større stykker har vi alle overgangsformer ned til mikroskopisk smaa. De stykker som er tydelig plateformet, altsaa langagtige i tversnit, ligger som regel nogenlunde parallel dolomitens lagdeling, dog er avvikelser paa optil $20-25^\circ$ ikke sjeldne.

Man har her for sig typiske *intraformationale konglomerater*. Spørsmålet om dannelsesmaaten for disse bergarter vil bli nærmere berørt under oversigten.

Med hensyn til *Gymnosolen*-strukturen og beslegtede dannelser, saa fremgaar det av Reuch's figurer A og B s. 56 at de findes paa nordsiden av Renø (R), selv har jeg studert

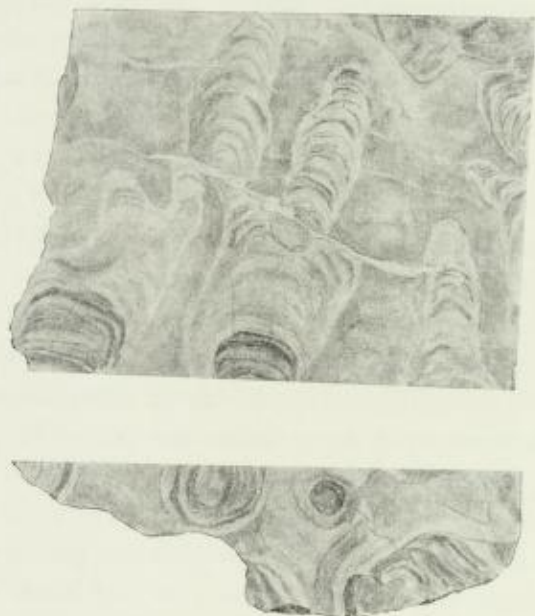


Fig. 18. *Gymnosolen*-struktur i Porsangerdolomiten.
1/2 nat. st.

dem ved den av Tanner nævnte lokalitet Hestnes (H) videre i nordøst. Man har dem utvilsomt i en bestemt, vidt udtbredt horisont. Ved Hestnes ser man like ved stranden dolomit blottet i en del temmelig lave, sterkt opsprukne knauser. Foruten opsprækningen har man andre tegn paa sterke tektoniske paavirkninger, idet et parti av dolomiten her er

blit skjøvet henover et andet, tilhørende samme lag. Disse forhold vanskeliggjør studiet av de forskjellige strukturers optræden.

I virkeligheten har man her en dolomitzone som gjennom flere meters mægtighet viser en utpræget zonaropbygning, med tynde lamelleagtige lag, som er mer eller mindre sterkt



Fig. 19.

bøiede. De forskjellige strukturtyper er regelmæssig *lagvis* anordnet.

Forskjellen i de forskjellige typer beror i hovedsaken paa de konvekst opad buede lamellers større eller mindre konveksitet. Som én type har vi (fig. 18) den struktur som av STEINMANN i Ramsays ovennævnte arbeide er beskrevet under navnet *Gymnosolen Ramsayi*. Foruten figurene til Steinmanns beskrivelse har jeg set et stykke av *Gymnosolen-dolomiten* fra Kanin, beroende i Palæontologisk Museum,

medbragt fra Helsingfors av dr. Tanner. Man har i denne type den koncentriske struktur i det væsentlige begrænset til fritstaaende nogenlunde cylinderformede, tapformige partier, som i de fleste tilfælder staar tilnærmet vertikalt paa lagflaten, men som ogsaa kan staa temmelig skraat. I mellempartiene ser man for det meste ingen tydelig struktur, kun hist og her smaa bøiede stykker av en avvikende farve. Tappene viser ofte en *forgrøning*. I Kanindolomiten ser man ogsaa i mellempartiene antydning til lammellær struktur, med lamellene konvekse *nedad*.

Istedenfor cylindriske partier med lamellær opbygning kan man ha en mer uregelmæssig form, f. eks. kølleformig, som vist pl. IX, fig. 2.

I et parti av fjeldknausen er iagttat to zoner med den nævnte struktur, hver paa ca. 30 cm. tykkelse, og adskilt ved et 40 cm. tykt lag av en anden type. Denne viser mindre sterkt bøiede lameller med gjennemgaaende den konveksitet som man ser paa det isolerte stykke paa fig. 19, eller noget flatere. Videre finder man ikke her egentlige mellemrum mellem de konvekse partier, men disse grænser helt indtil hverandre og lamellene gaar fra det ene parti over i det andet. I et øvre lag, som tydeligvis er av større mægtighet end de netop nævnte, er konveksiteten meget liten og man faar den type som er avbildet pl. IX, fig. 1.

Forsøker man paa i mikroskop at finde nogen yderligere struktur i disse dannelser blir man skuffet. Den zonære opbygning skyldes dolomitsubstansens tilstedeværelse i finere eller grovere krystalkorn og nogen radial struktur er aldrig, i de talrike præparater som er undersøkt, iagttat.

Nederst forekommer en tredje hovedtype med de smaa uregelmæssige rundagtige dannelser, som er avbildet pl. X,

fig. 1—4, liggende mellem middels sterkt buede lamellære partier. Denne zone hviler paa en mer ordinær, tæt dolomit, hvori der dog 2 m. nedover er iagttat antydninger til koncentrisk opbygning.

I enkelte lag av Porsangerdolomiten finder man — som ogsaa Reusch nævner — partier av flintagtig kvarts, som i enkelte tilfælder er saa finkornig at man selv ikke med sterk forstørrelse kan utskille de enkelte korn. Da bergarten i utpræget grad har flintens makroskopiske karakterer, mørk graa til brunlig farve og muslig brudd og dertil dens typiske optræden i avlange knolleagtige partier, kan man her trygt tale om virkelig *flint*. Flintens begrænsning mot den omgivende dolomit er ialmindelighet ikke helt skarp, men viser en overgangszone, som angir en sekundær anriknings- og erstatningsproces av kiselsyre efter dolomit.

Man finder ellers rikelig med eksempler paa forkisling av partier av dolomiten. Den vanlig optrædende sekundære kiselsyre er forholdsvis lys av farve og indeholder kvarts i tydelige korn, ialmindelighet endnu med endel av karbonatmassen, som smaa spredte korn, i behold. Nogen knolleagtige partier som var almindelig i dolomiten nordligst paa Renøen viser ofte en mer eller mindre utpræget forkisling som man ser paa pl. VIII, fig. 1.

Kvarts forekommer videre som gjennemsættende aarer. Meget hyppig træffer man ogsaa karbonatfylde sprækker, hvor materialet er langt mere letopløselig, tydeligvis mer kalkholdig, end i den omgivende dolomit.

De bergarter som kommer over Porsangerdolomiten er noget forskjelligartede, har dog det tilfælles at de er sterkt *metamorfe*. I virkeligheten gjenfinder vi her bergartstyper som er overordentlig lik dem vi omtalte fra den undre del

av den metamorfe serie inden den nordvestre del av Altenbladet. Vi har en veksling av fyllitiske, skrukledede skifre og massivere, til det ytre sandstenslignende bergarter som dog under mikroskop viser en sterk omkrystallisation og rikelig feldspatføring.

En bergart iagttatt straks over dolomiten paa nordsiden av den ytterste del av Stabursdalen mindet sterkt om Altens takskifer. En eiendommelig type av sandstenslignende, dog sterkt metamorfe bergarter kan sees ved Kolvik (K), hvor man har tildels massive tykke bænker av overordentlig vakkert baandet sandstenslignende fjeld, som i mikroskop viser en temmelig jevnkornig masse med tildels mer feldspat end kvarts, med linseformede, tildels helt utvalsedede korn med mængder av nydannet glimmer. Kvarts- og feldspatkornenes tversnit (lodret) er mest fra 0,2 mm. og nedover. Det vil av den petrografiske beskaffenhet være meget vanskelig at uttale sig om denne mylonitiske bergarts oprindelige karakter; dens makroskopiske utseende tyder paa en feldspatirik sandsten.

Omend den absolut nøiagtige grænse mellem dolomiten og den metamorfe serie ikke er iagttatt, angis det direkte av bergartenes karakter at der mellem de to avdelinger har eksistert et *skyveplan* helt paa samme maate som mellem Bossekopavdelingen og de metamorfe bergarter paa Altenbladet. Dolomiten ligger ofte i skarpe folder, mens de metamorfe bergarter altid har svævende lagstilling. Man faar mellem den underliggende litet omvandlede og den overliggende, metamorfe serie en tektonisk diskordans.

Meget eiendommelige forhold har man paa nordvestsiden av Stabursdalen (St), i dennes nederste del. Et her forekommende litet, omtrent flattliggende, utkilende parti av

dolomit (ca. 6 km. fra kysten) er uten tvil at opfatte som en ved foldning fra hoveddraget avdelt arm. Det er overliret av foldede lag av lys sandsten, hvorover kommer mer plantliggende grønne skifre.

Hoveddolomitdraget fortsætter sydvestover langs de metamorfe bergarters sydøstre grænse, dog med meget uregelmæssig tykkelse, saavidt jeg kunde se overordentlig sterkt avtagende i mægtighet. Enkelte steder kan man se indfoldet i dolomiten grønlig lerskifer og denne lerskifer forekommer tildels som øverste bergart under den metamorfe series sterkt fyllitiske skifre og kvartsfeldspatbergarter.

Likesom dolomiten tyndes ut mot sydvest, synes den ogsaa mot nordøst at bli væk, naar man kommer saa langt som til fjeldpartiet Labornjunne (i nordøsthjørnet av kartskissen fig. 17, ca. 2 mil ØNØ for fjorden ved Børselv) saavidt jeg kunde se i det sterkt overdækkede terræng. Ved den indre del av Laksefjord kommer dolomit atter frem, som iagttat allerede av KEILHAU.

Den metamorfe serie ligger omkring Porsangerfjorden med svakt nordvestlig fald og man kommer saaledes nordover langs fjorden i stadig høiereliggende nivaær. Efter hvad jeg saa paa en tur fra Kolvik over til Billefjorden (B) blir bergartene nordover mer og mer metamorfe. Man træffer ved siden av kvartsitlignende bergarter rene glimmerskifre, og fra Kistrandomraadet har REUSCH flere steder notert gneis. Endnu længer ute, i strøket Sortvik—Molvik nævner Reusch, foruten gneis, diorit og hornblendeskifer. Fra Repvaag nævnes gneis og kvartsit, fra Tamsø gneis samt fra ytre Porsangnes kvartsit og glimmerskifer.

Varangerhalvøen.

Strøket omkring bunden av Varangerfjorden.¹

Da dette strøk efter den foreliggende literatur kunde ventes at gi særlig vigtige data til forstaaelsen av Finmarkens ældre geologiske historie anvendte jeg (i 1916) nogen tid — to uker — inden omraadet og utarbeidet det her offentliggjorte geologiske kart, med det topografiske grundlag tat fra gradavdelingsbladet Næsseby.

Naar undtas de forholdsvis høie aaspartier i syd hvor haarde granit- og gneisbergarter utgjør berggrunden, er fjeldet inden kartomraadet sterkt overdækket. Paa de bølgende vidder i kartets nordligste del ligger utbredt et jevnt morænedække, for en stor del bevokset med et næsten ugjennemtrængelig bjerkekrat. I de lavtliggende strøk, i fjordens fortsættelse, træffer man endeløse myrer, ofte oversaaet med de av REUSCH i „Det nordlige Norges geologi“ s. 85, beskrevne og avbildede kjæmpemæssige, indvendig frosne tuer, som gjør fremkomsten ganske overordentlig besværlig.

Granit-gneisomraadet i sydvest. (Prekambrium). Da min væsentlige opgave har været at studere sandstenslagrækken har jeg kun befattet mig meget litet med dette ældre fjeld i sydvest. Grundfjeldsbergarter fra trakten omkring Karlbotn (søndre arm av Varangerfjorden) nævnes av flere geologer, KEILHAU, REUSCH og DAL. Det fremgaar av disse ældre iagttagelser at hovedbergartene er gneis og granit.

Meget typisk saavel for strøket ved Karlbotn som længer vest er en vakker rød, ofte meget grovkornig granit

¹ Hertil geologisk kart.

med tildels overordentlig litet av mørke mineraler. Den forekommer i sin typiske form, saavidt jeg har set, i temmelig smaa partier og er sandsynligvis at anse som en pegmatitisk facies. Man har ogsaa normal, mer graalig biotitgranit. Denne sidste er vistnok altid noget presset. Ogsaa egne gneisbergarter forekommer, bl. a. har jeg set hornblendegneis med overgang til hornblendeskifer. En forholdsvis litet skifrig hornblenderik bergart er ogsaa iagtatt, saaledes har jeg nær sandstensomraadet, ca. 5 km. østenfor den vestre kartrand, notert en grov, saagodtsom upresset, biotitførende dioritisk bergart, sandsynligvis en omvandlet gabbro. Strøkretningen for de skifrige bergarter er nordvest til vest-nordvest.

Av stor interesse er den mængde av *diabas*ganger som gjennemsætter den omtalte, prekambriske fjeldgrund. De er ogsaa omtalt av tidligere forfattere. Gangenes retning-varierer endel, er dog fortrinsvis nord—sydlig. Bredden er for det meste $\frac{1}{2}$ —2 meter. Bergarten er ialmindelighet av en overmaade mørk og svært finkornig type. En gang fra Sirddagoppe er undersøkt av REUSCH¹ samt av WAHL². Bergarten er efter disse undersøkelser en meget frisk kvartsdiabas.

Den ældre sandstensavdeling (med kvartskonglomerat).

Det faktum at der i Varangertraktens særlig av REUSCH studerte konglomeratdannelser forekommer som almindelige bergarter i bollene forskjellige sandstener og dolomiter gjør det klart, som ogsaa Reusch uttrykkelig gjør opmerksom paa, at der i disse eller nogenlunde nærliggende egne maa ha eksistert litet omvandlede sedimentære lag for konglomeratets dannelse.

¹ N. N. geologi, s. 28.

² Die Enstatitaugite. Helsingfors 1906, s. 41.

Det lykkedes under mit arbeide i denne trakt at paa-
vise at der inden det samme omraade findes rester av en
sandstensavdeling som ligger *diskordant* under traktens vel-
kjendte konglomerater. Denne ældre sandstensavdeling findes
kun i den østlige del av det kartlagte omraade mens den
vestover helt mangler, idet her den morænekonglomerat-
førende avdeling ligger direkte paa granit-gneis-bergartene.
Avdelingen kan studeres langs kjøreveien fra kartets øst-
rand og til Per-Larsavik. Særlig godt er den blottet i
Klubfjeldets steile sydskrænter, hvor hithørende lag anstaar,
med omtrent horizontal lagstilling, fra havoverflaten og
tiltopps.

Lagrækken falder her naturlig i tre hovedled, en undre,
mørkere og en øvre, lysere sandstensavdeling, adskilt ved
en litet mægtig zone, der skiller sig ut ved sin rikdom paa
lerskifer. Mægtigheten av den undre sandsten er sandsyn-
ligvis omkring 60 m., av lerskiferzonen, som bedst kan iagt-
tas ved Per-Larsavik, 10—15 m., av den øvre sandsten
ca. 120 m.

Den nedre del av den undre sandstenshorizont utgjøres
av sortgraa sandige glimmerrike skifre med overgang til
skifrige sandstener, som meget ofte viser vakre tørkespræk-
ker. Høiere op forekommer graa og grønlig tildels meget
finkornige sandstener. Man legger ofte merke til diagonal-
skiktning med fald for de skraatstillede flater mot øst eller
nord. Ogsaa rødlig kvartsitisk sandsten er her iagttat.

Allerøverst i denne undre sandstenshorizont træffer vi
den eiendommelige bergartstype som man blir var i ned-
faldne blokker ved veien straks vest for Klubnasen. Det er
en temmelig mørk sandsten med en eiendommelig, særlig
paa forvitret flate fremtrædende bruddstykke-, tildels kon-

kretionslignende struktur. Denne bergart anstaar et stykke oppe i fjeldvæggen, i en 4 til 5 m. tyk bæk. Dette lag er fulgt — med avbrytelser paa grund av overdækning — i ca. 600 m. længde. Nordvestover blir det borte i uren men er saavidt gjenfundet 400 m. længer i vest-nordvest, ogsaa her ovenfor veien. Saavidt jeg kunde se syntes tykkelsen av denne zone paa dette sted at være langt mindre end ovenfor nævnt, nemlig $\frac{1}{2}$ m., men da der var meget litet blottet fjeld at se, er det mulig at den tilsyneladende begrænsning av laget ikke var den endelige, men at man havde at gjøre med en indleiring av normal sandsten.

Nøiagtig samme eiendommelige bergart træffer man ogsaa paa vestsiden av Per-Larsavik, her søndenfor veien, øverst i de bratte nakne knauser ikke langt fra stranden. Laget er her ca. 5 m. tykt, forøvrig adskillig vekslende, og anstaar i dagen, med ganske svakt nordlig fald, i nogen hundrede meters utstrækning.

Denne eiendommelige bergart har allerede KEILHAU været opmerksom paa idet han skriver under omtalen av sandstensomraadet paa nordsiden av Varangerfjorden i Gæa Norvegica s. 260: „Einige Partien dieses Sandsteins, auf Store Vadsøe und Klubben, sind bemerkenswerth wegen einer Menge darin vorkommender Concretionen von einem etwas grobkörnigerem Sandstein, Massen die zum Theil ganz unregelmässig geformt sind, welche aber meist Kugeln und Knollen mit einer scharfen und genau concentrisch schaligen Absonderung bilden.“ Denne forekomst er ogsaa nævnt i ZIRKELS „Lehrbuch der Petrographie“ (1894) under omtalen av sandstensvarieteteter (III, s. 722).

Paa forvitret flate gir bergarten et meget uregelmæssig indtryk med snart rundagtige huller, snart fremstaaende

avlange eller runde partier. Disse tildels ganske kulerunde klumper kan ofte være saa helt utvitret at man kan pille dem ut av fjeldvæggen. Paa forvitrede snit av disse vil man da ofte se antydet, mer eller mindre utpræget, en koncentrisk struktur (se pl. XIV, fig. 1). Desuten ser man, særlig i mellemmassen mellem de tydelige indeslutninger, fuldt av ganske smaa fordypninger efter forvitringen.

For at faa klarhet over denne bergarts dannelsesmaate har jeg latt planslipe endel av mine medbragte stykker og et par fotografier av de derved fremkomne flater er gjengit pl. XIV, fig. 2—3. Man ser straks at den ytre form av indeslutningene er utpræget forskjellig, med overgang fra lange, planparallelt begrænsede, til uregelmæssige og videre til helt runde tværsnit. Svarende til de smaa utvitrede huller i mellemmassen, som ofte har et grønlig skjær, ser man en mængde lyse brunlige punkter og, svarende til de utvitrede, zonært anordnede fordypninger i indeslutningene, lyse partier i disse. Ved anvendelse av syre saavel som ved studium i mikroskopisk præparat viser det sig nu at disse lyse partier er forholdsvis *rike paa karbonat* (dolomit), med større afstand mellem sandkornene (som for en meget stor del bestaar av feldspat) her end i de mørke partier. Ser man, med dette for øie, paa den ofte overmaade regelmæssige koncentriske struktur i de runde indeslutninger, saa ligger det nær at tænke paa en konkretionsagtig utfældning av karbonatsubstans som et hovedmoment for forklaringen av de eiendommelige strukturers opkomst. At imidlertid denne forklaring ikke passer viser sig snart ved et nærmere studium av bergarten.

Undersøker man de vanlige store sandstensindeslutninger saa finder man i mange tilfælder at sandkornene i saavel

de runde som avlange stykker tydelig skiller sig i størrelse fra den omgivende mellemmasses. Bergarten i stykkene kan snart være grovere end mellemmassen, snart finere. Det kan efter dette ikke være tvil om bergartens *konglomerat*-natur. Ogsaa her har vi sikkerlig for os et *intraformationalt* konglomerat. Man maa tænke sig bergarten dannet paa en utstrakt, flat sandbund, sammenkittet av bruddstykker av halvfast karbonatsand, bruddstykker der nu dels findes som tydelige flak med lagningsstrukturen bevart, dels tydelig rullet og rundet, som kulelignende klumper. Den væsentligste faktor ved opstyknings har kanske været en opsprækning under en kortvarig tørlægning; avrundingen har saa bølgene besørget. En slik proces kan let tænkes hvor man har at gjøre med en av kalk- eller dolomitmasse sammenkittet, derfor seig og sammenhængende sand. Ofte kan man i ett bruddstykke finde flere andre mindre, med avvikende karakter, altsaa en dobbelt konglomerat-process.

Med hensyn til karbonat- (dolomit-) substansens fordeling, saa forekommer den paa en av to maater:

1. Som uregelmæssige partier i mindre karbonatrik masse (de lyse punkter paa figurene). Den forekommer paa denne maate mest typisk i grundmassen, men ogsaa i indelutningene. Ser man paa den under mikroskop fremtrædende uregelmæssige takkede form av disse karbonatrike partier, paa deres utydelige begrænsning mot omgivelsene saa synes deres tilstedeværelse at maatte skyldes sekundære processer, og ikke være av primær natur. Ved studium av mikroskopiske præparater fremtrær tydelig det interessante forhold, at netop i disse partier har de oprindelige sandkorn været utsat for en sterk *opløsning* langs randen, i mange tilfælder saa sterk at der kun er forsvindende rester tilbake. Isteden-

for skarpt begrænsede rundede konturer ser man i slike karbonatrike partier av præparatene meget ofte en helt kantet, fillet begrænsning av kvarts- eller feldspatkornene, som vist paa pl. XIX, fig. 4—5. Av og til kan man i slike tilfælder fremdeles se antydning af sandkornets oprindelige form og mellem denne ytre begrænsning og den nuværende ofte en eller flere linjer, som viser den zonevise væktæring av det oprindelige sandkorn og en erstatning med karbonat. Man maa tænke sig at kulsyreholdig vand har giennemsvøvet den ogsaa oprindelig karbonatholdige bergart og angrepet sandkornenes overflate. Det er ikke usandsynlig at netop ved denne giennemsvøvningsproces er det oprindelig som kulsur kalk tilstedeværende karbonat blit dolomitisert.

2. Den anden forekomstmaate for karbonatanrikningen er i randzonen av indeslutningene. Dette sees godt paa figurene. Denne periferiske karbonatrike zone kan være ganske tynd, ca. 1 mm., men den kan ogsaa bre sig sterkt indover, da ialmindelighed mindre skarpt begrænset. Særlig naar man ser hen til de vel rundede indeslutninger kunde man tænke sig at det her dreiet sig om en ytre zone som skyldtes en tilstedeværelse av et *oprindelig* karbonatrikt lag idet der til denne runde sandstenskule ved rulling paa et særlig karbonatrikt sandskikt var blit klæbet et slikt skal. Det vilde bli samme proces som naar en sneball ved rulling fra ren til skidden sne faar en ytre mørk zone. Paa denne maate kunde man ogsaa forklare sig tilstedeværelsen av den gjentagne veksling mellem karbonatrike og karbonatfattige lag, som gir ophavet til den koncentriske struktur der ofte fremtræder saa utpræget paa overflaten. Imidlertid, studerer man saken nøiere og betragter ogsaa de ikke runde stykker, saa falder det straks i øinene at den ytre lyse zone ikke kan

skyldes en primær aarsak. For det første er ikke zonen paa langt nær jevntyk, hvad den jo til en viss grad burde være. Den sees i enkelte indeslutninger at variere fra 1 mm. til det 20-dobbelte. Videre er karbonatzonens begrænsning ofte helt gradvis og litet skarp. Den naturlige forklaring er at man har for sig en rent *sekundær* anrikning av karbonat avstedkommet ved gjennemsivende opløsninger som har angrepet særlig *langs de indesluttede stykkers ytre kant* hvor der har været lettest at trænge frem. Hvor indeslutningene har budt gunstige forhold har processen arbeidet sig videre indover i vedkommende stykke. For enkelte indeslutningers vedkommende er den ytre begrænsning helt uskarp, her har omdannelsen ogsaa arbeidet sig utover, i mellemmassen. Hvor man endnu kan iagttage den oprindelige lagning i de langagtige stykker ser man hvorledes den fra ytterkanten begyndte opløsning og omdannelse har trængt længere frem i enkelte, lettere gennemtrængelige lag end i andre.

Ved en koncentrisk anordnet, sterkere eller svakere paavirkning og omdannelse av de forskjellige zoner fra periferien mot centrum har man da faat den koncentriske struktur som fremtræer saa tydelig ved de rundagtige indeslutninger, idet disse bestaar av en forholdsvis homogen, ulaget masse hvor den indvirkende opløsning fra ytterkanten av trængte like hurtig frem overalt. Strukturen blir at sammenmenligne med den zonarstruktur som er saa almindelig at se hos delvis dekomponerte mineralkorn i en eruptivbergart.

Den eiendommelige karbonatholdige sandstensvarietet som forekommer i Raipas-sandstenen i Alten (se s. 50 samt pl. XIV, fig. 4 og pl. XVIII, fig. 1) er i hovedsaken av samme natur som den ovenfor nævnte, idet man ogsaa her har at gjøre med runde eller avlange indeslutninger av sandsten,

som ofte tydelig adskiller sig fra mellemmassen ved et finere eller (sjelden) grovere korn.

Over den her omtalte undre del av sandstensserien i Klubfjeldet og trakten vestenfor kommer en sterkt lerskiferblandet zone, paa 10—15 m. mægtighet. Den kan bedst sees ved veien ved Per Larsavik og bestaar av vekslende lerskiferlag og tyndlaget sandsten, lag av mest rødbrun og grønlig farve.

Bergarten i den bratte styrtning under Klubfjeldets top er tydelig forskjellig fra de nedenfor beskrevne, lavere-liggende lag. Man møter en meget lys, løs sandsten, karakteristisk ved meget fremtrædende smaa brune flekker farvet av jernoksydhydrat. Som en zone i denne sandsten anstaar høit oppe et kvartskonglomerat, med mest nøtt- til valnøttstore, vel rundede kvartssten (væsentlig pegmatitkvarts — ogsaa kvartsit). Dette konglomerat kommer, som de øvrige lag, henimot Klubvik i gradvis noget lavere nivaa, idet det meget svake fald gjennemgaaende er ret mot nord. Konglomeratets tykkelse er paa flere, temmelig langt fra hinanden liggende steder maalt til ca. 4 m. Det samme kvartskonglomerat er ogsaa ved letning fundet anstaaende i fjeldskraaningene ca. 500 m. vest for husene i Klubvik. Her synes mægtigheten at være ganske liten, 30 cm.

Som nedenfor nævnt (s. 164) forekommer paa Sjaaholmen og Kvalneshalvøen diskordant under den yngre avdelings konglomerater lag av skifrig sandsten og denne sandsten frembyr utvilsomt likhet med lag fra den undre del av Klubfjeldet. Da bergarten kun er synlig i faa meters mægtighet er det imidlertid vanskelig at uttale sig med sikkerhet om den tilhører den ældre avdeling. Diskordansen forekommer jo som nedenfor omtalt ogsaa i den yngre.

Den yngre, tillitførende, sandsten-konglomeratavdeling.

AV STRAHAN og DAL'S avhandlingar (se s. 11) fremgaar det at sandsten er iagttatt liggende paa gneis i Karlbotn-trakten. For en stratigrafisk undersøkelse var det naturlig at gaa ut fra denne basale sandstensavdeling som en serie av relativt bestemt alder og prøve at følge den vidare omkring i sandstensomraadet. Ved mine undersøkelser østligst paa kartomraadet blev det da klart at den nævnte avdeling kun lokalt er at anse som den ældste opbevarte sandstensserie, idet man i øst finder en betydelig sandstenslagrække, den ovenfor beskrevne, under den. Dette kunde da forklares paa en av to maater. Man kunde ha for sig virkningen av en jevn transgression under rolige forhold, med stadig yngre lag avsat længer og længer opover et gammel, ujevnt granit-gneis-land, eller den ældre — Klubfjeldets — serie kunde ved jordskorpebevegelser være blit utsat for erosion med efterfølgende overleiring av den ved Karlbotn paa gneisen hvilende serie. Som det vil fremgaa av det følgende er det utvilsomt den sidste forklaringsmaate, som kommer til anvendelse, idet man har to avgjørende forhold: 1. en skraa, *diskordant* avskjæring av den ældre avdelings lag samt 2. rikelig med ofte meget grove konglomerater i den yngres, med for endel den ældre avdelings bergarter i bollene. Der maa efter dette *ligge et betydelig tidsrum* mellem avsættningen av den ældre, netop beskrevne avdeling og den yngre, som nedenfor skal omtales.

Den yngre rikt konglomeratførende sandstensavdeling falder i to underavdelinger hvorav den ældre bare har en lokal utbredelse, mens den yngre findes over store strækninger i ensartet utvikling.

Ældre underavdeling. Av A. Dals ytring (l. c. s. 13): „I bugten ved Karelbotten maa derfor grundfjeldet have havt omtrent den samme form, da sandstenen blev avsat, som nu“ fremgaar at Dal har havt tydelig forstaaelse av at det gamle granitlands overflate maa ha været temmelig ujevn. Denne den gamle overflates ujevne karakter er der god anledning til at studere ogsaa i strøket nord og nordvest for selve bebyggelsen i Karlbotn. Forholdene er følgende: i selve det inderste nordvestre hjørne av fjordarmen Karlbotn anstaar sandsten, mens noget videre østover granitoverflaten stikker op. Fortsætter man opover den nye vei mot vest gaar man over sandstensfjeld som hist og her naar op over det løse dække. Er man imidlertid kommet nogen hundrede meter mot vest kan man, et stykke paa nordsiden av veien, se nogen paa-faldende runde smaa fjeldknauser, som ikke viser spor av den lagning som i sandstensfjeldet pleier at gi sig tilkjende allerede paa avstand i dette strøk. Knausene bestaar av *granit* mens der rundt om i større eller mindre avstand anstaar sandsten, i syd og øst i tydelig *lavere* nivaa end granitknausen. Gaar man saa fra denne knaus mot nord opover fjeldmarken passerer man en betydelig mægtighet av den vanlige lyse, tydelig bænkedede sandsten til man kommer paa nordholdingen av denne vestre del av Sæleneshøiden (Sælesnjargalas). Her blir man atter opmerksom paa en glatskuret, paa-faldende jevn avrundet knaus som raker op inde i sandstensomraadet. Og atter møter man granit. Man har her en „granit-ø“ av rundagtig form, et par hundrede meter i diameter, i nord, nordvest og delvis i syd direkte grænsende ind til sandstenen, som „overskyller“ knausens fot, ellers begrænset av overdækket land, men med sandsten stikkende op længer væk. Mens det basale av sandstenen

for det meste viser en finkornig karakter, kan man ogsaa finde konglomeratiske bundlag, med kantede stykker av granit samt, sjelden, av kvartsitisk sandsten, liggende uten orden i en forvitret rødbruntfarvet sandstensgrundmasse.

Fortsætter man endda videre mot nord bortover det nu helt myrlændte land træffer man videre tre granitknauser, med flekkevis *paaliggende sedimentrester*. Den sydligste av disse knauser er gjennemsat av en diabasgang, som imidlertid ikke gjenfindes i sandstensfjeld straks i nærheten. En anden diabasgang straks paa østsiden av denne knaus sees tydelig ikke at gjennemsætte de basale sandstenslag paa dette sted. Med andre ord, diabasene her er *ældre* end sandstenen.

Den høiest oprakende av granitknausene er den sydligste av de fire nævnte oppe paa høiden, idet dens top naar op til ca. 75 m. o. h. Omtrent 800 m. i syd staar der sandsten i havets nivaa og man faar herigjennem et indtryk av hvor utpræget ujevn granitoverflaten har været. Den nævnte høide betegner nemlig her praktisk talt ogsaa den oprindelige nivaaforskjel mellem sedimentdækkets høide da sandstenen nede i viken blev avsat, og toppen av det dengang oprakende høideparti i nord. I virkeligheten er høideforskjellen nu noget mindre end oprindelig idet man i senere tider har faat en svak skraastilling av landmassen her, med fald mot nord.

Som det var at vente naar underlaget var saa ujevnt har ogsaa sedimentationen her i dette strøk, paa Sælenshalvøen, været meget uregelmæssig. Det mest paafaldende ved denne sedimentserie, hvis hovedbergart er en temmelig lys, forvitret ofte hvitlig kvartssandsten, med paa frisk flate nuancer i gult, rødt og grønt, er den rikdom paa konglomerater som findes indleiret i den.

Vi skal se litt nøiere paa disse konglomerater. Den interessanteste av dem er utvilsomt det først av REUSCH, siden av SCHIØTZ, STRAHAN og DAL omtalte morænekonglomerat — tillit — mellem Bigganjargga og Rappenjoaske, nærmest det sidstnævnte sted. Da det tidligere er nøie beskrevet skal jeg ikke her gi nogen nøiere omtale av det. Jeg kan fuldt ut slutte mig til antagelsen av den glaciale karakter av konglomeratet samt av den høie alder av skuringstripene, som man ser paa den underliggende sandsten, like indved konglomeratet (se pl. XIII, fig. 2). SCHIØTZ (se s. 11) og DAL har betenkeligheter ved at anta disse skuringsstriper for at være av saa gammel alder. Schiøtz mener at de kan være dannet under den kvartære istid og Dal fremhæver at sandstenslagene under og over konglomeratet er „aldeles ens, og der er intet som helst tegn til nogen avvigelse mellem dem, eller nogen mellemlagring udenfor konglomeratet (l. c. s. 11)“ og mener derfor at der mellem avsætningen av den underliggende og overliggende sandsten ikke kan ha forløpet lang tid, mens den hærkning av den underliggende sand, som maa ha fundet sted for at skuringsstriper kunde indgraves, dog maa ha tat adskillig tid. Med tilstedeværelsen av stripene like indtil den tildels utoverhængende konglomeratoverflate, uten antydning til avbøining eller mindsket tydelighet nær konglomeratvæggen, kan man som Reusch har paapekt umulig anta en kvartær dannelsesetid. Med hensyn til Dals opfatning saa kan for det første bemerkes at fordi om sandstenslaget under og over konglomeratet ligner hverandre og ligger konkordant, saa er der intet iveien for at de kan være skilt ved et endog geologisk talt betraktelig tidsrum. Og videre behøver en hærkning av en sedimentbergart, selv en sandsten, ikke at ha tat relativt lang tid som man kan studere

ved intraformationale konglomerater. Man har her ogsaa den mulighed at den underliggende sandmasse kan ha været *frossen* og i den tilstand faat stripene indgravet under isens fremtrængen. At frossen vandholdig fin sand ved tryk og gnidning kan motta denslags striper som det her dreier sig om, er utvilsomt, og der skulde heller ikke være noget iveien for at disse merker kunde bli opbevart under bergartens senere optining og hærkning naar der ovenpaa laa en helt tætsluttende bergartsmasse.

Foruten ved forekomsten av disse skuringsstriper paa underlaget er dette morænekonglomerat typisk ved sin linseagtige form som skiller det ut fra det yngre glacialkonglomerat i dette strøk. Bruddstykkene bestaar av granit og krystallinske skifre samt forskjellige varieteter av kvartsitiske sandstener.

Nær det nævnte konglomerat, 5—6 m. høiere op i lagrækken, træffer man et andet, av en helt anden beskaffenhet. Det har en mere jevn tykkelse, gjennemsnitlig ca. 1 m., har mere *sortert* materiale, tydende paa vand-transport samt bestaar for en væsentlig del av de indesluttede steners vedkommende av *dolomit*, mens granit og kvartsitisk sandsten er sjeldnere. Dolomiten er ofte vakkert oolitisk med delvis forkislede ooider. Man kan, som det fremgaar av mikrofotografiet pl. XVII, fig. 5, iagtta en gradvis erstatning av karbonatsubstansen med kiselsyre, i form av finkrystallinsk kvarts. Kvartsen findes nu som helt dominerende bestanddel i mellommassen, mens de enkelte ooider fremdeles har beholdt en stor del av sin karbonatsubstans.

I høiden nordøst for Bigganjargga træffer man i to adskilte horisonter en tredje konglomerattype. Disse konglomeratzoner kan følges i en meget betydelig utstrækning,

ca. 1 km., men viser paa forskjellige steder en ytterst forskjellig mægtighet og forskjellig karakter forøvrig. Dette hænger sammen med at disse grus- og blokmasser er avsatt i uregelmæssige fordypninger i de underliggende sandstenslag, virkelige *erosionskanaler* (se fig. 20) utgravet av de erosionskraftige elver som har ført konglomeratmassene med sig. Erosionsrendenes dyp kan gaa op i adskillige meter og

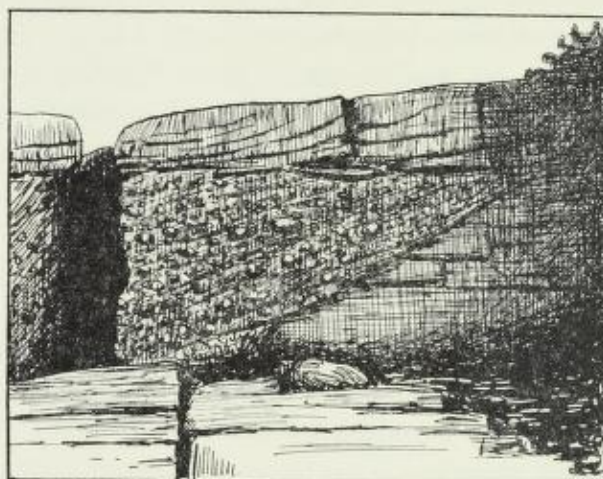


Fig. 20. Flere meter dyp erosionskanal i sandsten, utfylt med litet laget konglomerat. Nordøst for Bigganjargga.

vi har her ved siden av tillitforekomsten et bevis paa de *kontinentale* forhold som har hersket under disse grovklastiske sedimenters avsætning. I mange tilfælder viser disse øvre konglomerat-horisonter med sine litet sorterte grus- og stenmasser og sine hyppig vekslende skraastillinger for lagene en *fluvioglaciallignende* karakter (se fig. 21). Bruddstykkene bestaar av ytterst forskjelligartet materiale, granit, kvartsitisk sandsten, mørk sandig skifer meget lik

den ældre series, fra den nederste del av Klubbfeld nævnte, samt dolomit.

Paa den nordøstre halvdel av halvøen nord for Karlbotn har jeg ikke iagttaa disse grove konglomerater, derimot forekommer i to horisonter mere finkornige og ordinære konglomeratdannelser. Da bruddstykkene i aldeles overveiende grad bestaar av dolomit, kan de for enkelhets skyld betegnes *dolomitskonglomerater*. Den undre zone stikker frem i dagen straks østenfor husene i Rappenjoaske og er sikkerlig

at anse som en fortsættelse av det ovenfor nævnte dolomitskonglomerat over tilliten længer i sydvest. Den øvre zone ligger utbredt oppe i høiden i nord og nordøst for Rappenjoaske, med meget flatt, gennemgaaende nordlig fald. Den sees ogsaa der landet sænker sig østover mot Angsnes, hvor bergarten godt kan iagttas paa de isskurte lave fjeldknauser langs stranden.

Mægtigheten er vanskelig at fastslaa. Bruddstykkene, der i de allerfleste tilfælder bestaar av dolomit, ofte rødlig paa frisk flate, forvitret gullig, ogsaa graa, er nogenlunde vel rundet, vanligvis, her i øst, nøttil eplestore.

Av interesse er det at jeg i et dolomitbruddstykke ved Angsnes har iagttat en struktur *helt lik* en av typene fra Hestnes i Porsanger, overensstemmende med den paa fig. 19, side 143 avbildede. Vestover er stenene mindre, som man f. eks. kan se høit oppe paa sidene av den nordvestgaaende sænkning som skjærer tversover halvøen.

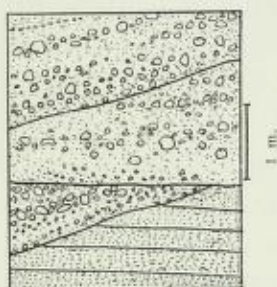


Fig. 21. Uregelmæssig laget konglomerat over sandsten nordøst for Bigganjargga.

Denne ældre underavdeling av omraadets yngre konglomerat-sandstensserie er videre iagttat paa Skjaaholmen, Kvalneshalvøen samt i strøket Næsseby—Per Larsavik. Paa Skjaaholmen ser man underst mørke sandstener og sandige skifre og noget skraat overskjærende disses lag en overliggende lys graa sandsten med en indleiring av et konglomerat, som i karakter stemmer med de fluvioglaciallignende fra høiden nordøst for Bigganjargga. Man finder den samme ujevne tykkelse, daarlig sortering med delvis meget store stener blandt forholdsvis fint materiale. I noget høiere lag finder man et mere finkornig dolomitkonglomerat, lik det fra Angnes o. s. v.

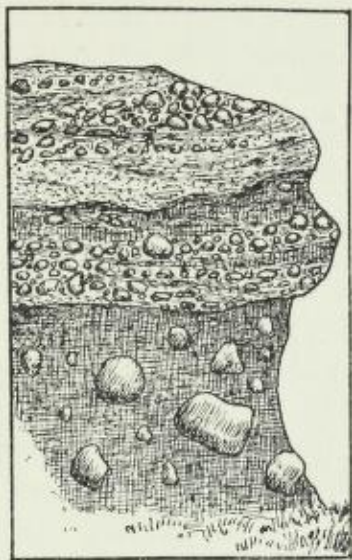
Paa Kvalneshalvøen har man lignende forhold. Her ser man aldeles tydelig hvorledes de understliggende mørke skifer- og sandstenslag med en svak men tydelig diskordans er overleiret av yngre konglomerat- og sandstensmasser. Der optræder her en række interessante konglomeratdannelser som kan sees særlig godt paa den allerøstligste og nordøstligste del av halvøen. Man har her to fremtrædende konglomeratnivaer, adskilt ved sandsten og liggende, som bergarten ellers i trakten, med ganske svakt nordlig fald. Konglomeratene er i begge nivaer av den ovenfor gjentagne omtalte type, med til en viss grad, men ufuldstændig, sortert materiale og med sterkt uregelmæssig lagning. Blokkene kan bli alenstore og bestaar av granit, gneis og sandsten. Helt underordnet forekommer dolomitstykker, væsentlig ganske smaa og mest iagttat i sandsten under det undre konglomerat. Hvor den undre konglomeratzone anstaar længst øst, nær halvøens østende, vil man enkelte steder se blottet allerunderst en konglomeratbergart av avvikende karakter, derimot helt lik morænekonglomeratet ved kysten mellem Bigganjargga

og Rappenjoaske. Store og smaa blokker ligger om hverandre i en finkornig grundmasse uten antydning til lagning (se fig. 22). Vi har her atter en utvilsom *morænedannelse*, en tillit, og det synes meget naturlig at anta de høiere liggende, til en vis grad skiftede masser, som avsatte av en fra den noget tilbaketrukne isrand kommende elv.

Paa den vestre del av Kvalneshalvøen likesom langs kysten videre mot vest til Reppen anstaar væsentlig lys sandsten, dog med konglomerater, her mere finkornige, indleiret.

Nær den indre del av bugten syd for Kvalneshalvøen (Veinesbugten) træffer man sydgrænsen for sandstensområdet, idet vi her møter det sammenhengende granitfelt. Om end selve grænsen er overdækket fremgaar det med al tydelighet at man her har at gjøre med en *erosionsgrænse* og ikke med en forkastningsgrænse. Det underste av sandstensserien her bestaar av omtrent flatliggende bænker av en finkornet rødbrun kvartsitisk sandsten.

Forholdene ved Reppen er beskrevet av REUSCH (Nordl. Norges geologi s. 27) og jeg faar derfor henvise til denne beskrivelse. Under mit kortvarige ophold her om eftermiddagen



1 m.

Fig. 22. Morænekonglomerat (tillit) med overliggende utydelig og uregelmæssig laget (fluvioglacialt?) konglomerat. Østsiden av Kvalneshalvøen.

samme dag som jeg havde undersøkt Kvalneshalvøen (med nattekvarter i Næsseby) blev jeg overfaldt av et saa forfærdelig veir med øsregn og storm at det var umulig at faa gjort sikre iagttagelser. Det ser efter Reusch's beskrivelse og tegning ut til at være en — som jeg tror helt lokal — forkastning, yngre end konglomeratet, paa dette sted.

Vi kommer saa til omtalen av det østlige omraade, hvor den yngre series ældre underavdeling er iagttaa, strøket paa nordsiden av Varangerfjorden. Vi finder her som en direkte fortsættelse av forholdene paa Angsnes (og Skjaaholmen) i trakten omkring Næsseby lys sandsten med dolomitunglomerater. Konglomeratet kan sees paa Løkholmen, flere steder ved stranden nær Næsseby kirke, i bakken paa nordsiden av veien ved Næsseby, samt i en skjæring i Bergebyelven i nordøst herfor. Paa Løkholmen fandtes, likesom før omtalt fra Angsnes, i en dolomitbolle koncentriske strukturer helt lik dem fra Porsangerdolomiten.

Øst for Næsseby dukker dolomitunglomeratet under havnivaaet men kommer op igjen paa den fremspringende odde ved Mortensnes, hvor det kan sees paa flere steder. Fra selve sydspidsen av denne landtunge kan man følge dolomitunglomerat-sandstenszonen (her med en tykkelse av kun faa meter) nogenlunde sammenhengende i det jevnt stigende terræng mot nordøst. Her kan man ved nøiere undersøkelse se hvorledes den her svakt skraatstillede konglomeratzone med en svak *diskordans* avskjærer den i øst—vest retning flatliggende ældre sandstensavdelings lag. Dolomitunglomeratet fortsætter paa nordsiden av veien, paaskraa opover i de bratte styrtninger her, til den sidste rest er iagttaa oppe i høiden omtrent ret nord for det østligste hus i Per Larsavik (se profilet pl. XX, V).

Yngre underavdeling. Denne serie er forholdsvis velkjendt særlig efter REUSCH's og ogsaa DAL'S undersøkelser og jeg skal derfor ikke opholde mig længe ved omtalen av den. Man har underst en række med rødbrune, underordnet grønlig, mest sandige skifre vekslende med dels rødbrune dels graa sandstener i optil alen, ja meter-tukke bænker. Disse sandstener er ofte meget grove, glimmerrike, med kvalitativt litet sortert materiale. Dette fremtrær særlig tydelig i mikroskopisk præparat hvor man foruten kvartskorn av meget vekslende størrelse, finder rikelig glimmer, feldspat, mest stærkt dekomponert, ertskorn samt, i meget stor mængde, korn av *granat*. Dette mineral utgjør en meget væsentlig bestanddel av to undersøkte sandstensprøver, hvorav en er tat ved veien midtveis Nyborg—Skipagurra, den anden under den rødbrune tillit i fjeldet Korsnassen (Ruossanjonne) 6 km. længer i sydvest.

Denne skifer-sandstensrække findes, blottet i spredte felter, efter omtrent hele kartomraadets længde, fra nær Skipagurra til østenfor Mortensnes. Dens underlag er imidlertid forskjellig. Vi finder det interessante forhold at mens den i øst hviler paa det netop omtalte dolomitkonglomerat ligger den i vest direkte paa granit-gneisoverflaten. Vi har havt en *transgression mot vest*.

Forsøker man at ta rede paa grænseforholdene mellem denne skifer-sandstensserie og granit-gneisomraadet længer i syd, saa finder man nogenlunde samme forhold som nævnt under omtalen av de lyse konglomeratførende sandstener i Karlbotn-trakten. Man har havt en utpræget *ujevn* granit-overflate og derfor finder man nu oprakende partier av granit langt nordenfor de sydligste sediment-partier. Paa disse granitknauser finder man ialmindelighet fremdeles rester

av de basale sedimentlag, enkelte steder iagttat som en fin-kornig noget kalkholdig bergart, andre steder grovere og med temmelig kantede, op til nævestore stykker av granit. Disse basale sedimentlag følger da med sin skiktning granit-overflaten og kan ofte vise en meget betydelig skraastilling, som f. eks. vist paa fig. 23. Forholdene omkring den lokalitet som er fremstillet paa figuren (ca. 2,5 km. sydøst Skipagurra) er ganske interessante og illustrerer godt underlagets ujevne



Fig. 23. Granitknaus med paaliggende basale skiferlag.
2,5 km. sydøst Skipagurra.

karakter. Grænsen mellem granitområdet i syd og skifer-sandstensområdet i nord løper her efter en omtrent 500 m. bred, med myr fyldt dalrende som svinger sterkt fra sydøst til syd. Figuren fremstiller en knaus paa *sydvestsiden* (granitsiden) av myren. Ute i denne, over halvveis over mot skifer-sandstensområdet, stikker der op flere rundagtige granitknauser og ogsaa paa disse er iagttat smaa paaliggende flak av sedimentrester.

Hvad mægtigheten av skifer-sandstenzonen angaar saa tør jeg ikke med sikkerhet angi tal idet man, naar undtas

østligst paa kartomraadet, ikke har den undre og øvre grænse blottet uten i betydelig avstand fra hverandre. Den sandsynlige mægtighet synes vestligst i omraadet at være henimot 100 m. Kommer man østover, til Mortensnes—Per Larsavik trakten, iagttar man det forhold at mægtigheten, sandsynligvis for en væsentlig del av sekundær aarsak, ved utpresning under tektoniske forstyrrelser, varierer overordentlig meget paa ganske liten avstand. Mens man straks øst for husene ved Mortensnes har over 50 m. mægtighet mellem dolomitskonglomeratet og den røde tillit ovenpaa skifer-sandstenzonen, er den tilsvarende mægtighet op for Per Larsavik bare ca. 5 m.

I bakken noget ovenfor veien ved Mortensnes (østlige huser) paatraff jeg i litt fast fjeld som stak frem av den overdækkede mark, en bergart av meget karakteristisk utseende, helt



Fig. 24. Ca. 1/3 nat. st.

forskjellig fra de øvrige i den lagrække, hvori den efter sin forekomstmaate skulde høre hjemme, skifer-sandstenzonen. Man finder vekslende sandig-skifrige, brune og skiferblandede dolomitiske lysere lag, hvor de sidste tildels viser en tydelig brecciestruktur, som vist paa fig. 24. De enkelte dolomitiske bruddstykker ligger meget forskjellig orientert, delvis sterkt paaskraa i forhold til lagflaten over og under. Vi har ogsaa her at gjøre med et typisk intraformationalt konglomerat. Man kan her hverken tænke paa yngre tektoniske tryk- og knusningsfænomener, dertil er brecciezonen altfor tydelig begrenset til bestemte lag, man kan heller ikke tænke paa glidninger under vandflaten, dertil er opstykningsen

altfor skarp og fuldstændig. Forklaringen blir her som ved tidligere omtalte dannelser av lignende natur, at dette lagvis karbonatrike skifersediment meget snart efter sin avsætning er brutt istykker, enten av bølgene eller hvad der er sand-synligere, ved tørkesprækker under en temporær tørlægning, og at saa stykkene er kittet sammen og, ved en relativ sænkning, atter dækket av sediment.

Den samme bergartstype er paatruffet ogsaa et stykke oppe i Bergebyelvens kløft, hvor jeg forsøkte at opta et profil, men hvor forholdene, paa grund av foldning og likesaa paa grund av vanskelig fremkomst langs elven, var saapas indviklet at jeg ikke vover at uttale noget sikkert om denne bergarts nøiagtige stratigrafiske stilling.

Den velkjendte rødbrune tillit som kommer over skifer-sandstensrækken har, som særlig DAL fremhæver og som vist paa hans kartskisse, en meget stor utbredelse. Den findes flekkevis blottet i hele Næssebykartets øst-vest utstrækning og viser en ganske paafaldende ensartet karakter overalt hvor den er paatruffet. Med hensyn til bergarten i de indesluttede sten og blokker saa synes der at være nogen forskjel paa forskjellige steder idet man i vest praktisk talt ikke finder dolomit, kun granit, gneis og sandsten, mens man i øst, f. eks. i Mortensnestrakten, ikke saa helt sjelden iagttar dolomitbruddstykker, som dog omtrent altid er av forholdsvis smaa dimensioner. Av interesse er at der ogsaa er fundet diabas, en temmelig frisk bergart, som under mikroskopet viser sig at være kvartsførende og sikkerlig tilhører den fra gneis-granitomraadet omtalte type.

Konglomeratets mægtighet er meget vanskelig at fastslaa, idet dets øvre grænse næsten aldrig kan iagttas. Dertil kommer det forhold at det mangler lagning; isteden har bergarten

ialmindelighet en falsk øst—vest gaaende steil skifriighet. Adolf Dal angir for fjeldet nordøst for Rovvejavrre 30—40 m., dette tror jeg er for meget. Efter det indtryk jeg har faat er mægtigheten neppe over 15 m.

Konglomeratets øvre grænse og de overliggende lag er iagttaget i Mæskelvens profil hvor man finder konglomeratet dukkende op gang paa gang, gjentat ved foldning. De overliggende lag bestaar av en fin bløt lerskifer, mest grønlig og graa av farve.

I dette Mæskelvens profil likesom i Bergebyelvens faar man et godt indtryk av den ganske intense sammenpresning av lagene som har fundet sted i dette strøk. Dette forhold, at her har fundet nævneværdige forstyrrelser av lagene sted, faar man ikke indtryk av naar man reiser den vanlige rute langs veien og til at begynde med heller ikke ellers. Paa-faldende er jo f. eks. i landskapet baade vest og øst for Nyborg konglomeratfjeldenes jevne overflate som man ved første øiekast sætter i forbindelse med en uforstyrret lagstilling. Ved nøiere studium blir man dog klar over at der har foregaaet temmelig voldsomme foldningsbevægelser (akser gjennemsnitlig øst—vest) en foldning som imidlertid har virket temmelig forskjellig i forskjellige avdelinger. Paa samme maate som nævnt fra trakter længer vest i Finmarken ser man ogsaa her omkring Varangerfjordens bund hvorledes de nærmest ovenpaa de prekambriske bergarter liggende lag er praktisk talt upaavirket av foldningen. Vi finder i de lyse konglomeratførende sandstener i kartets midtre del og likeledes i den nedre del av den rødbrune skifer-sandstensserie i kartomraadets vestre del forholdsvis litet fremtrædende foldningsfænomener. Selvfølgelig er da her ogsaa de forskjel-

lige sedimentseriers større eller mindre motstandskraft av stor betydning.

Den øvre del av den let bøielige rødbrune skifer-sandstensserie er for det meste meget sterkt foldet, som det bl. a. fremgaar av profiltegninger, meddelt av REUSCH og DAL fra Mæskelvens dalskjæring. Mens de nævnte litet massive skifer- og sandstenslag viser en mer smaafoldet struktur har det overliggende rødbrune konglomerat forholdt sig som en forholdsvis stiv plate, som har lagt sig i større og flatere folder men som da ogsaa til gjengjæld, for at faa utjevnet forholdet

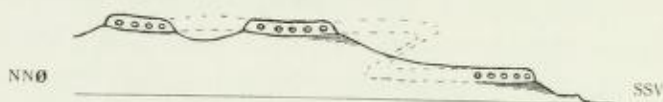


Fig. 25.

til den underliggende sterkt sammenpressede serie, paa sine steder har brukket helt over. Denne struktur er det som foraarsaker den to gange gjentagne lagfølge av rødbrun skifer og overliggende rødbrunt konglomerat, som man f. eks. iagttar naar man gaar fra Bergeby mot nordnordøst (se profilet, fig. 25).

I dette strøk ved Bergeby forekommer nogen fremmedartede, tydeligvis indfoldede bergarter, hvis stratigrafiske plass jeg ikke tør uttale mig sikkert om. De findes i den østlige utløper av den fjeldknaus som løper vestover ned til veien noget øst for Bergebyelven. Mens man i den vestlige del av denne knaus har det typiske øvre morænekonglomerat anstaaende, finder man østligst, øverst i knausen i øst, merket 47 paa gradavdelingskartet, en avvikende bergart, en tildels sterkt brunlig forvitrende sandsten med smaa bruddstykker av dolomit, sandsten o. a. Derunder kommer saa en veksel

av lys sandsten, rødbrun skifer og en noget krystallinsk rødlig dolomit, tildels med bølgelignende tegninger som svakt kunde minde om strukturer i Porsangerdolomiten, mens bergarten ellers gir et temmelig avvikende indtryk. Det tykkeste iagttagne sammenhengende dolomitlag er 2,5 m., med gradvis overgang til skifer. Lagstillingen er meget uregelmæssig, idet man har flere tildels skarpe folder med forskjellig akseretning.

Den øvre konglomeratlignende sandsten minder paa mange maater om typer av den lyse konglomeratførende sandsten fra Sælenes osv. og man kunde jo tænke sig at denne avdeling her var foldet op og at dolomiten osv. tilhørte en ældre lagrække. Noget sikkert vover jeg ikke at uttale.

Strøket Skipagurra—Leirpollen.

Efter mit ophold i det ovenfor omtalte omraade i august 1916 anvendte jeg videre nogen faa dager til undersøkelser i Tanen. Hensigten var at prøve at sammenknytte dette omraade med de tidligere studerte.

Fra flere foreliggende beretninger vidste jeg at terrænget ved landeveien langs Tanaelven (fra Skipagurra og nedover) var sterkt overdækket saa man der hadde smaa chancer for en sammenknytning. Denne vei var jo desuten reist av flere geologer. Jeg tok derfor turen ret over fjeldet fra Nyborg (Mæskelven) over Nerasvarre og ned til Leirpollen i Tanen i haab om at der her muligens kunde bli endel profiler at se. I luftlinje er avstanden litt over 3 mil (Se kartet fig. 26. s. 174). For den som havde som maal at studere

**GEOLOGISK KARTSKISSE OVER
VARANGERHALVØENS KYSTSTRØK**

Lagrækken i kyststrøket: Berlevaag - Vardø.

Spilfjords og Perisfjords dolomit skifer-sandstenene

Mohart, Hovingsbergs og Vardø's sandstenstrøg m. skiferiske zoner

Bussifjords dolomit-sker sandstenene

Bussaneringens sandstenene

Berlevaags og Kopsfjords skiferiske

Låvikfjeldens sandstenene

Lagrækken i strøket Trøldfjord-Skipagervatn:

Morænekvartæner etc. m. øverste skifer og sandsten

Lys massiv dolomit (S. Trøldfjord)

Lys kvartærisk sandsten m. indlagte småde skifer

Præambrium

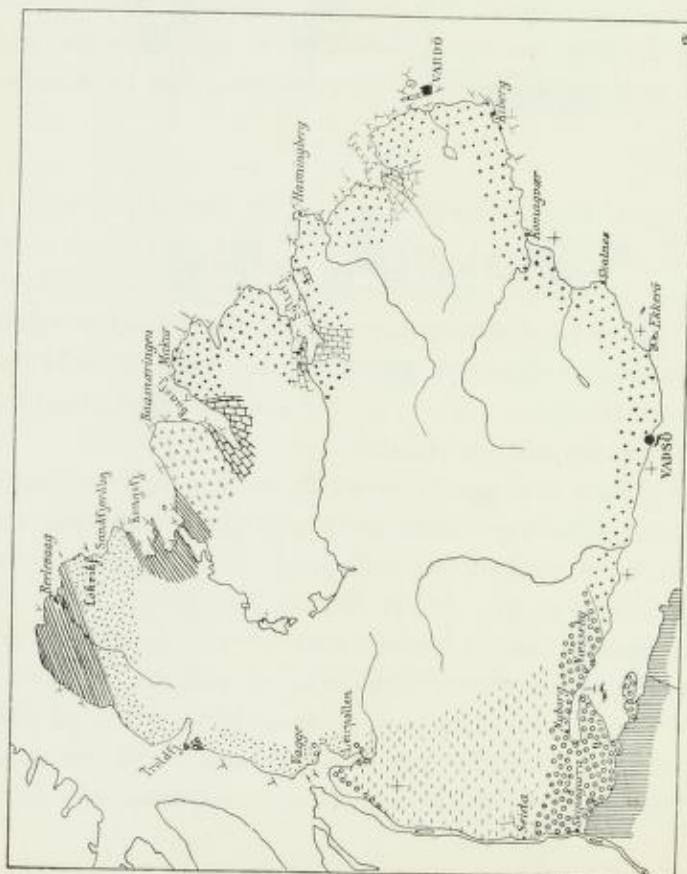


Fig. 26.

det faste fjeld blev turen en ørkenvandring om end — med undtagelse av nogen timers øsregn — behagelig nok. De bølgende, i sine høiere deler helt træfri vidder bød i almindelighed ikke en eneste skikkelig fjeldknaus, bare et par steder ved nogen skarpt utskaarne elvedaler kunde fast fjeld i nævneværdig utstrækning iagttas.

Mens jeg ved overgangen over Alljavæjjokka ikke saa fast fjeld fandtes da vi passerte Rassejokka (sydsydøst for høide 380 paa gradavd. kartet) en graa tæt lersten, som sikkerlig hører hjemme over det rødbrune konglomerat fra trakten i syd. Paa sydvesthellingen av Coarvvenjunes anstod planspaltende rød fin sandsten. Begge steder omtrent flat lagstilling. Lignende bergart anstod hvor vi passerte det øverste av Nerasvarre. Øverst i dalene syd og øst for Herrekløftfjeld, saaes rød sandsten og skifer, desuten grønlig skifer samt en lys sandsten. Først nede i dalbunden ved selve Leirpollen blev der gode profiler.

Sommeren 1917 reiste jeg den vanlige vei fra Skipagurra og ned til Tanen Kirkested og kunde da paa denne tur skaffe mig et bedre indtryk av fjeldbygningen. Det stadfæstet sig, hvad jeg var temmelig sikker paa efter de faa nævnte iagttagelser, gjort 1916, at hele høidepartiet mellem bunden av Varangerfjorden og Tanafjorden er opbygget av bergarter, som hører hjemme over Varangertraktens rødbrune morænekonglomerat.

Et profil langs østsiden av Tana fra Skipagurra og nedover, paa den nordligste strækning lagt mot nord-nordøst til Leirpollen (da jeg ikke har været paa Tanas østside længst nede) er fremstillet paa pl. XX, III a. Julelven er et østenfra kommende vasdrag som munder ut sydligst i Leirpollen.

Sydligst ser man av og til blottet lag av skifer-sandstens-serien under den rødbrune tillit. Væsentlig er det sandstensbænker som stikker frem. Lagene viser adskillig smaafoldning (sterkere end det fremtrær paa profilskissen). Strøket er østlig.

Litt oppe i skraaningen, ca. $\frac{1}{2}$ km. øst for veien omtrent 1 km. syd for færgestedet ved Seida, træffer man saa i nogen knauser morænekonglomeratet selv i sin vanlige skikkelse, med større og mindre, ofte skarpkantede bruddstykker liggende i en lodret spaltende, sandig, rødbrun grundmasse. KEILHAU har ogsaa iagttat dette konglomerat og været opmersom paa likheten med Mortensnes konglomerat (se Gæa s. 267). Tykkelsen av konglomeratet synes at være omkring 10 m. Bruddstykkene bestaar væsentlig av granit og kvartsit, i mindre stykker ofte ogsaa av dolomit. Konglomeratlaget ligger med svakt nordlig fald og vi kommer i det store, længer mot nord oprakende fjeld Lievllamoaivve op i yngre lag. Disse anstaar uavbrutt herfra og til strøket mellem Tanaelvns nederste del og Leirpollen. De ligger i ganske flate folder som angit paa profilet. Denne yngre serie har, saavidt den optrær inden det besøkte omraade, en temmelig betydelig mægtighet, ialfald 300 m. Lagrækken er ikke studert i detalj men bestaar i sin undre del av grønne til graa, ogsaa røde, tildels lerstenslignende skifre, altid med falsk skifrihet, høiere op kommer der ind adskillig av sandstensbænker og i den øvre del finder man temmelig massive lag av vakkert rød glasagtig kvartsitisk sandsten.

Under denne serie dukker da atter det morænelignende konglomerat op i nord. Jeg har selv set det ved Leirpollen, efter oplysninger jeg har faat skal det anstaa øverst i den

bratte styrtning paa østsiden av Tana, omtrent ret overfor Bonakas. Det rødagtige fjeld her, som er aarsaken til navnet Rødberget, svarer sandsynligvis til den forvitret sterkt rødbrune konglomeratzone.

Ved Leirpollen sees konglomeratet flere steder paa vestsiden, saaledes i det flate terræng nær bunden, hvor det staar op i nogen knauser, samt ute ved Leirpollnes, hvor det anstaar like i stranden. Endvidere findes det i fjeldpartiet sydost for bunden av Leirpollen (se profilene III a—b).

I motsætning til hvad tilfældet er længer syd og sydøst bestaar de indleirede stener her overveiende av finkornig dolomit, i mange varieteter, ofte med flintknoller eller med vakker oolittstruktur. Ogsaa sterkt buet koncentrisk struktur blev iagttat. Der forekommer dog ogsaa andre bergarter, kvartsitiske sandstener samt granit- og gneisvarieteter.

Østsiden av Tanafjorden.

Resultatet av mine undersøkelser her som var overmaade kortvarige, ialt omfattende tre arbeidsdager, hvorav adskillig tid anvendtes til at tilbakelægge med motorbaat den i ret linje 50 km. lange strækning mellem Leirpollen og Tanahorn, er i hovedsaken angit paa profil III b. Jeg skal da til dette knytte nogen bemerkninger.

Uten synlig diskordans kommer under det morænelignende konglomerat paa østsiden av Leirpollens bund en overordentlig mægtig serie av ganske lyse kvartsitiske sandstener. De anstaar paa Leirpollens østside med i hovedsaken sydøstlig fald. Omtrent ved Kjærrisbugten sees en indleiring av mørkere, grønne, brune og graa sandige skifre og skifrige sandstener.

Et pragtfuldt snit gjennom den lyse sandstenslagrække har man i den omtrent lodrette væg som begrænser det 445 m. høie Gamasfjeld mot vest. Sandstensbænkene veksler her i en uendelighet av lysere og mørkere rødlig nuancer, hvorav de lyse er de overveiende. Ved Vagge møter man atter konglomeratet, her staaende med steilt sydøstlig fald. I nord staar lyse kvartsitsandstener, i syd vakkert baandede lerskifre hørende til den overliggende serie. For at forklare konglomeratets forekomst her maa man anta at Gamasfjeldets sandstensserie bøier rundt i en skarp, mot nordvest overliggende fold og dette kan man — i fjeldene øst for Lille Leirpollen — ogsaa se er tilfældet.

Ved Vagge ser man (som nævnt av Tanner) en utpræget skaal, som markeres av en mørk skiferrik indleiring mellem lyst rødlig, kvartsitisk sandsten under og hvitlig gul til grønlig gul sandsten over. Et mikroskopisk præparat av en prøve av den lyse rødlig sandsten viser udelukkende kvartskorn, av i gjennemsnit $\frac{1}{2}$ mm. tversnit, nu gripende i hinanden, men med mørke linjer som markerer en oprindelig vel avrundet form.

Videre utover langs Tanafjorden har jeg praktisk talt ikke været iland før straks syd for munningen av Troldfjord saa jeg kan ikke gi nøiere opplysninger om det mellemliggende parti. Man har i de bratte skrænter vældige urer av mest hvit til gulagtig skinnende sandsten avbrudt paa nogen faa steder, som angit paa profilet, av skiferindleiringer av underordnet mægtighet. Hvorvidt lagfølgen er normal eller om man — da helst ved en av de iagttagne skiferindleiringer — kunde ha midtpartiet av en mot sydøst overliggende isoklinal fold, skal jeg ikke vove at ha nogen mening om. I ethvertfald er denne under det møræneliggende konglomerat

opdukkende serie av lyse sandstener med skiferindleiringer overordentlig mægtig. Man kan som et minimum — som man kan se det paa Leirpollens østside — anta 600 m., efter forholdene utenfor Stangenes at dømme tør mægtigheten være endda mer.

Straks syd for Troldfjordens munding var jeg iland og gjorde her en interessant iagttagelse idet jeg fandt et lag av *dolomit* og, i høiere nivaa, atter det uskiktede konglomerat. I syd for en liten dal, kaldt Græsdalen paa kartbladet Tana, staar hvitlig graa kvartsitagtig sandsten med nordvestlig fald. Efter et kort stykke overdækket mark træffer man i et høiere nivaa en dolomithorizont paa omkring 15 m. mægtighet. Bergarten er i sin nedre del rødfarvet, ofte breccieagtig med flintlignende partier, i den øvre blir den ganske lys graa med rikelig indleirede finkornige dolomitmonglomerater, med vel avrundede, i tversnit mest elliptiske dolomitstykker, en bergartstype *helt identisk* med de i Porsangerdolomiten saa hyppige intraformationale dolomitmonglomerater. Herover kommer saa en eiendommelig baandet graa og grønlig skifer med lag av gullig forvitrende uren dolomit. Denne dolomitiske bergart kan ogsaa ligge som breccieagtige tynde lag, meget lik de fra Mortensnestrakten nævnte (se fig. 24, s. 169). Saa har man med kun nogen faa meters tykkelse en konglomeratdannelse av lignende type som den fra Leirpollen nævnte, med større og mindre stener liggende uten orden i en sandig grundmasse. Stykkene er her mest forholdsvis smaa, sjelden over 1,5 dm. lange, og bestaar for den helt overveiende del av dolomit av de vanlige tette typer. I sin undre og øvre del viser konglomeratet antydning til lagning. Videre kommer en skiferserie av sterk rødbrun farve, med tynde indleirede grønne lag. Bergarten viser

falsk skifrihet og man faar paa skifrihetsflatene en vakker baandet overflate. Opper synes denne skifer at gaa over i mere sandige lag.

Paa nordsiden av Troldfjord anstaar nederst mørke graa skifrige sandstener med tørkesprækker, med indleiring av massive brunspettede lyse sandstener. Opper gaar denne mer skifrige avdeling over i en vældig serie av lys, massiv sandsten som gjennomgaende viser nordvestlig fald, dog med enkelte folder. Paa sydsiden av store Molvik sees atter mørkere mer skifrige lag, med indleiring av massive lyse sandstenspartier.

Store Molvik er efter Keilhaus meddelelser i Gæa et særlig viktig punkt idet Tanahorns glimmerskifre her møtes med Varangers sandstens- og lerstensgruppe (se Gæa s. 266).

Desværre er dalbunden ved Molvik sterkt overdækket saa nogen direkte kontakt har jeg ikke iagttaa. Man har følgende forhold: Med forholdsvis steilt nord-nordvestlig fald staar paa sydsiden av Molvikelven lyse, noget pressede, men tydelig klastiske kvartsitiske sandstener, tildels med over millimeter store kvartskorn. Naar man kommer ca. 1½ km. op i dalen kommer denne kvartsitiske sandsten ogsaa over paa elvens nordside, idet dens strøkretning er mere nordlig end elveløpet. Bergarten sees ofte at være gjennemsat av kvartsaarer. I forskjellige mindre knauser her vil man da straks i nord for kvartsitsandstenen se helt avvikende bergarter, nemlig glinsende, mørke, grønne og brunlige fylliter med indleirede bænker av overmaade sterkt presset, tildels helt skifrig, lys, ofte grønlig kvartsit. Paa et sted var der kun nogen faa meters avstand mellem de to typer av bergarter.

Disse tydelig metamorfe bergarter, fylliter med bænker av kvartsskifre som ligger med flatt (20—30°) fald mot

nordvest, anstaar saa i det bratte fjeldparti nord for Molvik (Stigen). Nordover mot Kvitnes, altsaa i høiere lag, blir der gjennemgaaende mer kvartsit og her kan tydelig utskilles 2 mægtige, meget massive partier med helt tæt, lys grønlig og rødlig kvartsit, hvori hyppig forekommer indleiringer av kvartskonglomerat, med sterkt utvalsede, stavformige boller. En betydelig zone med et mer skifferrikt, meget finkornig konglomerat viste sig at indeholde like meget feldspat- som kvartsbruddstykker.

Nordenfor den nordligste av disse kvartsrike konglomeratførende zoner, som gaar i sjøen ved selve bebyggelsen i Kvitnes, kommer atter mere skifferrike lag, dog med op til 40 m. mægtige kvartsitlag, liggende i den fyllitiske skifer. Henimot Tanahorn blir faldet i denne serie meget flatt, svævende. Nogen bestemt strøkretning var derfor her vanskelig at iagttå. Fra Toppen av Tanahorn hvor de kvartsitiske lag er temmelig tynde, bare faa dm., saaes i det tilstøtende sterkt mosdækkede terræng i sydøst, lyse striper i terrænget, markerende kvartsitlag, med retning vekslende mellem nordøst og øst.

Strøket Tanahorn—Vardø.

Paa denne kyststrækning anvendte jeg sommeren 1917 ialt fjorten dage, derav disponerte jeg i de fem en liten motorsnekke, hvormed tilbakelagdes strækningen fra bunden av Baasfjord til Vardø.

Den geologiske bygning vil fremgaa av kartskissen s. 174 og profil IV a—b.

I de lave høider mellem Skonsvik og Berlevaag anstaar mest mørke graa, grønlike, tildels helt sortagtige fyllitiske

skifre med indleirede bænker av kvartsit og med gjennom-gaaende flat lagstilling. Paa grund av en overordentlig ut-præget falsk skifrihet er lagstillingen ofte vanskelig at iagttå. I det store og hele er dog faldet i dette strøk svakt mot nordvest, skifriheten mest steil og med mere vestlig fald.

Jeg har fra Berlevaag gaat over fjeldet $\frac{2}{3}$ av veien til Store Molvik og kunnet konstatere, hvad man jo paa forhaand maatte anta, at denne fyllitserie med kvartsitlag svarer til lagrækken nordøst for Molvik.

Paa sydøstsiden av dalen ind for Skonsvik fandtes som tydelig injicerte gangmasser, konformt de omgivende fyllitiske lag, *diabas*ganger av forskjellig finhet og mægtighet, mest 2—4 meter tykke. En forholdsvis friskt utseende, graa, nogenlunde grovkornig type, har omkring 2 mm. lange feldspatlister, en anden mer omvandlet, grønlig, mindre. Under mikroskopet faar man indtryk av en betydelig omvandling idet feldspaten er meget sterkt dekomponert, mens pyroxenen endnu for en del synes at være i behold. Den tilgrænsende skifer er et sted iagttat tydelig kontaktomvandlet, fast og hornfelsagtig.

En diabasang, som i motsætning til de her nævnte har et uregelmæssig løp og er tydelig paavirket av foldning, er iagttat i ca. 200 m. høide, 3—4 km. syd-sydvest for Skonsvik. I nogen smaa knauser paa flatlandet like syd for Skonsvik anstaar en temmelig mørk, baandet lersten.

Øst for Berlevaag træffer man igjen de samme graa og grønne fyllitiske skifre med kvartsitindleiringer. Disse begynder her imidlertid at bli mer og mer dominerende, idet de optrær med meget betydelige mægtigheter. Strøket er nordøstlig, faldet vekslende, mest steilt. I en av disse mægtigere kvartsitzoner er der de sidste aar utbrutt endel sten

til det nye moloanlæg i Berlevaag. Ved stenbruddet, som ligger omkring 2 km. i sydøst for Berlevaag havn, fandtes i en kvartsit lag av kvartskonglomerat, sterkt presset, med nøtt- til valnøttstore stener.

Jeg har fra stenbruddet gaat over fjeldet i øst-sydøstlig retning og kommet ned til stranden ved fjeldet Styret midtveis mellem Kjølneset (neset øst for Berlevaag) og Sandfjordbugten. Man har paa denne strækning en fortsat veksel mellem skiferrike og kvartsitrike zoner, med de sidste stadig tiltagende i mægtighet. Videre kommer det forhold til at skiferne blir *mindre fyllitiske* og glinsende mot øst likesom kvartsitene bedre og bedre viser sin klastiske struktur, de blir mindre skifrige og mer sandstensagtige. Fra Styret til Sandfjordbugten er faldet konstant steilt mot NNV, i gjennemsnit 70°. Naar undtas nærmest Styret hvor en betydelig mægtighet av graa temmelig massiv skifer kan sees, bestaar de mægtige kystfjeld paa den nævnte strækning av en vældig serie av sandsten (*Løkvikfjeldets sandstensserie*), liggende i massive bænker, kun hist og her med tynde skiferzoner imellem.

Sandstenen er gjennomgaaende noksaa grovkornig, meget almindelig med 1 mm. store korn, lys, med graa, rødlike, violette og grønne toner. Temmelig almindelig sees konglomeratindleiringer, med op til valnøttstore og større kvartsrullesten. Ogsaa en mørk flintagtig bergart er ofte iagttat i disse smaa boller. Overordentlig almindelig ser man en vel utviklet diagonalskiktning.

Sandstensfjeldet er sterkt opspaltet ved omtrent lodretstaaende sprækker, strykende, saavidt det kunde sees fra stranden, parallelt strøkretningen.

I dalen indenfor den bratte væg med lys sandstensur, som begrænser Sandfjordaksla mot sydøst, sees i et litet

fjeldparti en lodretstaaende, forøvrig sterkt opsprukken lagrække med graa og grønne, svakt fyllitiske lerskifre veksellende med lag av mørk, grovere skifer samt med renere sandstensbænker. Disse bergarter viser, saavidt det kan sees i den opsprukne masse, et andet strøk end de mægtige sandstener i nord, nemlig mot øst-sydøst, strykende paa den lille haug 1 km. vest for det sted, hvor Løkvik er avsat paa gradavdelingsbladet „Makur“.

Paa den midtre del av halvøen mellem Sandfjordbugten og Risfjord (Kongsfjordens nordveste arm) anstaar atter en sandstensserie, her med fald mot sydøst, paa nordvestsiden av neset (Naalneset) steilt (80°) paa sydøstsiden flatere (ned til 25°). Jeg skal ikke kunne uttale mig bestemt om forholdet mellem det lille skiferrike parti vestenfor Løkvik og denne sandsten, men man faar indtryk av at der her ikke er normal over- eller underleiring, men sandsynligvis en foldningsforkastning e. l. Ogsaa mellem skiferpartiet og Sandstensakslas massive sandstensserie maa der ha fundet en eller anden forskyvning sted. Forholdene vanskeliggjøres ved de temmelig forskjellige strøkretninger. Sandfjordbugtens lille skiferparti synes at kile ut mot nordvest og de to sandstenspartier at forene sig i denne retning. Jeg er tilbøilig til at anta de skiferrike lag i Sandfjordbugten for yngre og ikke ældre end de to sandstenrækker paa to sider, som jeg holder for samtidige og benævner Løkvikfjeldets sandstensserie. Naalnesets sandstensrække er meget lik den nordvestlige del av sandstensavdelingen Sandfjordaksla—Styret, men har tydelig noget mere skiferindleiringer og mørkere farver end sandstenen i det nævnte partis sydøstlige del, Sandfjordaksla. Ogsaa ved Naalneset er der iagttaa indleiringer av kvartskonglomerater.

Indover Risfjorden faar man en tiltagende skifergehalt med graa, svakt fyllitisk skifer i tyndere og tykkere partier. Dog har lagrækken til henimot Nordmandset karakteren av en (kvartsitisk) sandstensserie.

Ved kysten straks utenfor Normandset begynder der at optræ *diabasganger*, grønlig, temmelig finkornige bergarter, i temmelig stor mængde, mens jeg i den massivere sandsten ute omkring Naalneset ingen har iagttat.

Ved bunden av Risfjord er man kommet over i en *skiferserie*, hvori bænker av kvartsitisk sandsten findes som underordnet bestanddel. Denne serie anstaar rundt hele Kongsfjordens bund. Skiferen er ofte meget mørk, næsten sort, vanligvis mørk graa, ogsaa grønlig. Bergarten kan være svakt fyllitisk, maa dog betegnes lerskifer, og er i denne henseende tydelig forskjellig fra Berlevaagraktens altid glinsende skifre, med hvilke den ellers viser en paafaldende likhet. Sandstensbænkene er ogsaa mørke, ofte med grønlig-brun forvitring. De fleste er temmelig finkornige. Et par i mikroskop undersøkte prøver indeholdt temmelig skarpkantede kvartskorn, mindre end 0,1 mm., dertil temmelig rikelig med glimmer og ogsaa hornblende.

Paa nordvestsiden av den sydligste arm av Kongsfjorden, som er næsten avsnøret ved det smale løp „Strømmen“, har jeg iagttat grønlig, baandede lerstenslignende bergarter, makroskopisk overmaade lik typer fra Raipas. Nogen tufflignende struktur var under mikroskop ikke at se; bergartens hovedbestanddel var bittesmaa kantede kvartskorn, desuten rikelig glimmer og en mængde smaa hornblendenaaler.

Lignende, overmaade finkornige lerstener staar i betydelig mængde videre i øst, utover mot Bjørnviken. Lagene

viser flere mindre folder med strøket som ellers i trakten, nordøstlig.

Et meget karakteristisk led i fjeldbygningen omkring den indre del av Kongsfjorden er diabasgangene. De optrær her i et umaadelig stort antal som man kan faa et indtryk av naar man betrakter den lille kartskisse over Veineshalvøen (fig. 27) hvor de betydeligere ganger er avsat. Der findes desuten adskillige ganske tynde, som ikke er tat med.



Fig. 27. Diabasganger paa Veineshalvøen i Kongsfjord. Faldtegnene refererer sig til de sedimentære bergarter, lerskifer med lag av kvartsitisk sandsten, som gangene sætter igjennem. Maalestok 1:50 000.

Man ser av denne skisse ogsaa godt hvorledes — med faa undtagelser — gangene i hovedsaken har samme retning, nordøst—sydvest, d. v. s. parallelt omraadets herskende strøkretning. I detalj stemmer, som man ser, skiferlagenes strøk og gangenes retning ikke

altid helt overens. For spørsmålet om gangenes *alder* er denne deres retning parallel den kaledoniske foldningsakse et moment av stor betydning, idet det jo vilde været meget paafaldende om retningen skulde ha været saa ensartet hvis gangene havde trængt sig op gjennom flattliggende lag, i en periode forut for foldningen. Imidlertid kan jo gangstrøk ogsaa i flattliggende bergarter ha en meget utpræget parallellretning, saa avgjørende for aldersspørsmålet er dette forhold ikke. Der er dog et andet fænomen, som synes at være avgjørende. Det nemlig at omtrent alle ganger staa meget steilt, *uavhengig* av de gjennombrutte sedimentærlags større eller mindre skraahet. Gangene sees at staa med

nogenlunde samme steilhet, enten skiferlagene ligger flatt eller har en betydelig heldning. Jeg har ogsaa iagttat hvorledes en og samme gang gaar retlinjet gjennom lag med meget forskjellig skraahet. Dette kan kun tyde paa at gangene ikke er ældre, men yngre end foldningen. Imidlertid kan man av og til se det forhold at de nærmest tilgrænsende sedimentære lag er blit presset og noget ombøiet like indtil gangene, hvilket viser at der i disse tilfælder ogsaa har fundet nogen, avsluttende, jordskorpebevægelser sted efter at gangen var dannet. Det samme antydes av gangenes sterkt opsprukne karakter, med et helt væv av kvarts-, i enkelte tilfælder ogsaa kalkspataarer. Resultatet blir altsaa *at diabasgangene er fremtrængt efter at foldningen var næsten helt, dog ikke ganske avsluttet.*

Bergarten i gangene er noget forskjellig hvad kornstørrelse angaar, men ellers temmelig ensartet. Feldspaten er sterkt dekomponert. Gangenes tykkelse varierer meget, den overstiger meget sjelden 5 m., den ynnlige er 1—3 m. Hvor skifer- og lerstensbergartene utover langs halvøen mellem Kongsfjord og Baasfjord gaar over i høiere liggende sandstenslag blir gangene temmelig sjeldne, men der er dog iagttat enkelte; de stryker ogsaa her mot nordøst.

Denne *Baasnæringens sandstensserie*, som anstaar i den allerstørste del av halvøen, viser helt til man kommer et stykke ind i Baasfjord et meget regelmæssig, svakt fald, 20—25° mot sydøst og man kan efter dette anslaa mægtigheten til omkring 2000 m. Imponerende er det at se denne vældige rækkefølge av sandstensbænker i de steile og vilde fjeldvægger omkring Baasnæringen hvor kystlinjen har et forløp, som i hovedsaken er lodret paa strøkretningen.

Med hensyn til denne sandstensseries nøiere karakter, saa har jeg ikke gjort tilstrækkelig iagttagelser til at gi nogen detaljert beskrivelse. Jeg har paa nært hold kun set den i dens underste og øverste del. Bergarten er her meget kompakt, uten skiferindleiringer, med metertykke bænker og meget ofte diagonalskiktet. Egentlige konglomeratlag har jeg ikke iagttat, men slike kan selvfølgelig findes i den midtre del av serien. Farven er meget hyppig rødviolet, i mørkere og lysere schatteringer.

Mens overgangen fra Kongsfjordens skiferserie til denne Baasnæringens sandstensserie er nogenlunde jevn, med massive tildels sandige skiferlag som et overgangsled, er grænsen mellem sandstensserien og den følgende, derover kommende *dolomit-skifer-sandstens*-avdeling i Baasfjorden meget skarp. Man ser denne grænse allerede fra dampbaaten, idet den dolomitholdige series sterke gule og røde farver straks skiller sig ut i landskapet. Av denne serie har man en stripe langs kysten fra Lille Rubbedalsneset til et punkt nordvest for Skrovneset. Her kommer sandstensserien paa en kort strækning atter ut til sjøen, for saa at trække sig indover i landet idet grænsen skjærer sig paaskraa indover fra bunden av bugten vestenfor Skrovneset med retning omtrent $V 35^{\circ} S$. Fjeldgrunden omkring den indre del av Baasfjorden bestaar utelukkende av den dolomitiske serie som viser en noget varierende, vifteformet strøkretning, med vestligst strøk som den nævnte grænse, i øst med nord—sydlig strøk. Faldet er tilsvarende sydøstlig til østlig, varierende adskillig i steilhet.

Den allerunderste del av den dolomitiske serie skiller sig adskillig ut fra det øvrige. Man har direkte over den rødviolette sandsten en omkring 10 m. mægtig zone som

viser en gjentagen veksel mellem mørk graa, næsten sort, tildels meget massiv skifer og lysere dolomitholdige lag. Enkelte av de mørke lag ser med sin finkornige kompakte struktur kalkholdige ut, men bruser ikke selv for koncentrert saltsyre.

Høiere op støter man da paa serien i sin typiske skikkelse, uten mørke lag. Man har som det mest typiske led en tildels sterkt lerblandet, ialmindelighet utpræget skifrig, lys dolomit (eller dolomitisk kalksten), grønlig eller rødlig graa, med en karakteristisk gul eller brun forvittringshud. Dolomiten har ofte brecciestruktur, at forklare som intraformationale konglomeratdannelser, med temmelig kantede stykker. Vekslede med disse dolomitsoner, hvis tykkelse varierer overordentlig, fra ubetydelige baand til lag paa adskillige meter, kommer saa intenst rødlig (mest rødviolet), tildels ogsaa grønlig farvede sandstener og sandige skifre.

Det er visse eiendommeligheter som er ytterst karakteristiske for denne dolomit-skifer-sandstenrække. Det er nemlig den overordentlig hyppige optræden av *tørkesprækker* og „*bølgeslagsmerker*“. De første findes væsentlig i dolomitlagene og har uten tvil skylden for de nævnte hyppig optrædende intraformationale konglomerater, som ofte kun er at opfatte som en opsprukken dolomitmasse, med de enkelte stykker kun litet bevæget. Bølgeslagsmerkene optrær i sandstenslagene, ofte saa almindelig at man næsten ikke ser en lagflate av sandstenen uten mer eller mindre tydelige merker. Der forekommer forskjellige typer, baade symmetriske og usymmetriske¹), og av meget forskjellig størrelse (amplitude).

¹ Se KINDLE: Recent and fossil Ripple-Marks. Geol. Survey of Canada. Museum Bulletin No. 25, 1917.

Sandstensplaten fig. 28, s. 191, viser to sæt rifler, hvorav det med størst afstand mellem ryggene er usymmetrisk, det med mindst afstand symmetrisk opbygget. Stykket viser os en sandbund hvor der først er opstaaet *strømrifler*, (usymmetriske — strømmen kommende fra venstre), og hvor disse saa er blit paavirket av mindre *bølgeslagsrifler* (symmetriske)¹.

Baasfjordens dolomitiske serie gaar opad temmelig raskt over i en ny mægtig *sandstensavdeling*. Grænsen gaar i sjøen paa fjordens østside i de steile fjeldvægger temmelig noiagtig en norsk mil fra bunden. Faldet er her 15—20° mot øst litt nord og man ser hvorledes der konkordant over den vakkert, i kraftige farver stripedede dolomitholdige serie (se pl. XI) kommer en tykbænket, ensartet, graalig sandstensserie, som da anstaar videre utover og østover.

Ogsaa omkring Baasfjorden er diabasganger overordentlig hyppige. Gangene har samme utseende som i Kongsfjorden og stryker nordøstlig. Temmelig hyppig finder man paa smale sprækker en stiv asbest. En mikroskopisk undersøkelse av en diabasgang fra Baasfjorden er foretat av REUSCH (se Nordl. Norges geologi, s. 42) som ogsaa ellers har adskillige geologiske iagttagelser fra Baasfjorden. Likesom ved Kongsfjorden er gangene tydeligvis langt almindeligere i den mer skiferrike serie ved fjordens indre del end i de tilgrænsende sandstensstrøk.

¹ Uttrykket „bølgeslagsmerker“ er forsaavidt en litet heidig betegnelse som det, strengt tat, kun omfatter en del av de fænomener som indbefattes i „ripple-marks“, et uttryk som oversat betyr *krusningsmerker*, og saaledes i sin engelske form omfatter alle de forskjellige merker, som opstaar ved en i bevægelse værende vand- eller luftmasses indvirkning paa en underliggende (sand)flate. Foruten de to nævnte typer har man jo som en tredje *vindrifler*.

I sandstensomraadet mellem Baasfjord og Syltefjord har jeg ikke været iland. Fra Makur nævner REUSCH (l. c. s. 40) rød haard feldspatførende sandsten og ogsaa konglomerat. Man er her allerede adskillig oppe i sandstensserien. Strøket er ellers omkring Makur adskillig vekslende, faldet altid



Fig. 28. Sandstensplate ($\frac{1}{3}$ nat. st.) fra østsiden af Baasfjord, med strømrifler krydset af bølgeslagsrifler. Se s. 190.

forholdsvis flatt, mest under 20° . Paa strækningen Makur—Korsneset er strøket parallelt kysten med meget svakt fald (ca. 10°) mot nord-nordøst.

Paa min tur østover fra Makur — i en ganske liten motorbaat — blev jeg av uveir hindret fra at gaa ind i Makursandfjorden som jeg ellers vilde besøkt. Saavidt jeg kunde se paa avstand anstaar i de bratte vægger rundt omkring fjorden utelukkende sandsten i næsten flatliggende lag. Øst for

fjordmundingen træffer man samme ganske flate nord-nord-østlige fald som paa nordvestsiden og endda længer øst lægger lagene sig helt flatt.

Sandstenen fortsætter ogsaa et stykke indover i Syltefjorden, her med et sydlig fald av 20—30°. Paa de utallige hylder i de vældige sandstensskrænter i Sylterjordens ytterste del (Eggefjeld) har en uendelighet av sjøfugl fundet hækkeplads. Først saa langt inde som ved bunden av den lille fjordarm nord for Veineset (den mot øst utstikkende halvø nær bunden av Syltefjorden) træffer man paa lag av anden beskaffenhet. Jeg blev temmelig forbauset da jeg over den netop passerte mægtige sandstensserie paatraf en afdeling, som med sine skifrige, lyse dolomitlag vekslende med sandstener i detalj stemte overens med den tilsvarende serie i Baasfjord. Og dog maa de to serier være av forskjellig alder. Det er ikke tvilsomt at den dolomitiske serie i Baasfjorden er overleiret av en mægtig sandstensserie og det er heller ikke tvilsomt at dolomitavdelingen i Syltefjorden kommer over den derværende sandstensrække. Skulde de to dolomitiske serier tilhøre samme zone maatte de to sandstensrækker, den ved Makur og den paa nordvestsiden av Syltefjorden være av forskjellig alder. Efter hvad jeg har set paa min tur langs kysten maa disse sandstener tilhøre henholdsvis undre og øvre del av en og samme sandstensrække, Makurs sandstensserie.

De sandstenslag som kommer nærmest under Syltefjordens dolomitiske serie kan man udmerket godt studere langs kysten fra fiskeværbebyggelsen i Syltefjord og indover til bugten nord Veineshalvøen. Sandstenen er temmelig grov, rødlig violet, ogsaa lys graa til grønlig, liggende i tykke massive bænker, ofte meget vakkert diagonalskiktet. Ogsaa

paa selve Veineshalvøen dukker der op saavel paa nord- som inderst paa sydsiden et opbuget parti av denne sandsten. Paa nordsiden er der her god anledning til at studere den nederste del av den overliggende serie.

Man finder konkordant over den kompakte sandsten en temmelig mørk sandig skifer med lag av sandig, gult forvitrende dolomit, som dels er sterkt skiferblandet, dels mere kompakt, de enkelte lag dog ikke mer end 1 dm. tykke. Efter omtrent 10 meter av denne bergart møter man 4—5 m. med mørk skifer som fører lagvis anordnede temmelig smaa (mest $\frac{1}{2}$ —1 dm. store) boller av en mørk graa, med skifer-substans sterkt opblandet kalk. I mikroskop sees denne kalkbergart at indeholde rikelig med ganske smaa kantede kvartskorn. Denne zone minder petrografisk meget om kalkbolleførende skifre fra Kristianiafeltet. Man kan ogsaa ha nogenlunde sammenhengende kalklag, og man ser da i disse gjerne koncentriske strukturer, av samme type som de midtels sterkt buede fra Porsangerdolomiten, men altsaa i en helt forskjellig bergart. Videre opover har man skifrig lys dolomit, omtrent 1 $\frac{1}{2}$ m., dernæst kommer med 8 m. mægtighet en eiendommelig bergart, bestaaende av en stadig veksel av mørk sandig skifer og lysere graa sandig (dolomitisk?) kalk. I enkelte, men ikke i alle zoner er denne bergart — mere eller mindre lodret — gjennemsat av en utallighet av lysere graa kalkstriper (se pl. V, fig. 1), hvis bergart bestaar av en meget homogen finkornig kalkmasse. Paa grund av sin meget begrænsede længde og sin zonevise optræden samt sin overmaade finkornige, kalkstenslignende karakter er disse kalkstriper adskillig forskjellig fra vanlige kalkspatfyldte sprækker. Paa grund av fyldmaterialets karakter kunde man tænke sig den mulighed at det dreiet sig om tørkesprækker

med sprækkene gjenfyldte med kalkslam, og at saa stripenes krokede forløp skyldtes senere paavirkning under foldning. Med dette vilde den zonevise optræden stemme. Imidlertid viser denne tydning sig ved nærmere betragtning ikke at kunne være den rette, av den grund at stripene opad ikke stopper ved et bestemt lag men her tynder av og kiler sig ut paa forskjellig vis. Det maa allikevel dreie sig om yngre, under senere tektoniske forstyrrelser opstaatte sprækkedyldninger.

At dømme efter nedfaldne blokker anstaar i den bratte fjeldvæg over den nævnte 8 meters sandblandede kalkserie en zone med de pl. XII avbildede eiendommelige klumpformige dannelser. Disse, som bestaar av mørk kalksten, er av betydelig størrelse, gjennemgaaende omkring hodestore, og viser en koncentrisk lagvis opbygning. Mellem lagene er foruten kvartskorn oolitiske korn iagttat (se pl. XVI, fig. 1). De enkelte klumper danner ikke avsluttede „individer“, men de koncentriske lameller gaar fra den ene klump over til de omgivende. Man har i midten av klumpene ofte en konveksitet nedad.

Da bergarten i disse dannelser, som tydeligvis er av samme natur som de lamellære dannelser fra Porsangerfjorden, er utpræget kalkstensagtig, og derfor forskjellig fra Porsangerdolomitens, har jeg latt utføre en analyse (ved kemiker BRYNILDSEN). Resultatet var

Uopløselig	9,20 %
Ca CO ₃	87,60 „
Mg CO ₃	0,57 „
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	2,29 „

Vi har altsaa her en meget magnesiafattig kalkstensbergart.

Syd for halvøens østpynt ser man temmelig kompakte dolomitiske lag, forvitrende mest gullig, men ogsaa graat, med forholdsvis litet sandsten indleiret. Her er ogsaa iagttat et temmelig mørkt farvet kalkrikt lag med vel utviklet oolitstruktur med ooiderne omtrent 1 mm. i diameter. Ooiderne omslutter ofte kvartskorn (pl. XVI, fig. 2).

Ogsaa i lysere dolomitiske, overordentlig sterkt sandblandede lag er ooider — her mer spredtliggende — iagttat.

En analyse av en av de vanlige lyse urene dolomitiske bergarter fra dette strøk viser:

Uopløselig	42,6	0/0
Ca CO ₃	38,48	„
Mg CO ₃	13,9	„
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	4,8	„

Bergarten er altsaa en overmaade sterkt forurenset dolomitisk kalksten. Forholdet kulsur kalk : kulsur magnesia er omtrent 3 : 1. Efter prøver med syre skulde jeg anta at andre dolomitiske lag viser en forholdsvis noget høiere magnesiagehalt. (Jeg har i det foreliggende arbeide av praktiske grunde indbefattet i uttrykket dolomit utpræget magnesiaholdige kalkstener. Helt korrekt er dette jo ikke idet en „dolomit“ bør komme nær en normaldolomit i sammensætning.)

Fjeldpartiet nær fjorden paa sydøstsiden av Vesterelven bestaar av (den underliggende) sandsten, overleiret henimot Østerelvns dal av den dolomitholdige serie. Man har som i Baasfjord en stadig veksel mellem en tildels sterkt lerholdig, ytterst finkornig lys dolomit, med gulagtig, sterkt lysende forvittringshud og mest røde sandstener, som ofte er svært finkornige, skiferlignende. Bølgeslagsmerker er ogsaa her ytterst almindelige i sandstenslagene.

Omkring 3 km. utenfor fjordbunden ved Østerelv træffer man paa Syltefjordens sydøstre side atter et stort sammenhengende parti med sandsten, idet den underliggende sandstensserie, her med steilt vest-nordvestlig fald, dukker op østenfor dolomitserien. Man ser langs kysten den øvre series sandstens- og dolomitlag staa som mægtige, næsten lodrette plater med sterkt lysende farver.

Langs kysten har man saa videre sandsten helt til Persfjordens indre del. Lagningsforholdene er imidlertid paa dette parti mere indviklet end almindelig længer vestover langs kysten; saaledes optrær paa en strækning mellem den omtalte grænse og Syltevik ytterst uregelmæssig strøk, svingende fra nordlig til øst-sydøstlig. Ved selve Syltevik er det øst litt nord, parallel kystens hovedretning her.

Et andet forhold som her maa anmerkes er at i dette strøk fører sandstenen adskillig av sterkt skifferrike indleiringer, dels graa sandstensskifre, dels grønligelersstensliggende bergarter.

Ved stranden ved indre Syltevik fandtes en del hodestore strandsten, bestaaende av sandsten med samme konglomeratisk-koncentriske struktur, som er beskrevet fra Raipassandsten og fra Klubfjeldet. Efter sin almindelige optræden maa de antas at anstaa inde i landet indenfor Syltevik.

Paa en tur indover dalen fra indre Syltevik og til det langstrakte vand indenfor konstatertes at der her omtrent 1 km. fra kysten kommer ind et parti av en dolomitserie, sandsynligvis Syltefjordens, liggende med temmelig steilt fald mot syd-sydøst konkordant over sandsten med indleirede skifferrike partier. Videre indover følger imidlertid med samme fald, efter $1\frac{1}{2}$ km. bredde av den dolomitiske lagrække, atter

sandsten. Om denne sandsten er virkelig overleirende og saaledes yngre skal jeg her ikke uttale mig om. Interessant er det imidlertid at man i dolomitseriens fortsættelse mot øst-nordøst utelukkende finder sandsten. Man maa her anta en *forkastning* langs vandet, i sydøstlig retning.

Saavidt jeg har set er imidlertid den petrografiske karakter av sandstenen utenfor ytre Syltevik i hovedsaken den samme som indenfor, altsaa paa den anden side av den antagne *forkastning*; ogsaa her utover har man indleiring av mørke, mest graa til grønlig skifre og kompakte lerstenslignende bergarter; derfor er ogsaa her langs kysten og videre østover paa kartskissen avsat samme sandstensserie som længer inde ved Syltefjorden.

Paa den lange kyststrækning fra Syltevik til Persfjord har man, saavidt jeg kunde iagttå paa min baattur langs kysten, fremdeles samme hovedavdeling, med graa og rødlig sandstener tildels med meget betydelige indleiringer av skifer og lersten. Strøket er i det store og hele nogenlunde regelmæssig, $\text{Ø } 30^{\circ}\text{—}40^{\circ}$ N, faldet er vekslende i steilhet som vist paa profilet. Paa nordvestsiden av Sandfjorden syd for Havningsberg har man et kort stykke nordlig strøk, med meget svakt østlig fald.

Ved Finvik observertes omtrent lodrette lag med falsk skifrihet faldende mot NV. Her iagttokes desuten to diabasganger, injisert parallelt lagningen i de omgivende mørke massive skifre og sandstener. Ved Seglodden ved munningen av Persfjord sees sværbænket temmelig lys sandsten, staaende med sydøstlig fald.

Ved bunden av Persfjordens nordvestre arm møter vi atter de gult forvitrende, paa friskt brud mest grønlig og violetagtig farvede dolomiter, vekslende med væsentlig røde

sandstener og skifre. Disse lag kommer over den nu sidst omtalte sandstensserie. Den dolomitiske avdeling optar hele det brede parti mellem Persfjordens to armer. Mens sandsteneren paa nordvestsiden ikke falder særlig steilt ind under den dolomitiske serie staar den ved feltets østgrænse praktisk talt lodret. Strøket er her og utover til forbi Prestnæringen omtrent nord—syd, med steilt vestlig fald, men blir da videre østover langs kysten meget varierende, som det vil sees av kartskissen s. 174.

Mens sandstensserien nær grænsen mot dolomiten væsentlig bestaar av egne sandstener træffer man videre utover langs kysten, altsaa i lavere lag, atter adskillig av mer skiferrike bergarter. Ved Prestnæringen fandtes rikelig av mørkegraa, forvitret ofte grønlig, massiv sandig lersten, vekslende med lysere violetagtig sandsten.

Kommer man ned mot Bussesundet blir strøket mer ensartet, nord-nordvestlig, parallelt sundets retning. Faldet er her paa vestsiden steilt vest-sydvest. Paa en liten ø i sundet iagttokes flatt fald og paa selve Vardøen har man faldet svakt østlig, saa man har antagelig tversover sundet en sadel.

Strøket paa Vardøen er ved sydenden nord litt vest mens man paa østsiden av den nordlige del av øen finder det N 10° Ø. Samme nord-nordøstlige strøk har man ogsaa paa de to holmer, Renøen og Hornøen. Bergartene paa Vardø og paa fastlandet indenfor er omtalt av KEILHAU og REUSCH. Man har den samme veksel mellem sandstener, dels rødlig, dels graa, og mer eller mindre kompakte mørke skifre eller sandblandede lersedimenter.

Strøket Vardø—Klubfjeld.

Om denne trakt skal bare anføres nogen faa bemerkninger, da jeg kun kjender den fra en rask tur efter landeveien. Fjeldbygningen er jo i dette strøk med sine langs kysten strykende, tildels helt flattliggende, mest overmaade ensformig optrædende lagrækker ikke særlig interessant.

Paa de første 35 km. av veien, fra Smelror (paa vestsiden av Bussesundet) og til Komagvær træffer man næsten utelukkende Vardøens bergartstyper, stadig rødlig og graa sandstener vekslende med mørke skifre og lerstener. Paa den første del av veien veksler strøk og fald adskillig, men blir fra Kiberg av noget mere konstant, med hovedstrøkretning nordøst til øst-nordøst og mest temmelig svakt sydlig fald. Dog kan ogsaa andre strøkretninger sees.

Noget vest for Kramvik (som ligger omtrent $\frac{1}{2}$ mil vest Kiberg) anstaar et 5 m. mægtig konglomerat med en eiendommelig hullet forvitring. Grundmassen er en jevnkornig graa sandsten med indleirede, op til 5 cm. lange smaa biter av mørk skifer, som let utvitrer. Bergarten minder adskillig om enkelte typer av Klubfjeldets mørke konglomeratagtige sandsten. Vest for Kramvik blir lagstillingen praktisk talt horizontal og dette forhold fortsætter i hovedsaken helt til Klubfjeld. De fald som kan iagttas, overstiger for det meste ikke nogen ganske faa grader.

Ved Komagvær kommer man over et meget bredt belte med løsmateriale og taper forbindelsen med den østenforliggende lagrække idet man ved Kvalneset træffer noget fremmedartede bergarter, nemlig omtrent flattliggende (5° fald

mot sydøst) grønne og brune bløte lerskifre, vekslende med tyndere eller tykkere bænker av mest brunlig sandsten. Denne lagserie som er blottet ved veien i omkring 15 m. mægtighet, er et sted gjennemsat av en mørk finkornig *diabas*.

Videre vestover er der atter litet av fjeld at se til man støter paa en meget lys, brunflekkt løs sandsten, som tilhører en tidligere omtalt bergartsvarietet, nemlig sandstenen fra Klubfjeldets øvre del. Om forholdet mellem disse lyse sandstener og de bløte lerskifre ved Kvalnes kunde jeg efter iagttagelsene her ikke uttale mig, men det synes at fremgaa av mine studier inden kartbladet Næsseby, idet her den lyse prikkede sandsten kommer direkte over en 10—15 m. tyk lerskiferrik serie av samme karakter som den ved Kvalnes.

Ogsaa i den lyse sandsten som godt kan studeres i strøket vest for Skalnes (SV Svartnes), er der (mellem Urnes og Krampenes) iagttat grønlig, her mest sandig skifer i adskillig mægtighet.

Et videre bevis paa at vi allerede her langt øst har med Klubfjeldets lagserie at gjøre er forekomsten av et kvartskonglomerat, som kan sees ved veien litt efter at man har passert veiskillet ut til Store Ekkerø. Konglomeratet, som er omtalt allerede av KEILHAU, er av samme karakter som det i Klubfjeldets øvre del, med mest nøtt til valnøttstore kvartsrullesten. Mægtigheten synes ikke at være særlig stor, nogen faa meter.

Paa Store Ekkerø (og ved Krampenes) forekommer som omtalt av ADOLF DAL en gjennemsættende *diabas*. Bergarten fra Ekkerø er undersøkt av WALTER WAHL for hans arbeide „Die Enstatitaugite“, s. 42. Pyroxenen er frisk, plagioklasen noget dekomponert.

Mellem Ekkerø og Klubfjeldet har man en overordentlig flattiggende lagrække. Den lyse prikkede løse sandsten som anstaar ved veien ved Store Ekkerø hæver sig ganske langsomt op, saa den ved Vadsø staar i høidene indenfor byen, mens i selve gatene av og til sees blottet litt skifer med indleiret sandsten, sikkerlig svarende til zonen ved veien ved Per Larsavik og ved Kvalnes. Den underliggende mørkere og mer kvartsitiske sandsten dukker frem litt øst for Vadsø og kan saa atter iagttas i Klubfjeldets nedre del.

Strøket Skipagurra—Skoganvarre.

Endel av mit program for sommeren 1917 var med kløvhest og hel utrustning og med Skipagurra som utgangspunkt at forfølge sedimentavdelingenes sydgrænse med som oppgave for det første at faa denne grænse oppgaat og dernæst at faa studert forholdet mellem de to forskjellige avdelinger som jeg antok her maatte støte sammen, nemlig 1. den yngre, tillitførende serie, som hviler paa prekambrium mellem Karlbotn og Skipagurra og 2. de underkambriske, paa prekambrium i Vestfinmarken liggende, til Hyolithussonen svarende lag, som jeg paa det tidspunkt vidste strakte sig ialfald til Lakselvens dalføre, indenfor Porsangerfjorden. Imidlertid var alle mine forsøk paa at skaffe hest til denne tur forgjæves, endda jeg paa forhaand havde gjort foranstaltninger for at faa saken iorden. Det var da ikke andet at gjøre end med beboede steder ved Tana som utgangspunkt at ta avstikkere mot nord for at faa rede paa forholdene ved den omtalte grænse.

Tanaelven løper paa det stykke jeg fulgte den i elvebaat (som jo er distriktets eneste sommerforbindelse), nemlig

Skipagurra—Sirma og Lævvajok—Valjokholmen, mellem meget betydelige høidepartier, mest med temmelig avrundede overflatformer, av og til ogsaa med steile styrtninger. De nærmest tilgrænsende fjeldpartier hæver sig i almindelighet fra 200 til 400 m. over elvens nivaa. Med sine mange slyngninger som gjør at elveløpet stadig væk synes at stoppe op, idet et fjeldparti reiser sig foran en i elvens retning, gjør Tana et overmaade malerisk indtryk. Hertil bidrar da ogsaa den rike skog- og buskvegetation som findes i skraaningene mot elven og paa de næsten overalt tilstedeværende sandflater langs elvekanten. Disse flater er ofte meget brede og umuliggjør da et nogenlunde letvindt studium av dalens fjeldgrund fra elven av.

Paa baaturen fra Skipagurra til Polmak iagttokes ved foten av Gollevaroaiivve (Guldfjeldkollen) paa Tanas østside hornblendeskifer med pegmatiske kvartsaarer og graa gneis, strykende nordvestlig, med meget vekslende fald. Heri fandtes saa ganger av den vakkert røde grove granit som er saa almindelig i det prekambriske omraade inden kartbladet Næsseby.

I fjeldet syd for bebyggelsen ved Aleknjarg saaes hornblendeskifer faldende mot syd-sydvest underleiret av gneis og siden av granitskifer.

Fra Polmak tok jeg en rask tur — i øsregn — over Njallavarre, hvor der anstaar en omvandlet, svakt skifrig middelskornig gabbrobergart, og til skraaningen ned mot den øst-nordøstgaaende dalsænkning, hvor en række vand, bl. a. Lismajavrre, ligger. Denne dal danner her grænsen mellem prekambrium og sedimentavdelingene. Paa grund av liten tid, idet jeg maatte tidlig tilbake for at naa postbaaten, som jeg skulde faa følge med opover elven, kom jeg ikke helt ned til grænsen, men kunde paa avstand forvise mig

om at man her har en direkte fortsættelse av forholdene øst for Skipagurra. Man har paa nordsiden av dalen flattiggende skifer og sandsten anstaaende i tildels meget steile vægger med høit oppe nogen haardere golde knauser, hvor uten tvil morænekonglomeratet fra høidene nord for Nyborgveien anstaar.

Grænsen mot prekambrium løper altsaa omtrent vest-sydvest i dette strøk men svinger vest for Skoarrovjvrr (Skarvandet) mer ret vest. Henimot en mil vest for nævnte vand er noget markert dalføre ikke lenger at se. I virkelighet utjevner terrænet sig fuldstændig i den retning grænsen efter mine nedenfor nævnte iagttagelser maa søkes, nemlig nordvestover, og gaar over i et vældig flatland, oversaadd med myrer og vand, et omraade, hvor det vil være temmelig haabløst at drive undersøkelser over fjeldgrunden.

Fra Polmak reiste jeg i elvebaat til Sirma, hvor jeg — efter en meddelelse jeg havde faat — haabet av faa hest. Paa turen iagttokes kun meget litet fjeld paa nært hold. Noget ovenfor Baateng, ved begyndelsen av Storfossen, notertes paa finsk side hornblendegneis med svakt vestlig fald.

Efter adskillig tidsspilde ved Sirma maatte jeg opgi at faa tak i hest paa disse kanter. Isteden fik jeg to mand med paa en orienterende tur i omraadet nordvest for Sirma. Det viste sig at sedimentgrænsen her laa meget langt mot nordvest, idet avstanden fra Tana ved Sirma lodret paa grænsens retning, som er omtrent nordøst, er ca. 25 km.

Det prekambriske omraade der passertes paa turen fra Sirma, som først gik sterkt mot vest, for at undgaa Lavsejokka (Duggelven) og derefter i nord, er overmaade sterkt overdækket med løsmateriale.

Hvor fjeld saaes bestod det av grov gneis eller granit-skifer med strøk nordvest eller nord-nordvest.

Mens løsmaterialet, naar man kommer langt indover fra elven, bestaar av et tildels sterkt smaaкупert moræne-dække, med ofte mængder av smaa vand mellem haugene, ser man i omraadet nærmest Tana, der hvor jeg gik op, omtrent en halv mil indover mot nordvest fra elven rester efter svære grus- og sand-terrasser i mange forskjellige høider, mellem 200 og 300 m. o. h. Disse terrasser maa være dannet i en eller flere isdæmmede sjøer. En stor brætunge i Tanadalen maa i længere tid ha dæmmed op sjøer i de tilgrænsende øvre deler av sidedalene her i nordvest. Et indgaaende studium av disse terrassedannelser vilde være av meget stor interesse, men man har her den vanskelighet at en stor del av dem ligger inden et omraade, hvor man endnu mangler et topografisk kartunderlag. Dette forhold var selvfølgelig ogsaa til stort hinder for mit specielle arbeide med at fastslaa sedimentgrænsens beliggenhet.

Naar man fra tilsvarende grænsestrøk vestover i Finmarken kommer hit til omraadet nord-nordvest for Sirma, blir man slaat over hvor grænselinjen her er litet fremtrædende. Først naar man kommer ganske nær blir man opmærksom paa „glintranden“. Selve den skraaning som betegner det utgaaende av de sedimentære lag, er mest ganske lav, 10—20 meter, ofte temmelig litet steil og i det væsentlige uten fast berg. Kun av og til ser man borti bænker av lys, noget kvartsitisk sandsten.

Dette gjælder særlig partiet øst for et vand, som blev mig opgit at hete Galmagavrre og som efter amtskartet (1:500000) maa være det vand hvorfra den til Laksefjord

rindende Landersfjordelv har sit utløp. Grænsens høide, d. v. s. det subkambriske peneplans høide laa, efter aneroidmaaling, ved vandet paa omtrent 375 m., mens den 3—4 km. længer øst blev maalt til 450 m. Overflaten sydøst for grænsen er stort set meget jevn, med svak heldning ned mot glinten og, som en følge derav, rikelig med grunde (glint-) sjøer netop i dette strøk.

Længer østover gaar da grænsen ind i det ovenfor nævnte flate sumpige strøk, hvor jeg ikke har været.

Grænsens forløp mellem Landersfjordelvens kilder og Rastegaissa, hvor man kommer ind paa et topografisk kjendt omraade, er avsat saapas nøiagtig som det lot sig gjøre, uten nogetsomhelst kartunderlag, og derfor selvfølgelig adskillig skematisk. Med et godt kart vilde man kunne indtegne grænsen temmelig let, thi man har her som i Vestfinmarken meget enkle forhold, et jevnt subkambrisk peneplan som viser et meget svakt fald, 2—3°, i en retning som ligger omtrent N 30° V.

I en liten bækkeskjæring nogen km. i sydvest for det tidligere omtalte vand (Galmagjavrrre) iagttok jeg 10 m. over grov granitskifer (strøk nordvest) en mørk blaakvartsagtig sandsten med bænker av kvartskonglomerat og derover en temmelig massiv, noget presset, grønlig skifer. Noget høiere op kom en lysere kvartsitisk sandsten, med noget uregelmæssig lagstilling.

Efter som man kommer sydvestover, henimot Rastegaissa, blir fjeldformene inden sedimentomraadet stadig kraftigere. Man begynder at faa virkelige fjeld og de lyse, ofte til foten naaende urer som man her ser, fortæller om at der oppe i høiden anstaar mægtige lag av lys sandsten.

Sin fulde utvikling naar denne mere vilde landskapstype i den række av vakre „gaisser“, av hvilken Rastegaissa (se pl. XV) er den høieste og bedst kjendte. Med sine 1070 m. (efter de nye maalinger) er Rastegaissa Østfinmarkens høieste fjeld. Forholdene ved Rastegaissa er omtalt av T. DAHLL i „Det nordl. Norges geologi“ s. 12, hvor ogsaa en tegning av fjeldet er gjengit.

Fra Lævvajokka fjeldstue har jeg tat en tur op til dette fjeld. Paa en bred, svakt skraanende sokkel av prekambrisk berg hæver Rastegaissa sig, først med temmelig bratte sider, høiere op med slakere skraaninger. Praktisk talt fra fot til top er fjeldet dækket med grov skarpkantet ur av lys sandsten. Det var først under nedstigningen paa fjeldets nordøstside jeg i det hele saa andet end denne sandsten, i den grad dækker den alt. I en liten bæk adskillig over sedimentseriens basis, som her er beliggende i en høide av ca. 700 m., fandtes litt presset grønlig skifer og i en høide som svarer til de basale lag, bænker av en meget mørk, blaakvartslignende sandsten.

Ogsaa den lyse sandsten ser man meget sjelden anstaaende. Lagstillingen er temmelig uregelmæssig med tildels betydelige faldvinkler. Sandstenen er overordentlig lys, næsten hvit med et gulligt ogsaa grønlig eller rødlig skjær. Typisk er her, som nævnt fra sandstensfjeldene længer vest, de talrike kaolinkorn mellem kvartskornene¹.

Sydvest og vest fra Rastegaissa ligger da talrike andre skarpt oprakende fjeld, Geinogaissa, Utëëgaissa, Goivigaissa og Suonirgaissa med dels litt under, dels litt over 1000 m. høide

¹ Prekambriske bergarter findes som istransporterte blokker ikke bare op til den lavere kam av Rastegaissa, som Dahll nævner, men helt til øverste top.

Imellem disse fjeld gaar der dype daler som i sin sydøstre del skjærer sig helt ned i prekambrisk fjeld. Nordvestover løper dalene ut i et vidtstrakt sletteland, som man ser utbrede sig milevidt nordover. Langt i nordvest, henimot Porsangerfjorden, blir terrænet atter mer kupert, idet talrike store daler her skjærer sig ned.

Vest for den vestligste av de ovenfor nævnte fjeld, Suonirgaissa, møter vi et flatland uten gaisser og her trækker sedimentgrænsen sig i en bue mot nord for atter, ca. 1 mil vestenfor, at gaa sydover og svinge sig rundt den gruppe av gaisser vi her møter, og hvis forpost mot syd er den tidligere omtalte Gaggagaissa (s. 132).

Mens den prekambriske fjeldgrunds overflate længer øst i strøket nær sedimentgrænsen er nogenlunde jevn og holder svakt ind mot grænsen, holder overflaten i den prekambriske sokkel som utgjør disse gaisers nedre del paa sydsiden, altid sterkt *fra* sedimentgrænsen. Forklaringen til dette er disse fjeldes beliggenhet nær store dalfører, for Rastegaissagruppens vedkommende Tanadalen, hvis bund ved Lævvajokkas munding ikke er mer end en knap mil fra sedimentgrænsen. Nivaaforskjellen mellem den subkambriske overflate paa sydsiden av Rastegaissa og Tanaelven er ikke mindre end omkring 600 m., saa erosionen vi dette strøk ha en meget betydelig kraft.

De prekambriske bergarter i strøket ved Rastegaissa er av adskillig interesse. Man møter nemlig i et bredt belte mellem Tana og sedimentgrænsen sterkt *granatførende* bergarter. Man har forskjellige typer. Enkelte bestaar foruten av granat overveiende av kvarts, er temmelig finkornige og har, naar man bortser fra granatkornene, et helt kvartsitisk

utseende, andre er grovkornige med foruten kvarts og granat ogsaa rikelig feldspat og har granitisk habitus. Granater op til 1½ cm. i tværsnit er iagttat.

Paa grund av vekslingen mellem noget forskjellige typer faar bergarten en baandet eller stripet karakter som ofte kan være meget utpræget. Denne stripning løper regelmæssig i nord-nordvestlig retning. Sandsynligvis har ogsaa begrænsningen av de granatførende bergarter denne samme retning og man faar paa denne maate et bredt belte, som fører like over i det paa finsk side kjendte „granat-granulit“ omraade. Det nordøstligste punkt, hvor jeg paatraf disse bergarter ligger henimot 20 km. øst-nordøst for Rastegaissa og hvis man fortsætter herfra i bergartens strøkretning vil man omtrent træffe Utsjoks munding i Tana og efter de finske geologiske karter har man her østgrænsen for Lapland-granulitens omraade. Der er paa fjeldgrundskartet i „Atlas öfver Finland“ (1910) mellem Utsjok og Tana avsat et nord-sydloppe belte, som indover i Finland siden svinger mot sydøst forbi Enare.

Baaturen fra Lævvajok til Valjokkas munding blev foretat uten stans og fast fjeld ved elvebredden ikke iagttat. Nogen avstikker ind til fjeldfoten blev ikke foretat.

En tur fra Valjokholmen til Skoganvarre langs telegraflinjen gik over saa overdækket terræng, som jeg neppe selv i Finmarken har set maken til. Fra jeg forlot Tana og til jeg var næsten fremme ved Vaddevarre telegrafstue, som ligger henimot halvveis til Skoganvarre, og omtrent 2 mil fra Tana, saaes ved eller nogenlunde nær linjen ikke en eneste knaus med anstaaende fjeld. Og det tiltrods for at telegraflinjen ikke som en vanlig vei undgaar høider og

fjeldpartier, men gaar bent frem. Et jevnt, svakt bølgende morænelandskap, med adskillige myrer og delvis smaa vand, er det man overalt ser.

I nogen smaa høider kort før telegrafstuen naaddes iagttokes en middelskornig hornblendeskifer med nordvestlig strøk og man er saaledes her kommet utenfor de lyse granatbergarters omraade og ind i hornblendeskiferne.

Paa turen Vaddevarre—Skoganvarre saaes heller ikke fjeld før nedmot selve dalen ved Skoganvarre, hvor hornblendeskifer som tidligere nævnt er den herskende bergart.

Oversigt.

Prekambrium.

Jeg har kun stiftet bekendtskap med den prekambriske fjeldgrund i strøket nærmest grænsen mot de yngre sedimentære lagrækker. Inden dette VSV—ØNØ gaaende belte er noget mer indgaaende undersøkelser kun foretat inden Altenbladets omraade. Længst i sydvest, fra grænsen mot Tromsø amt og 2—3 mil nordøstover, har jeg idethele ikke været, heller ikke i omraadet syd for Varangerfjorden, naar undtas like ved bunden.

Saavidt jeg har set kan man efter det nævnte belte i strøket fra Čarajavrre i Vestfinmarken til Varangerfjordens bund adskille følgende bergartskomplekser:

1. Længst i sydvest Jori-omraadets bergartsgruppe, som paa DAHLLS kart er avsat som Raipas. Selv har jeg kun iagttaaet de hithørende bergarter mellem Čarajavrre og Sadnojavrre, paa Dahlls kart er samme avdeling avsat i et strøk videre sydover, til henimot Kautokeino.

Det som karakteriserer denne gruppe er at den synes at bestaa helt — eller ialfald overveiende — av *superkrustale* bergarter, dels av sedimentær, dels av eruptiv oprindelse, og at disse bergarter er forholdsvis *litet omvandlet*. Man har mørke tætte lerskifre, kun med antydning til fyllitisk karakter, man har en meget finkornig dolomitisk kalksten,

dertil basiske lavabergarter, mandelsten- og porfyritbergarter, med sin struktur vel bibeholdt. Dog har der foregaaet en sterk albitisering og uralitisering.

I det av mig besøkte omraade har man en temmelig regelmæssig lagstilling: nord-sydlig strøk og omtrent lodret fald.

2. Øst for Sadnojavrre møter vi bergarter tilhørende en anden type. Vi har her den vestlige del av et meget stort omraade der saavidt jeg har set er karakterisert ved nogenlunde ensartede bergarter, et omraade som optar omtrent 100 km. av beltet syd for sedimentgrænsen.

Det her optrædende kompleks skiller sig fra det forrige ved at føre endel *infrakrustale* eruptivbergarter, tilstede som parallelbegrænsede masser av mest ikke særlig store dimensioner. Videre finder man her hos samtlige bergarter en betydelig *høiere grad av omvandling*.

Det prekambriske bergartskompleks inden Altenbladet synes at kunne gjælde som en type for denne gruppe. Man har her: I Sedimenter. Hovedmassen av disse har været mer eller mindre lerholdige, tildels karbonatholdige sandstener, der nu fremtræer som temmelig finkornige, mest sterkt albitførende kvartsbiotitskifre. Videre har man en lys, ren kvarts-sandsten, med sporene efter den oprindelige begrænsning av kornene helt utslettet, og endelig en dolomit, (eller dolomitisk kalksten), nu utpræget krystallinsk. Saa har man: II Eruptivbergarter, ogsaa sterkt omvandlet. De findes som parallelindleirede masser, med tykkelser varierende fra 1 eller nogen faa meter til flere hundrede meter. Bergartene varierer meget i sammensætning og petrografisk karakter. Man har grove amfiboliter av gabbroid sammensætning med hornblende som overveiende mineral, dertil albit. En av disse

amfiboliter er (av frk. JOHNSON) fundet at indeholde rikelig med skapolit. Desuten har man mere finkornige basiske bergarter, hornblendeskifre (ofte biotitførende), som kan tænkes at ha været basiske dageruptiver. Videre findes mer leukokrate eruptivbergarter, væsentlig av trondhjemitisk karakter.

De almindeligste bergarter man træffer inden det nævnte store omraade er hornblendeskifre. I disse, tildels ogsaa begrænset av kvartsit, ligger i strøket vest for Altenelven de av DAHLL beskrevne forekomster av grafit og kulholdig skifer, forekomster som efter sin lagformige karakter maa antas at repræsentere en sterkt metamorf kulrik sedimentær dannelse. I hornblenderike, mer og mindre skifrige bergarter, forekommer de utstrakte kisforekomster i omraadet indenfor Porsangerfjordens bund.

Av andre av Altenbladets typiske bergarter som er kjendt over et betydelig omraade kan nævnes den hvite kvartsit som er iagttat litt i nordøst for Matse, videre ved Jesjavrré samt i Lakselvns dal syd for Porsangerfjorden. Dolomit er foruten inden Altenomraadet iagttat 1 mil vest for Matse, her i en overordentlig grovkrystallinsk varietet. Ogsaa i Skoganvarredalen optrær karbonatbergarter.

Strøket er i det her omhandlede store omraade adskillig vekslende; hovedretningen er i den vestlige del, omkring Altenelven, nordøstlig, videre nordøstover mer nord—syd, og endelig ved Vaddevarre telegrafstue, 2 mil sydøst Skoganvarre, nordvestlig.

3. Det tredje hovedkompleks bestaar av de granatrike, lyse, tildels kvartsit-, tildels granitlignende bergarter som anstaar mellem sedimentgrænsen og Tana, ved Lævvajokka og østover, i et nord-nordveststrykende belte av 30—40 km. bredde (i nord-

østretningen). Dette belte hænger direkte sammen med det lapplandske granulitomraade i Finland.

4. Videre øst kommer med et lignende, nordvestlig strøk mer eller mindre pressede granitiske, gneisagtige, ogsaa mere basiske bergarter (hornblendeskifer, hornblendegneis), som fører over i det østligste Finmarkens store gneis- og granit-omraade i trakten syd for Varangerfjorden. Som gjennom-sættende masser av ikke særlig store dimensioner (saavidt jeg har set) har man i dette strøk partier av en grovkornig, vakker rød granit.

Prøver man at dra slutninger med hensyn til den nøiere geologiske alder av de her nævnte prekambriske bergarts-komplekser kommer man ind paa meget usikker grund. Nogen faa bemerkninger skal jeg dog faa gjøre.

Hvis vi forsøker en sammenligning med de tilstøtende landes prekambriske bergartsgrupper, saa har vi ett kompleks, som vi vet er repræsenteret i en helt lignende utvikling i Finland, det er de granatførende bergarter ved Tana. Imidlertid støter vi her paa den vanskelighet at dette kompleks i Finland ikke er sikkert datert i forhold til de avdelinger, hvori det finske prekambrium almindelig inddeles. I „Atlas öfver Finland“ (1910) skriver SEDERHOLM om de granatførende lapplandske granuliter (nr. 5, s. 18): „Åldern för denna formation, som torde hafva uppkommit genom en utomordentligt stark metamorfos, närmande sig uppsmältning, af en arkeisk komplex med i hufvudsak granitisk sammansättning men sannolikt äfven inneslutande en del kvartsiter och andra sediment, är icke närmare bestämd, men metamorfosen torde i hvarje händelse hafva ägt rum före frambrottet af de post-kaleviska graniterna.“

Ser vi paa det hornblendeskiferrike kompleks i den midtre del av det passerte belte, saa vil man inden det finske prekambrium, hvad de almindelige petrografiske forhold angaar, finde størst overensstemmelse med de kalevisk-jatuliske avdelinger. Særlig med den kaleviske, idet den jatuliske gennemgaaende har et mindre metamorft præg. Bergartene synes i de to sammenlignede avdelinger at ha været — og være — nogenlunde ens; man har havt sandstener, skifre og dolomiter i begge, desuten basiske eruptivmasser.

Mens man i Finland som granitisk eruptivbergart yngre end den jatuliske avdeling kun har den karakteristiske rapakivi-granit, har man yngre end den kaleviske mer ordinære granittyper. Forutsat at de skifrige hornblenderike bergarter som er iagttat øst for den granatførende zone ved Tana tilhører det samme kompleks som de vestenfor anstaaende er der meget som taler for at Varangertraktens pressede graniter og granitiske gneisbergarter er av en tilsvarende yngre alder. Ovenfor Skippagurra er der iagttat ganger av den røde granit i hornblendeskifer.

Forekomsten av grafitlag og kulholdig skifer vest for Altenelven bringer en til at tænke paa schungitforekomstene i den jatulisk-(onegiske) avdeling. Saa sterkt kulstofholdige, lagformige bergarter i prekambrisk fjeld er utvilsomt et ialfald for Fennoskandia¹ saa paafaldende træk at man av den grund kunde tænke sig en samtidighet mellem de tilsvarende bergartskomplekser. Noget bevis har man selvfølgelig ikke i dette forhold. Hvad jeg har set av grafit (og kulholdig skifer) fra det omtalte strøk av Finmarken har ingen likhet med

¹ I Nordamerika er i enkelte strøk grafitlag meget almindelig i det ældre (arkæiske) prekambrium.

den antracitiske schungit, men derfor kan der jo *primært* ha været en overensstemmelse.

Jeg har selv praktisk talt ikke været inde i det store omraade som paa DAHLLS kart over det nordlige Norge er avsat som granit, i et nord-sydgaaende belte fra trakten vest og øst for Jesjavrré¹ og sydover. REUSCH har krydset det nordøstre av omraadet og ved Stipanavttsje iagttat gneisgranit og rødlig granit med antydning til parallelstruktur. Fra omraadet nærmest øst for dette som granit avsatte felt, langs Karasjokka og videre fra Karasjok nordover til Skoganvarre, har vi talrike iagttagelser av REUSCH og HENRIKSEN. I dette strøk synes hornblendeskifre, omvandlede gabbroer samt forskjellige kvartsitiske bergarter at være de dominerende, ogsaa dolomit er iagttat. Man har saaledes samme typer som i det store omraade langs sedimentgrænsen i nordvest.

Med hensyn til Jori-omraadets litet omvandlede bergarter er der meget som taler for at de maa være yngre end det østenfor optrædende hornblendeskiferrike kompleks. Joribergartene har over det lille omraade hvor jeg har iagttat dem et meget ensartet præg hvad omvandlingsgraden angaar og samtidig ser man paa det nærmeste sted øst for Sadnojavrre hvor fjeld er iagttat, nogen km. fra Joriomraadets østligst anstaaende fjeld, hornblendeskifer som ikke skiller sig fra den vanlige endda længer øst. Nogen overgangstyper er saaledes ikke iagttat.

Baade av Joribergartenes petrografiske karakter og deres steile lagstilling fremgaar at ogsaa de har været utsat for

¹ Omraadet er iethvert fald NØ for Jesjavrré trukket for langt mot nord.

betydelige jordskorpebevægelser. Det kunde her være en naturlig antagelse at dette kompleks har tilhørt en højere zone av jordskorpen og derved faat en anden karakter end det østenfor liggende. Som det vil fremgaa av frk. JOHNSONS mikroskopiske undersøkelser fører bergartene inden Altenbladet meget almindelig nydannet *biotit*, inden Joriomraadet *klorit*. Den østre avdeling kan jo ogsaa ha gennemgaaet en egen, tidligere foldningsperiode, før den yngre avdelings dannelse. Det synes ikke som om dypbergartene i det østlige omraade optræer i saadanne masser at utelukkende deres fremtrængen kan ha foraarsaket forskjellen i omvandling.

Arbeidet med at faa forbundet de forskjellige prekambriske komplekser og faa sikre resultater angaaende deres gjensidige aldersforhold blir i Finmarkens indlandsstrøk overmaade vanskelig. Studiet av den kaledoniske fjeldkjædes udviklede og ofte meget overraskende forhold viser tydelig nok hvor vanskelig det vil være for de prekambriske metamorfe bergartsserier i omraader hvor man væsentlig er henvist til isolertstaaende mindre fjeldpartier, at opnaa sikre slutninger om hvad der er ældst og hvad der er yngst.

Retter vi fra Vestfinmarkens prekambrium blikket mot sydvest møter vi i *Kirunaomraadet* mange likhetspunkter men ogsaa forskjellige avvikende træk. Med sin skapolitisering har Kirunaomraadets amfiboliter et viktig træk tilfælles med Altenomraadets. Kirunaomraadets grønstener har derimot med sin forholdsvis vel opbevarte struktur et temmelig forskjellig præg og slutter sig, hvad metamorfosens grad angaar, nærmere til Joriomraadets lavabergarter.

Ganske overordentlig overensstemmende synes Joriomraadets porfyriske bergarter og enkelte av Kaalasluspa-

omraadets albitiserte porfyrbergarter¹ at være. Helt lignende porfyrer forekommer ogsaa som stener i Kurravaara-konglomeratet. En analyse av en bergart herfra er offentliggjort i SUNDIUS' arbeide og til sammenligning giengit her s. 121.

De sure porfyrer som er saa almindelige i Kirunatrakten er ikke kjendt fra de av mig besøkte omraader av Finmarken, likesaalitt de forskjellige eiendommelige konglomerater.² Ellers er likesom i Vestfinmarken lerskifer, sandsten samt dolomitsedimenter, i mer eller mindre metamorf tilstand, kjendt fra Kirunaomraadet.

Det bergartskompleks som findes i det som et grundfjeldsvindu antagne omraade ved *Sjangeli* indenfor Ofoten³ minder i sine hovedtræk meget om det prekambriske strøk nærmest indenfor Alten og Porsanger. Man har som de vigtigste bergarter hornblendeskifer og grønsten med forekomster av broget kobber, kobberglans m. m. samt betydelige lag av dolomit, staaende steilt med strøk NNØ. Jeg har havt anledning til at se forskjellige bergartsprøver fra Sjangeli-omraadet, indsamlet av statsgeolog FOSLIE, og kunde konstatere en meget stor overensstemmelse. De nævnte Sjangelibergarter er gjennemsat av granit.

¹ Se SUNDIUS: Beitr. z. Geol. d. südl. Teils d. Kirunagebiets, 1915, s. 145.

² DAHLL nævner i N. N. g., s. 10, under opregningen av bergarter tilhørende øvre Gaisa *konglomerat* fra Kautokeino.

³ Se W. PETTERSSONS avhandling i G. F. F., 19, s. 296.

**Den Platysolenites-førende underkambriske
lerskifer-sandstensavdeling.**

(Hyolithuszonen — Dividalsgruppen.)

Som almindelig ellers i Skandinavien finder vi at de ujevnheter i jordoverflaten som var foraarsaket ved de prekambriske jordskorpebevægelser er blit helt utjevnet ved den kambriske tids indtræden.

Over denne nednivellerte overflate har det underkambriske hav trængt raskt frem og utbredt sine skifer- og sandstens-sedimenter over enorme omraader. Kun som en smal stripe fra sydvest mot nordøst stikker disse sedimenter nu frem i dagen, i omraadet videre i sydøst er de bortført av erosionen, i nordvest er de dækket over av lagrækker av anden karakter.

Mens avdelingen i den vestlige del av Finmarken allerede efter 150—160 meters mægtighet blir overleiret av den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe, sterkt horisontalforskjövne bergarter, har vi fra Vuorjegaissa-trakten og videre østover en av fjeldkjædebevægelsen i hovedsaken upaavirket, normal lagrække, med mægtighet op til den overliggende lyse massive sandsten (Porsangersandstenen) som tilhører den nedenfor omtalte lagrække, ca. 230 m.

Et forhold av stor interesse er at de sorte alunskifre, som længer sydover ligger ovenpaa de grønne og røde „Hyolithusskifre“ med deres sandstensindleiringer, ikke er iagttat noget sted hvor den underkambriske serie er nøiere studert, saaledes hverken i profilene omkring Altenelven eller i gaissene paa begge sider av Skoganvarredalen.

Efter TH. VOGT¹ er mægtigheten fra grundfjeldet til alunskiferen ved Luopahta 113 m., i Nordreisen 170 m. Da den øvre del av lagrækken under den lyse sandsten i gaissene ikke kan tænkes at svare til alunskiferen — denne maa hvis den har været tilstede utvilsomt ha hørt hjemme i endda høiere nivaa — maa man anta at Hyolithuszonens mægtighet tiltar ogsaa fra Nordreisen-distriktet i Tromsø amt og nordøstover.

Den nøiere inndeling av den underkambriske lerskifer-sandstensavdeling har ikke været gjenstand for noget mer indgaaende studium. Det fremgaar dog at foruten mægtigheten varierer ogsaa den petrografiske utvikling, særlig i de høiere nivaaer.

Overalt synes der at optræ en grovklastisk basalzone med konglomerat og sandsten og derover en mægtig avdeling grønne og chokoladefarvede skifre som opad blir mer sandholdige, med talrike sandstensbænker. I Altenomraadet faar man saa herover, fra ca. 80 meters høide, en henimot 20 m. mægtig, meget kompakt sandstenszone som ikke findes i denne utvikling f. eks. i Gaggagaissa, hvor en saa massiv sandsten mangler. Den nævnte sandstenszone svarer sandsynligvis til Vogts avdeling E, som kommer over Platysolenites-førende rød og grøn flammet skifer, D. Mens Platysolenites-nivaaet, som Vogt har fulgt mellem Torneträsk og Finmarken og som han ganske rigtig antok ogsaa burde kunne følges ind i Finmarken, paa den nævnte strækning ligger langt under 100 m. oppe i serien ligger Platysolenites-zonen i gaissene ca. 120 m. oppe, hvilket ogsaa angir en øket

¹ Referat av foredrag om „Geologiske studier langs den østlige del av fjeldkjeden i Tromsø amt“, N. geol. tidsskrift IV, s. 260, 1918.

mægtighet heroppe i nordøst. Nogen særlig kompakt sandsten ligger ikke over Platysolenites-skifren i gaissene før man kommer op i Porsangersandstenen ca. 100 m. høiere op. De fossilførende kalkstensbænker som er fundet i sydvest er intetsteds iagttat; Vogt nævner ogsaa at de inden det av ham undersøkte omraade kiler ut mot nordøst og forsvinder. Karbonatholdig sandsten er iagttat i Gagga-gaissa men her under Platysolenites-nivaaet. Like paa grænsen mot de mylonitiske kvarts-feldspatskifre i Altenomraadet findes en bænk av sterkt forkislet dolomit som dog kan være adskillig forskjøvet.

Jeg har hverken paa det geologiske kart, pl. XXI, eller paa profilet pl. XX,¹¹ avsat den underkambriske serie helt nede ved bunden av Porsangerfjorden da jeg der ikke har iagttat den i typisk utvikling. I det strøk hvor jeg skulde havt anledning til at se den, nemlig ved Østbotn, har jeg kun opholdt mig i faa timer, mens jeg ventet paa dampbaaten. Muligens er det her som ellers hvor man har den mægtige lyse sandsten anstaaende i høidene, at serien i normal mægtighet skjuler sig under sandstensuren. Jeg fik dog indtryk av at forholdene her nede var noget anderledes end længer syd, med mere sandsten i de nærmest ovenpaa prekambrium liggende lag. Likeledes er i sedimentærseriens allernederste del iagttat en mørk, overordentlig presset skifer som jeg ikke har set maken til i de typiske Hyolithuslag. Med den foldning som sandstenene temmelig nær over den prekambriske overflate viser, kunde man muligens tænke paa en lokal delvis utpresning av Hyolithusonen. Ogsaa REUSCH har iagttat en bergart som viser sterk opknusning. Dette spørsmaal vil ved en nøiere undersøkelse let kunne avgjøres.

Med hensyn til dannelsesmaaten saa er denne underkambriske lerskifer-sandstensserie utvilsomt avsat paa meget grundt vand. Forekomsten av tørkesprækker og et intraformationalt konglomeratlag antyder midlertidige tørlægningsperioder. Bergartenes regelmæssige lagningsforhold med rikelig optrædende skifersediment angir en avsætning i stillestaaende vand, uten sterke strømmer.

Noget rikt dyreliv har der tydeligvis ikke levet i denne del av det kambriske hav. Sedimentationen har været temmelig rikelig, d. v. s. de tilstøtende elver sterkt vandførende, hvad der under forutsætningen av et meget grundt hav betyr brakt vand, altsaa daarlige livsbetingelser for marine organismer.

Finmarkens ældre, dolomitførende sandstensrække.

Lagrækkens inndeling. Over den sidst omtalte avdeling ligger, hvor forholdene i det væsentlige er uforstyrret og lagfølgen normal, en mægtig sandsten som utgjør det ældste av de forskjellige led hvorav hovedmassen av de saakaldte „Finmarkens sandstensformationer“ er opbygget.

Vi har saavidt forholdene nu kjendes, fra ældre til yngre :

- A. Ældre underavdeling, *Porsangeravdelingen*, bestaaende av
1. (underst) Lys massiv sandsten (Porsangersandsten) med indleiring av mørke sandige skifre og skifrige sandstener. Mægtighet mindst 500 m.
 2. Grøn og rød lerskifer følger herover med overgangslag. Mægtighet ukjent (50—100 m.?)
 3. Massiv, lys, mest graahvitt forvitrende dolomit med talrike lag av intraformationale konglomerater (Porsangerdolomit). Mægtighet ca. 100 m.?

Denne underavdeling findes fra strøket omkring Porsangerfjorden i et belte mot øst, hvor den anstaar ved den indre del av Tanafjorden. Over de lyse kvartsitiske sandstener kommer her (ved Troldfjord) direkte, uten skiferzonen, en lys massiv dolomit med Porsangerdolomitens petrografiske karakter og sikkerlig hørende til samme nivaa. Dolomitzonens mægtighet er her i øst forholdsvis liten (15 m.).

- B. Yngre underavdeling, *Varangeravdelingen*: sandsten-skifer-dolomiteriene i strøket Kongsfjord—Vardø—Vadsø, herunder som vestlig facies Altenomraadets *Raipas*.

Der kan endnu være nogen tvil om tilknytningen mellem de to avdelinger A og B idet forholdene omkring Troldfjorden i Tana, hvor spørsmålet bedst vil kunne studeres, endnu ikke er utredet. Saken vanskeliggjøres forøvrig her ved den yngre, tillitførende sandstensrækkes optræden. Hvad vi vet er imidlertid at vi i Kongsfjorden paa Varangerhalvøens nordside har en mægtig lagrække av mørke skifre med indleirede sandstensbænker, en lagrække som ikke kan indordnes under den nævnte Porsangeravdeling, men som utvilsomt maa være yngre end denne og som igjen danner det underste led i en mægtig avdeling med forskjellige sandstenshorizonte, vekslende med sterkt skifrige og skiferblandede lyse, mest gullig forvitrende dolomiter (eller sterkt dolomitiske kalkstener).

Jeg vil anta at de stratigrafiske forhold er slike, at man over Porsanger-Tanadolomiten oprindelig har havt en lys sandsten, svarende til Løkvikfeldets mægtige lyse sandsten, hvorover saa den mørke skifer kommer.

Naar jeg ikke medtar denne Løkvikfeldets sandsten, som paa kartet, pl. XXI, foreløbig er slaat sammen med den ældre

avdeling A, men begynder med den nævnte mørke skifer blir leddene i den øvre underavdeling følgende:

1. (underst) Kongsfjords skiferserie med indleiring av kvartsitiske sandstensbænker. Mægtighet flere hundrede meter.
2. Baasnæringens sandstensserie. Mægtighet ca. 2000 m.
3. Baasfjords dolomit-skifer-sandstensserie. Mægtighet flere hundrede meter.
4. Makur-Havningberg-Vardøs sandstensserie med skifer- og lerstensindleiringer. Mægtighet over 1000 m.
5. Syltefjords og Persfjords dolomit-skifer-sandstensserie. Mægtighet mindst hundrede meter.

Hørende til 5 har vi sandsten- skifer- og konglomeratbergartene paa sydsiden av Varangerfjorden, saa langt ind som til Mortensnestrakten.

Vi kommer saa til spørsmålet om *Raipas*avdelingens stilling til de nævnte lagrækker. Til at begynde med har vi her følgende holdepunkter. Den almindelige karakter av de paa Altenbladet optrædende *Raipas*-sedimentbergarter med hensyn til metamorfose stiller dem helt i klasse med de ovenfor nævnte avdelingers bergarter. De avvikelser som findes naar man kommer videre vest- og nordover i Alendistriktet, fyllitdannelse, utpresning av konglomerater o. a. skyldes paavirkning under den kaledoniske fjeldkjædebevægelse. Videre maa *Raipas*avdelingen antas at være enten ældre eller yngre end *Porsanger*avdelingen. Med den forholdsvis lille avstand er den petrografiske avvikelse — selv bortset fra eruptivene — for stor til at der kan være samtidighet. *Porsanger*avdelingen mangler helt den graa til sorte fine lerskifer som er saa karakteristisk for *Raipas* hvor ogsaa den undre del av avdelingen er blottet, som i *Kaafjord*. Ogsaa dolomiten viser betydelige avvikelser.

Raipasdolomiten er, naar undtas den øverste del, mer skifrig og skiferblandet og har i almindelighet en gul eller brunlig forvittringshud, motsat Porsangerdolomitens hvitgraa. De optrædende koncentriske strukturer er imidlertid av samme natur som de tilsvarende i Porsangerdolomiten, kun er et sekundært fænomen kommet til i Raipas, nemlig en eienommeligg forkisling, som har bevirket dannelsen av de tilnærmet cylindriske rør.

Mens vi intetsteds har iagttaaet en sedimentrække med Raipasavdelingens karakter under den underkambriske lerskifer-sandstensserie har vi i et nivå som maa ligge over Porsangeravdelingen en lagrække som viser paafaldende likhet med Raipassedimentene. Vi har her i den undre del, i Kongsfjordens skiferserie, en betydelig mægtighet av mørke, fine lerskifre (med sandstensindleiringer); i dennes øvre del optræer lerstener, makroskopisk meget lik dem fra Alten uten at dog tuffmateriale kan paavises (i to undersøkte præparater). Imidlertid er disse lerstensbergarter paafaldende rike paa smaa hornblendenaaler, som antyder en tilblanding av basisk eruptivmateriale. Videre har man paa Varangerhalvøen en sandstensserie som opad gaar over i en dolomitisk horisont som med sin skifrige karakter viser adskillig likhet med den underste del av den mægtige dolomithorisont i Raipasfjeld; saa atter en ofte graavakkeagtig uren sandsten som kunde svare til Raipassandstenen og som viser de samme konglomeratisk-koncentriske dannelser (se pl. XIV, fig. 1 og 4). Ooliter kjendes efter ZENZÉN fra karbonatbergarter i Kvænangens Raipas.

Det som av petrografiske grunde skulde gjøre den yngre, ikke prekambriske alder av Raipas tvilsom skulde da være avdelingens rikdom paa vulkanske effusivbergarter, bergarter som

ikke er iagttat i øst. Hvis vi imidlertid ser paa avstanden fra Varangerhalvøen og til Raipas lava-tuff-omraadene i Vestfinmarken, saa er den meget betydelig, saaledes fra Berlevaag til bunden av Altenfjorden over 20 norske mil. Og selv om vi antar at de typiske Raipasforhold fortsætter, i fjeldkjædens retning, op til Honningsvaag, saa er avstanden endnu 10 mil. Efter min opfatning har vi et lignende forhold som mellem fjeldkjæde-omraadets mægtige effusivserier i strøket Stavanger-Trondhjemsfeltet og tilsvarende lava- og tuffrie lag av Kristianiafeltet kambrosilur. Avstanden fra Mjøsomraadets kambrosilur til de nærmeste effusivomraader i nordvest er knapt 150 km. Regner man her avstanden til forbindelseslinjen mellem Stavangertraktens og Trondhjemsfeltets sydøstre vulkanske omraader blir avstanden fra Kristianiafeltets ordinære sedimentrække meget litet over 10 mil.

Med hensyn til likheten mellem Raipasavdelingen og noget av mig iagttat, sikkert prekambrisk sedimentkompleks i Finmarken, saa er da Joriomraadets det eneste der kan være tale om at sammenligne med. Ser vi her først paa sedimentene vil vi i dette sydlige omraade støte paa en mørk, tildels noget fyllitisk lerskifer, som utvilsomt minder sterkt om den sortagtige Raipas-skifer, f. eks. fra Kaafjord, desuten en finkornig dolomit, som ogsaa minder adskillig, dog ikke helt ut om Raipas-dolomiten. Noget tilsvarende til Raipassandstenen kjendes imidlertid ikke fra indlandsomraadet. Hertil kommer saa vulkanske bergarter som viser adskillig likhet, dog ogsaa forskjelligheter, saavidt jeg kan dømme efter det jeg har set av Raipaseffusiver. Analysen av en basaltisk tuff fra Raipas og en porfyrisk bergart fra Jori viser (se analyse I, s. 41 og I, s. 121) adskillig forskjel.

Den paafaldende lave lerjordsgehalt i begge Raipas-analysene gjenfinder vi ikke i Joribergarten.

At slutte samtidighet bare efter en nogenlunde petrografisk overensstemmelse er meget farlig, naar der ikke foreligger særlig karakteristiske bergartstyper og helst flere av disse. Det gjør det her ikke. Det kan vi derimot trygt si at det gjør, naar man sammenligner Raipasavdelingen og lagrækken paa Varangerhalvøen.

Hertil kommer videre at de almindelige geologiske forhold absolut støtter antagelsen av Raipasavdelingens yngre, ikke prekambriske alder.

Mit ophold ved Porsangerfjorden har vist mig at den subkambriske overflate der holder jevnt mot nord, ikke bare paa den lange strækning den ligger i dagen syd for fjordens bund, men sikkerlig ogsaa videre nordover, idet vi her møter stadig høiereliggende lag. Det er da det naturlige at anta at den gamle fjeldoverflate holder jevnt mot nord(-vest) ogsaa indenfor bunden av Altenfjorden, nordenfor der flaten nu forsvinder i Altenelvsnivåa, ved Savtso. Og kurvene for denne overflates skraahet, hvor den kan direkte iagttas, viser os at flaten synes at helde mer i Alten end i Porsanger (se s. 265), hvilket vil svare til at vi i førstnævnte omraade raskere kommer op i høiere lag end i sidstnævnte naar vi gaar mot nordvest, d. v. s. at Raipasavdelingen maa antas for yngre end Porsangeravdelingen.

Indlandets prekambriske bergarter er overalt tydeligvis sterkt sammenstuet; de forholdsvis litet metamorfe Joribergarter staar, hvor jeg har set dem, paa en strækning lodret strøket av over 1 mil, helt lodret. Raipasbergartene ligger inden Altenbladets omraade — hvor de er forholdsvis ubetyde-

lig, dog noget paavirket av den kaledoniske foldning — kun i en forholdsvis svak sadel med diskordansen mot den overliggende serie mest meget liten. I dette forhold har vi ogsaa en viktig forskjjel.

Naar jeg i mine foreløbige meddelelser fra Alten (N.G.U. Aarb., 1915) fandt — likesom ZENZÉN har gjort det — en prekambrisk alder av Raipas sandsynlig, var dette helt naturlig slik som forholdene arter sig i den vestligste del av Finmarken. En tydelig foldning ældre end en sedimentavdeling som igjen er prekaledonisk, maatte naturligst placeres i prekambrium. En sammenligning med Kaninhalvøen pekte i samme retning (l. c. s. 10—11).

TH. VOGT har efter sit kortvarige besøk i Raipasfjeld i 1916 ment at ha fundet holdepunkter for at Bossekopavdelingen skulde svare til Hyolithussonen, idet der i B. forekommer skifer som helt ligner den *Platysolenites*-førende røde skifer i nævnte zone. Videre har Vogt ikke kunnet finde nogen diskordans mellem Bossekop- og Raipasavdelingen og sidstnævnte skulde saaledes maatte opfattes som et slags eokambrium. Nu har jo imidlertid ogsaa Zenzén, i Kvænangen, fundet samme diskordans som jeg i strøket omkring Bossekop, og likeledes i Bossekopavdelingen i Kvænangen et konglomerat med stener av Raipasbergarter. At der ligger et betydelig tidsinterval mellem de to avdelingers dannelse er derfor ikke tvilsomt. Med antagelsen av Bossekopavdelingen som underkambrisk maa man ihvertfald ta skridtet helt ut og anse Raipas som hørende til prekambrium.

Bemerkninger om de forskjellige eiendommelige strukturer som er fundet i enkelte av lagrækkens dolomit- og

kalkstenshorizont. Saavel fra Raipas- og Porsanger-dolomit som fra dolomitstykker i Varangertraktens konglomerater og endelig fra en kalksten i Syltefjord er der iagttaget mer eller mindre buede — urglasformige, halvkuleformige, tapformige eller kølleformige — strukturer der alle har det tilfælles at de er opbygget av lamellære lag som skiller sig fra hverandre ved en forskjellig kornstørrelse og derigjennem ved en lysere eller mørkere farve. Nogen radierende struktur er aldrig iagttaget.

Helt lignende dannelser er kjendt fra andre strøk av jorden, særlig fra Nord-Amerika, hvor de bl. a. optrær i mængde i dolomit fra overgangslagene kambrium-ordovicium og underste ordovicium (Ozarkian-Canadian) over et meget stort omraade i den østlige del av De Forenede Stater. Man har her ialmindelighet middels sterkt buede lameller som fra det ene halvkuleagtige parti gaar direkte over i de tilgrænsende. En slik strukturtype med, forøvrig, konveksiteten vendt nedover, blev i 1883 av J. HALL git navnet *Cryptozoon proliferum* (36. Ann. Rep. N. Y. St. Mus. Nat. Hist. pl. VI). Siden er der opstillet en række „arter“ av *Cryptozoon*, hvorav flere ligner helt de i Finmarken forekommende typer. Den i 1886 av WINCHELL (Geol. a. Nat. Hist. Surv. Minnesota, 14 Ann. Rep., s. 313) opstillede *C. minnesotense* forekommer bl. a. i en type som synes at være overordentlig lik den tilnærmet cylinderformede fra Porsanger, (*Gymnosolen*-varietetet). Der nævnes eksemplarer som er subcylindriske, fra en til to tommer i diameter, og de sammenlignes med en række kopper eller fingerbøller sat i hverandre. Man har i almindelighet i Amerika opfattet disse strukturer som bestemte fossiler. I GRABAUS og SHIMERS

„North American Index Fossils“, I, 1909, staar f. eks. *Cryptozoon* opført sammen med slechter av stromatoporer, som de minder meget om. WIELAND har i 1914 (Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 33, s. 237) beskrevet en „form“ *Cryptozoon bassleri* og hævdet at den maa henregnes til *Lithothamnium*- eller *Girvanella*-lignende marine kalkalger uten at dog disse slegters fine struktur er paavist.

I en avhandling „Oolith und Stromatolith im nord-deutschen Buntsandstein“ (Z. d. deutsch. geol. Gesell. B. 60, 1908) har KALKOWSKY under navn av *stromatoliter* beskrevet og avbildet dannelser av samme karakter bestaaende av mer eller mindre buede lameller, ofte med indleiringer av eller i vekselagning med oolitbergart. Der omtales ogsaa her rør- eller cylinderformede typer, som tildels viser forgreninger. Hans pl. VIII minder overordentlig om enkelte strukturer fra Porsangerdolomiten, hvis man tænker sig disse sterkt formindsket; hans pl. VII, fig. 1 fremstiller en rørlignende type som bringer en til at tænke paa den, som vi nu finder i delvis forkislet tilstand i Raipasdolomiten. Kalkowsky hævder bestemt stromatolitenes organiske oprindelse, men fremholder at de hverken tilhører koraller eller svampdyr. Han anser en vegetabilisk oprindelse som mer sandsynlig: „Wir müssen also annehmen, dass es niedrig organisierte pflanzliche Organismen gewesen sind, die Anlass gaben zur Abscheidung kohlen-saures Kalkes“ (s. 125).

I sit arbeide „Pre-Cambrian Algonkian Algal Flora“ (Smithson. Misc. Coll. Vol. 64, No. 2, 1914) har WALCOTT fra den ung-proterozoiske Newland limestone i Montana og Arizona opstillet en slekt *Collenia* med flere forskjellige arter der som han selv fremhæver sterkt minder om *Crypto-*

zoon. I virkeligheten kan der ikke være tvil om at der foreligger dannelser av helt samme karakter som dem der er beskrevet av HALL som *Cryptozoon* og av KALKOWSKY som *stromatoliter*. Dette bekræftes ved studiet av stykker av *Collenia*, velvilligst sendt mig av Walcott. *Collenia*-strukturene er fundet sammen med andre, av Walcott i nævnte arbeide beskrevne strukturer og i de dannelser som han benævner *Camasia* og som forøvrig med sin celleagtige struktur viser en fra *Collenia* meget forskjellig bygning er der (av dr. A. Mann) i residuum efter opløsning med saltsyre fundet mikroskopisk smaa celler eller celletraader, som synes at angi at her foreligger blaagrønne alger (*Cyanophyceæ*).

I 1911 har, som tidligere nævnt, G. STEINMANN i RAMSAYS arbeide over Kaninhalvøens geologi (Fennia, 31, no. 4) beskrevet, under navnet *Gymnosolen Ramsayi*, en strukturtype som kommer overordentlig nær den i dette arbeide s. 142 avbildede og som likeledes viser stor likhet med avbildninger i Kalkowskys avhandling. Steinmann oppfatter *Gymnosolen* som en dyrisk organisme, en cöleterat, av korallignende type, men fremhæver dens isolerte stilling.

En stromatolitisk struktur er nylig av WIMAN beskrevet fra kalksten i den omstridte svenske Visingsøformation (se G. F. F., 37, s. 369). Likeledes sandkorn, omgit av antagen „algkalk“. Tidligere har NATHORST beskrevet og avbildet (G. F. F., 4, pl. 15) en i samme serie forekommende struktur, der vel nærmest maa opfattes som et intraformationalt konglomerat, hvor de enkelte, ganske tynde lamelleagtige stykker muligens (som Wiman gjør opmerksom paa) kan repræsentere istykkerbrukne partier av en tilsvarende algkalk som den i Wimans figur avbildede.

Skal vi efter de i Finmarken optrædende, hithørende dannelser opgjøre os en mening om disse strukturers natur har vi følgende holdepunkter. Lamellenes forløp varierer overmaade meget i forskjellige og ogsaa endel inden et og samme lag. Der er videre alle mulige overgangstyper mellem kølleformige, tap- eller fingerformige (med eller uten forgreninger), halvkuleformige- og næsten plane strukturvarieteteter. Allerede dette antyder at man *ikke har at gjøre med et fossil* i ordets egentlige forstand; det kan ikke dreie sig om en korallignende organisme, som STEINMANN antok, og neppe heller om nogen kalkalge, hvad forøvrig den ytre form av f. eks. de grenede varieteteter fra Porsanger kunde tyde paa. Avgjørende er mangelen paa enhver struktur utenom den lagvis lamellære. De omtalte dannelser maa ha en mer almindelig forklaring. Da de imidlertid ikke kan forklares som et ordinært, ved tyngdekraften bundfældt karbonatsediment, faar man kun én utvei tilbake: de maa betragtes som *kemisk utfældte masser*. Dog ikke utfældt som f. eks. gips og stensalt, ved inddampning e. l.; her foreligger utvilsomt en langt mer komplicert dannelsesmaate. Det som det uten tvil ligger nærmest at tænke paa er en utfældning av karbonat av karbonatholdig vand *ved organisk fysiologisk virksomhet*. Disse dannelser maa naturlig høre ind under den gruppe av karbonatsedimenter som K. ANDRÉE (se Ueber Sedimentbildung am Meeresboden, Geol. Rundschau, B. VII, S. 282, 1916), betegner *fysiologisk fældningskalk*. Og her vil man da maatte tænke paa en virksomhet ved lavtstaaende *planter*, alger og bakterier. Man har et holdepunkt i det nævnte fund av algetraader fra Newland kalkstenen, samt i en noget senere gjort iagttagelse av hvad maa være

bakterier i en anden av formene fra Montanas proterozoikum (algonk)¹.

Videre maa nævnes DREWS bekjendte paavisning av at der i Floridagolfen utfældes fint kalkslam ved en bakteries (*Bacterium calcis*') fysiologiske virksomhet². Endelig maa fremhæves ferskvandsalgers evne til utskillelse av en kalkskorpe, eller endog knolleagtige koncentriske dannelser (se f. eks. pl. 4, fig. 1—2 i Walcotts arbeide *Algonkian Algal Flora*). Ogsaa for dannelsen av kildeavsætninger, som ofte kan ligne de her omtalte overordentlig, spiller alger en betydelig rolle.

Med hensyn til benævnelsen av de forskjellige lamellære strukturer som er omtalt fra Finmarken, saa har man i KALKOWSKYS uttryk *stromatolit* en fuldt tilfredsstillende betegnelse. Man har her et fællesuttryk der indbefatter alle de forskjellige varieteter som nu er git specielle men vanskelig opretholdbare navne som *Cryptozoon*, *Collenia* og *Gymnosolen*. Walcotts øvrige „slegtsnavne“ som *Newlandia*, *Camasia*, *Gallatina* o. a. omfatter mere specielle, avvikende typer uten de typiske stromatolitkarakterer.

Helt stemmende med forklaringen av stromatolitene som kemisk utfældte masser er den hyppige forekomst av *oolit*- eller *oolit*-lignende dannelser sammen med dem. Dette er et forhold som er vel kjendt ved amerikanske *Cryptozoon*-„rev“ og det er gjort til gjenstand for særlig behandling av KALKOWSKY i hans nævnte arbeide. Typiske ooider er

¹ Se WALCOTT: *Discovery of Algonkian Bacteria*, Proc. Nat. Acad. of Sciences, I, 1915.

² *On the Precipitation of Calcium Carbonate in the Sea by Marine Bacteria*. Papers from Tortugas Lab. Carnegie Inst. Vol. 5, 1914 — samt senere arbeider av T. W. VAUGHAN.

i Finmarken fundet sammen med stromatolit, tildels inde i selve den knolleagtige masse, mellem lamellene, i kalksten fra Syltefjord (pl. XVI, fig. 1); desuten forekommer indimellem stromatolitene (i den nedre del av zonen) ved Hestnes i Porsanger de eiendommelige oolitlignende strukturer som er gjengit pl. X, fig. 1—4.

Det synes ogsaa for de omstridte ooliters vedkommende at bli den naturligste forklaring at der foreligger kemiske utfældninger, som fortrinsvis skyldes (plante-)organismers livsfunktioner.

At ogsaa de mer uregelmæssig formede smaa dannelser fra Porsangerdolomiten maa være dannet ved en kemisk utfældning av karbonat kan neppe være tvilsomt. De mørke linjer i den lysere, mer grovkrystallinske masse maa opfattes som *tilvekstlinjer*. Et træk disse dannelser har tilfælles med de ekte ooliter er at ofte flere mindre av disse uregelmæssig rundede legemer ligger indesluttet i et større. Det svarer til de saakaldte polyooider. Det som skiller disse dannelser fra ooliter i egentlig forstand er tilvekstlinjenes og dermed omridsets sterkt uregelmæssige karakter. Oolitenes mest typiske træk er jo ialmindelighet deres utpræget regelmæssig koncentriske bygning.

Den forklaring som falder naturligst for opkomsten av en slik mer uregelmæssig struktur er at man paa de forskjellige sider av vedkommende partikel ikke har havt like gode betingelser for en utfældning, for en vekst. Dette faar man et godt indtryk av ved at se paa den øvre ooidlignende dannelse fig. 4, pl. X. Paa den side som nu vender ned har man faat en ekstra tilvekst, med en tilvekstlinje som bare omfatter denne nedre del. Ogsaa hos egne ooider, særlig i mer langagtige typer, finder man forøvrig ofte en noget

forskjellig tilvekst paa forskjellige sider men tilvekstlinjene er her *kontinuertlige*. Dog har jeg i en egte oolit fra Finmarken, nemlig fra Syltefjord, set utpræget langagtige, i tverrsnit stavformige ooider, hvor de i snit næsten paralleltløpende tilvekstlinjer løp ut i overflaten ved stavens ender, altsaa et lignende forhold som vist paa fig. 4. I enkelte tilfælder har man temmelig sikkert havt en utfældning *omkring et bruddstykke av karbonatbergart* paa samme maate som omkring kvartskorn (se pl. XVI, fig. 2). Denne oolit fra Syltefjorden viser i virkeligheten adskillige likhetspunkter med strukturene fra Porsangerdolomiten. Den genetiske forskjel skulde vel være at mens de egte oolitors ooider har kunnet bevæges frit av bølger og strøm har Porsangerdolomitens smaalegemer været mere bundfæstet, med en tid den ene side, en anden den anden side vendende ned eller dækket til, saa karbonatutfældningen der blev hindret. Vi kommer jo i virkeligheten paa denne maate over til dannelser av stromatolitisk type, hvor utfældningen er sket ikke omkring løse stykker men ned mot selve bunden eller omkring algekolonier som det kjendes fra ferskvandsdannelser og varme kilder.

LORETZ har for lang tid tilbake (se Unters. über Kalk und Dolomit I, Z. d. d. geol. Ges. 30, 1878) fra Tirolerdolomit beskrevet oolitstrukturer, hvorav enkelte med sin uregelmæssige form tydelig minder om de nævnte fra Hestnes. Han opstiller der (s. 389) betegnelsen *oolitoid*-struktur, som ogsaa kan anvendes for de omtalte norske dannelser. Sammen med oolitoider forekommer i de av Loretz undersøkte bergarter lamellært opbyggede partier av utpræget stromatolitisk struktur. Ogsaa ved Hestnes forekommer, som det kan sees av pl. X, fig. 1, (i tverrsnit) langagtige, tydeligvis uregelmæssig plateformige partier av finkornig karbonat. Med den overmaade ringe

tykkelse som enkelte av disse har, og forekomstmaaten sammen med de nævnte dannelser tat i betragtning, holder jeg det ikke for helt sikkert at det her dreier sig om bruddstykker av ældre karbonatmasse. Heller ikke her er antagelsen av en kemisk utfældning usandsynlig. KALKOWSKY viser paa sine tekstfigurer (fig. 1—2) hvorledes der fra stromatolitmassen ofte gaar lange tynde, tildels sterkt bøiede utløpere.

I forbigaaende kan bemerkes at uregelmæssige oolitiske dannelser (oolitoider) er beskrevet av TØRNEBOHM fra kalksten i den svenske Dalformation samt fra Birikalken (G. F. F. 31, s. 725). Disse strukturer er av ROTHPLETZ uten videre kaldt kalkalger.

Anderledes stiller saken sig naar vi kommer til de større eller mindre partikler som oppbygger de i Porsanger- og Tanadolomiten saa overordentlig almindelige *intraformationale konglomerater*. Her foreligger ialfald for det meste virkelige *bruddstykker*. Særlig for de større av de indesluttede stykkers vedkommende, med deres (i tversnit) langagtig elliptiske eller avlangt rektangulære form med meget ofte antydning til en regelmæssig fin skiktning i længderetningen, er dette klart. Disse intraformationale konglomerater er ganske interessante dannelser. WALCOTTS definition er: „An intraformational conglomerate is one formed within a geologic formation of material derived from and deposited within that formation“ (Bull. Geol. Soc. Am. 1894, s. 191). I Amerika er der vokset op adskillig literatur om hithørende dannelser. En oversigt er nylig leveret av H. M. FIELD i et arbeide „A preliminary Paper on the Origin and Classification of Intraformational Conglomerates and Breccias“ (Ottawa Naturalist, XXX, 1916). En mer generel omtale av hithørende konglomeratdannelser

er tidligere bl. a. git av BLACKWELDER i „Research in China“ I, p. 2, s. 386.

Porsangerdolomitens konglomeratdannelser betegner ingen nævneværdi stans i sedimentationen eller noget hul i lagrækken. Man maa tænke sig den flate, halvt hærdnede kalkslambund brutt op i større og mindre flak av bølger som saa har viderebehandlet stykkene, delt dem op og tildels kant-rundet dem. Efter en midlertidig tørlægning med dannelse av tørkesprækker vilde opstykningsprocessen gaa særlig let for sig.

Imellem de større stykker ligger der mindre, av meget vekslende størrelse, like ned til bittesmaa, mest med uregelmæssig rundagtig form. Ved enkelte av disse har jeg seet antydning til en koncentrisk struktur, idet de har havt en ytre jevntyk randzone med lysere, mer grovkornig substans omkring den mørke, meget finkornige centrale del. I rand-zonen kan man ofte se antydning til en radialstruktur. Disse tilsynelatende om ooliter mindende forhold har sikkerlig ingenting med oolitdannelse at gjøre; den ytre zone betegner derimot en *periferisk omdannelseszone*, hvor den oprindelige, finkornige karbonatmasse er blit erstattet med en mer grovkrystallinsk. Denne omdannelse ser man i alle mulige stadier til den helt har gjennomtrængt stykket.

At samtlige korn skal være bruddstykker av ældre lag tør jeg ikke paastaa. Man kunde ogsaa her i enkelte tilfælder tænke paa en kemisk utfældning. Jeg har ogsaa set store, adskillige centimeter lange stykker som med sin stromatolit-lignende struktur kunde tydes paa den maate. Det pl. X, fig. 6 gjengivne snit kunde tyde paa en utfældning av karbonatmasse paa overflaten av et vanlig bruddstykke. Man ser her paa venstre side et tyndt lag med en eiendommelig porøs

struktur. Ogsaa andre forfattere har været inde paa at bruddstykkene i lignende kalk- og dolomitkonglomerater tildels kan, direkte eller indirekte, være av organisk oprindelse; ikke i form av sekundært avleirede fragmenter av kalkskaller e. l. men som *in situ* dannede masser. En slik konglomeratisk bergart blir at henføre til Fields gruppe „bioglomerater“. Den organiske oprindelse av bruddstykkene er imidlertid i de fleste slike tilfælder temmelig hypotetisk.

Med sikkerhet tør jeg heller ikke uttale mig om den oolittlignende struktur som er iagttat i dolomitpartiet paa hoiden op for Jotkajavrre fjeldstue (se pl. XVII, fig. 4). Jeg anser det som sandsynligst at der her foreligger en bergart bestaaende av klastisk tilførte, rundede dolomitmørn, hvori der, fra randen av, er foregaat en omdannelse av den fin-kornige karbonatsubstans til en mer grovkrystallinsk. Kornene er i hovedsaken av samme karakter som de finere i flere av Porsanger-Tanadolomitkonglomeratene, kun er de mer jevnstore. Store stykker har jeg ikke set i denne bergart.

Det vil fremgaa at den aldeles overveiende del av Finmarkens karbonatbergarter er dolomitiske kalkstener eller dolomiter. Flere analyser viser en sammensætning som praktisk talt svarer til normaldolomiten. Uten at gaa nøiere ind paa det vidtløftige dolomitisationsspørsmål skal her pekes paa det interessante forhold at stromatolittannelserne i Syltefjord (pl. XII) bestaar av praktisk talt magnesiafri kalksten, motsat tilsvarende dannelser i Porsanger. Dette taler i aller høieste grad til fordel for den antagelse at her foreligger en sekundær omdannelsesprocess, at samtlige karbonatbergarter oprindelig har været tilstede som *kalksten*. Den regelmæssig *lagvis* optrædende dolomitisation, med — som det fremgaa av bergartenes ytre karakter — i hovedsaken ensartet sam-

mensætning inden de enkelte zoner, antyder videre at man maa opfatte dolomitisations-processen som foregaat paa et meget tidlig stadium, endnu før lagene var hævet paa det tørre. Der er intet som tyder paa at de for senere sterkere orogenetiske bevægelser utsatte karbonatmasser i Altendistriktet har undergaat en sterkere dolomitisation end de mindre paa-virkede karbonatbergarter længer øst. Ogsaa i Raipasfjeld-området (likesom i Kaafjord) har vi kalksten (se analysen s. 35).

WALCOTT har hævdet at de mægtige proterozoiske kalkavsætninger hvorfra han har sin „algal flora“ er av *ferskvandsoprindelse*, dannet i store sjøer som ikke eller kun sjelden havde forbindelse med havet. At anta saa mægtige karbonatdannelser som det der dreier sig om, som ferskvandsdannelser lar sig dog neppe gjøre. Det samme gjælder Finmarkens dolomiter. Tiltrods for at der endnu ikke er paavist (marine) fossiler og det av den grund kunde være nærliggende at tænke paa en innsjødannelse, maa man anta at Finmark-dolomitenes avsætningsomraade var tilknyttet det store hav. De kalkavsætninger (som f. eks. Cyanophyceæ-kalk) som man kjender fra nutidens normale innsjøer er jo temmelig ubetydelige, hvor de idetheletat findes. Og det avgjørende er at man i lignende stromatolitførende dolomiter i Nordamerika har fundet marine fossiler.

Som nævnt kan kildeavsætninger ha en meget stor likhet med stromatolitstrukturene. Under omtalen av de koncentriske strukturer i Porsanger-dolomiten siger ogsaa REUSCH (N. N. g. s. 56): „Den beskrevne tekstur har bragt mig til at tænke paa kildeavsætninger“. For saa vidtstrakte dannelser som stromatolitene viser sig at være, baade i Finmarken og andetsteds, strækker imidlertid denne forklaring ikke til.

Lagrækkens sandsynlige alder. Det stratigrafiske resultat jeg er kommet til er som før nævnt at denne Finmarkens ældre, dolomitførende sandstensrække, som kvantitativt utgjør hovedmassen av amtets relativt umetamorfe bergarter, er yngre end den underkambriske *Platysolenites*-førende serie. Sandstensrækken maa videre være ældre end den kaledoniske fjeldkjædes hovedperiode, som i dette strøk efter analogi fra Hitteren og Spitsbergen sandsynligvis falder allerede inden (over-)siluren. Foreligger der saa holdepunkter for en nøiere fastsettelse av alderen indenfor dette betydelige tidsinterval?

Vi har set at ovenpaa den underkambriske series veksler av lerskifer og sandsten kommer, hvor den normale lagrække kan studeres, d. v. s. paa en omtrent 10 mil lang strækning i nordøstlig retning, regnet fra Vuorjegaissa, den mægtige lagpakke av lys massiv Porsangersandsten. Nu vet vi at der ved Torneträsk — likesom længer nordover, i Tromsø amt — ovenpaa de grønne og røde skifre med sine indleirede sandstensbænker ligger en temmelig mægtig serie (MOBERG oggir i profil II ved Torneträsk 72 m.) av sorte skifre som særlig efter TH. VOGTS undersøkelser maa antas at ligge nogenlunde *in situ* og som derfor med sandsynlighet kan antas at svare til de mellem- og muligens overkambriske alunskifre i sydligere trakter av Skandinavien. Denne sorte skifer mangler altsaa i det nævnte strøk av Finmarken.

Med en ikke større avstand kan man trygt si det er utelukket at den undre del av Porsangersandstenen kan svare til den nævnte sorte skifer i den forstand at de to sedimentrækker direkte betegner hverandres fortsættelse. Forutsat at de sorte skifre svarer til de kambriske alunskifre har man to muligheter: enten mangler de tilsvarende lag i nordøst og den lyse sandsten betegner en yngre dannelse eller de

to rækker kan være samtidige, men maa tilhøre hvert sit avsætningsbækket, avskilt ved en stængende barriere. Av disse muligheter er den første absolut den sandsynligste, idet avstanden mellem de to sedimenttyper er forholdsvis meget kort. Det synes rimelig at anta at de sorte skifre som længer syd ligger paa de typiske Hyolithusskifre, enten ikke er blit avsatt saa langt mot nordøst som i Porsanger-området eller at de er blit avsatt, men vækerodert, før Porsangersandstens sedimentation. Det er i denne forbindelse av interesse at ogsaa i den sydlige del av det skandinavisk-baltiske område mangler i øst (Estland) Paradoxides- og Olenid-skiferne eller ækvivalente dannelser.

Naar vi saa ser os om for at prøve at finde sedimentter som kunde tænkes at svare til denne Finmarkens lagrække ser det til at begynde med daarlig ut. Kristianiafeltet og samtlige sydsvenske og baltiske områder frembyr i hele sin kambro-silur ikke nævneværdige likhetspunkter. Selv om man enkelte steder i enkelte nivåer har sandige lag finder man intetsteds sandsten av tilnærmet tilsvarende mægtighet og ikke heller de mægtige dolomitiske avleiringer. Om vi gaar over til det sydnorske vestland finder vi den ældre del av kambro-silur fremdeles repræsenteret ved alunskifer hvorover kommer fyllitiske skifre. Heller ikke de yngre, ung-ordoviciske og gammel-siluriske lag paa vestlandet ligner. Temmelig mægtige, ofte noget dolomitiske kalkstener træffer vi i det trondhjemske, men først i Nordland optræder rene dolomiter (ved siden av kalkstener) og i slike mægtigheter at den lagrække de karakteriserer, derved skiller sig skarpt ut fra det sydlige Skandinaviens. Her møter vi imidlertid den vanskelighet at alderen av den nordlandske glimmerskifer-marmorgruppe endnu er ukjent.

Gaar vi *utenfor* Skandinavien finder vi imidlertid allikevel et tilknytningspunkt. Allerlængst nordvest i Skotland gaar der en smal stripe av kambro-siluriske bergarter som stikker frem under de fra sydøst fremskjøvne kaledoniske metamorfe fjeldmasser. Man har her en nøie studert sedimentserie paa tilsammen omkring 650 meters mægtighet. Underst har man sandstener og kvartsiter (med bl. a. den bekjendte „Pipe Rock“) førende en temmelig fattig underkambrisk fauna. Herover kommer noget som her særlig interesserer: en mægtig, omkring 500 meter tyk serie bestaaende av dolomit og, underordnet, kalksten. Det er den saakaldte *Durnessdolomit*. Overordentlig almindelig fører disse dolomitlag *flint* i knoller og lag, dertil ofte *ooliter*, i enkelte tilfælder forkislet. Av andre bergartsgrupper omtales¹ bl. a. lagvis forekommende breccier (s. 377), efter beskrivelsen typiske *intraformationale konglomerater* og endelig nævnes nogen kulelignende strukturer med koncentriske lameller (se s. 424), muligens *stromatolit*-lignende dannelser. Vi ser her en række likhetspunkter med Finmarksdolomitene.

I enkelte zoner av Durness-dolomiten er der fundet endel, gjennomgaaende daarlig opbevarte fossiler, mens store lagtykkelser ikke har ydet andre fossiler end merker efter ormboringer. De fossiler som er fundet byr paa en usedvanlig interesse derved at de skiller sig helt ut fra øvrige britiske omraaders og isteden tilhører en utpræget *amerikansk* type. Det som væsentlig forekommer er — foruten svampnaaler paavist i flint — snegler, desuten cephalopoder og muslinger, mens trilobiter som er de aldeles overveiende

¹ Se „The geological Structure of the North-West Highlands of Scotland“, Memoirs Geol. Surv., Great Britain, 1907.

fossiler i samtidige lag ellers i Europa, omtrent ikke er fundet.

Durness-dolomitens alder angis i det nævnte store arbeide til mellem- og over-kambrium. At dømme efter den nyere amerikanske literatur maa imidlertid Durness-dolomiten regnes til Ordovicium, til denne formations allerunderste del. Dolomitserien angis av ledende amerikanske stratigrafer at tilhøre amerikanernes *Canadian*, d. v. s. at være samtidig med *Dictyograptus flabelliforme*-zonen og muligens række noget høiere op. Man har saaledes her i Nordvest-Skotland, trods en i almindelighet tilsynelatende ubrutt lagfølge, et betydelig hul i lagrækken paa samme maate som forholdene i Finmarken synes at antyde. Amerikaneren GRABAU¹ har forøvrig nær Durness kunnet konstatere en svak men tydelig diskordans.

Gaar vi fra Skotland over til Nordamerika finder vi der, i de i lagrækker av tilsvarende alder saa almindelige dolomiter, betydelige likhetspunkter med Finmarksdolomitene. Vi møter i denne samme *Canadian*-avdeling likesom i den underliggende *Ozarkian*, som omfatter selve overgangszonen mot kambrium og av enkelte regnes som allerøverste kambrium, mægtige massive, for en stor del overordentlig fossilfattige, ofte i betydelige mægtigheter helt fossiltomme dolomiter og kalkstener, hvori ooliter (ofte forkislet), intraformationale konglomerater, knoller og lag av flint og fremforalt *Cryptozoon*-strukturer er almindelige. Ja i virkeligheten betragtes *Cryptozoon*-strukturene inden Nordamerika som ledende for disse overgangslag kambrium-ordovicium og allerlaveste ordovicium i *amerikansk facies*.

¹ Se Compte Rendu XI Congrès Géol. Int. (Stockh.) s. 988 samt Bull. Geol. Soc. of America, 27, 1916, s. 563.

Den ozarkisk-kanadiske lagrække kan følges i Amerika fra Newfoundland og videre mot syd-sydvest (se kartet s. 255) gjennom en del av New York (særlig Adirondack-trakten), Pennsylvanien, Tennessee og mot vest over Mississippidalen til Missouri. Fortsætter man her videre mot nordvest kommer man over i Rocky-Mountain-kjædens vældige gammel-palæozoiske lagrækker, studert særlig omkring den internationale grænselinje av MC. CONNELL, DALY og WALCOTT hvorav særlig den sidste har gjort de bekjendte rike fossilfund fra kambrium. Det dreier sig her om enorme mægtigheter med fortrinsvis kalkstener og dolomiter, som, omend de i enkelte zoner fører en rik fauna, gjennom hundreder av meters mægtighet synes fossiltomme.

I strøkene omkring den 49. breddegrad har DALY gjort sine bekjendte studier¹, og nævner herfra *Cryptozoon*-lignende strukturer i hvad han antar som kambriske lag (væsentlig dolomiter) uten dog at ha andre fossiler at støtte aldersbestemmelsen paa. WALCOTT antar de samme lag for prekambriske. Som Daly fremhæver er det faktum at fossiler mangler, et litet vægtig argument mot den kambriske alder, i det øieblik der i disse strøk findes mægtige lagrækker av sikker kambrisk, til og med overkambrisk alder, hvor fossiler ikke er fundet.

De oprindelige stratigrafiske forhold i den nordligste del av Kordillerernes geosynklinal, op mot ishavet, er saa litet kjendte, bl. a. paa grund av sterk regionalmetamorfose, at de ikke gir os nogen holdepunkter. Aller nordvestligst i Nordamerika, i Seward halvøen i Alaska, forekommer

¹ Geology of the North American Cordillera at the Forty-Ninth Parallel. Geol. Surv. of Canada, Memoir 38, 1912.

imidlertid i den saakaldte Port Clarence kalksten *Cryptozoon*-struktur, i en zone som svarer til ozark-avdelingen.¹

Av betydelig interesse er fundet av (*Cryptozoon*-) stromatolitstruktur (med oolit) i kalksten ved Havnefjorden i Ellesmereland² i et stratigrafisk nivå som maa svare netop til overgangstiden kambrium-ordovicium. Ogsaa heroppe i Ellesmereland er intraformationale kalkstenskonglomerater i denne avdeling overmaade almindelige.³

Det har fremgaat av mine betragtninger over stromatolitstrukturene at her ikke foreligger fossiler i vanlig forstand og selvfølgelig da endnu mindre ledefossiler. Stromatoliter er kjendt fra forskjellige formationer, ja fra forskjellige formationsgrupper. Imidlertid er det efter forholdene i Amerika tydelig at de indenfor visse grænser kan benyttes som en aldersbestemmende bergartstype. Den ozarkisk-kanadiske lagrække er som nævnt over umaadelige strækninger karakterisert ved disse strukturer, som ikke forekommer i over- og underliggende lag. Først i prekambrium møter vi atter lignende strukturer, Walcotts *Collenia*.

Med det forhold for øie at Finmarkens dolomiter ligger i et omraade som vender ut mot ishavet og derigjennem mot det nordligste av Nordamerika, samtidig som de savner ethvert likhetspunkt med kambro-siluriske lag i de sydlige strøk av det skandinavisk-baltiske omraade, — at man altsaa har en meget nærliggende mulighet for at de tilhører en amerikansk facies — tror jeg nok at vi paa denne maate faar

¹ Se ULRICH, Bull. Geol. Soc. Am., 22, 1911, s. 643.

² HOLTEDAHL: Summary of Geological Results. Rep. Sec. Norw. Arct. Exp. in the „Fram“, No. 36, 1917, s. 7, pl. 1.

³ Se pl. IV, fig. 10—11 i min avhandl.: Cambro-Ord. Beds of Bache Peninsula. Rep. Sec. Exp. „Fram“, No. 28, 1913.

et godt fingerpek for en aldersbestemmelse av denne Nordskandinaviens mægtige sandsten-dolomit-lagrække. Naar vi videre tar i betragtning at de eneste kambro-siluriske bergarter i Nordvest-Europa som viser utprægede likhetspunkter med Finmarksdolomitene findes allerlængst nordvest i Skotland, ogsaa her vendende ut mot det store hav, og at her baade bergarter og de fossiler som i enkelte lag er fundet, direkte angir dette omraade som tilhørende den amerikanske facies av underste ordovicium, saa synes saken at begynde at bli klar.

De nævnte gammelordoviciske sedimentrækker i Nordvest-Skotland og i Amerika er i det væsentlige rene kalksten-dolomitserier. Nogen rikelig terrigen sedimenttilførsel har ikke naaet dem. Heri viser de en forskjel fra Finmarken.

Ser vi os videre om i de trakter som ligger mellem Finmarken og Ellesmereland, blir vi opmerksom paa ogsaa andre lagrækker — endnu ikke sikkert tidsbestemt — som viser slike paafaldende likhetspunkter at vi ikke kan gaa dem forbi.

Ret nord for Finmarken møter vi paa Bjørnøen og Spitsbergen den saakaldte *Heclahook* (Heklahoek) formation, opkaldt av A. E. NORDENSKIÖLD efter Heclahookodden paa østsiden av Treurenberg-Bay paa Spitsbergens nordkyst.

Ogsaa tidligere Finmarks-geologer har været inde paa at der findes betydelige likheter mellem Heclahook og en av Finmarkens avdelinger efter DAHLLS inndeling, nemlig Raipas. K. PETTERSEN sier i „Profil gjennom Vestfinmarken fra Sørø-sund o. s. v.“¹ at hans gruppe IV, d. e. Raipas

¹ Forh. Vid. Selsk. Forh. 1874, s. 181.

„ækvivalerer antagelig Hekla-Hook Formationen paa Spitsbergen.“ I sin oversigt „Det nordlige Norges geologi“ anfører Tellef Dahll (s. 10) som lokalitet for Raipas Kings Bay paa Spitsbergens vestkyst, „efter sammenligning med haandstykker i Tromsø museum.“

Nogen mer detaljert utredning av spørsmålet kunde de nævnte geologer vanskelig gi, da deres bergartsmateriale fra Spitsbergen var forholdsvis meget litet. Det som for dem var det avgjørende har utvilsomt været Raipasdolomitens almindelige likhet med dolomit fra Spitsbergen. Med hensyn til Dahlls anførsel av Kings Bay, saa er det ikke udelukket, nærmest det sandsynligste, at det kan være et stykke av karbon-dolomit som har foreligget, idet man ogsaa fra karbonen har bergarter, ganske overordentlig lik Raipasdolomiten.

Som fremragende kjender av Spitsbergens geologi har ogsaa DE GEER efter at ha set stykker medbragt av TANNER fra Finmarken været opmerksom paa at der var likhetspunkter mellem de to omraaders bergarter.¹

Spitsbergens Heclahook-serie er utvilsomt en meget mægtig avdeling. Paa grund av den intense foldning som lagrækken har gjennomgaat er den stratigrafiske rækkefølge endnu ikke utredet men de almindelig forekommende bergartstyper er dog ved de svenske og norske ekspeditioners arbeide blit nogenlunde vel kjendt. Hovedomraadene for Spitsbergens Heclahook er en zone langs Spitsbergens vestkyst, deri indbefattet Prins Karls Forland, samt strøket omkring Hinlopen-strædet. Heclahooklagrækken paa vestkysten optrær paa forskjellige steder i en meget forskjellig skikkelse,

¹ Se diskussion efter mit foredrag, Geol. Fören. Förh. 1917, s. 117.

idet man henimot Vestspitsbergens nordvesthjørne træffer en stadig tiltagende grad av metamorfose indtil man i umiddelbar nærhet av de yngre granitmasser finder høimetamorfe, krystallinske bergarter: glimmerskifer, marmor o. s. v. Naar man vil sammenligne med Finmarkslagrækkene i deres litet metamorfe form maa man ta for sig de omraader paa Spitsbergen hvor Heclahook-systemet findes i mindst omvandet tilstand.

Vestkystens Heclahook fører saavel pelitiske som psammitiske terrigene sedimenter, nu tilstede væsentlig som fyllitisk skifer og kvartsit (tildels sandstensagtig), desuten rikelig med forskjellige karbonat-bergarter. En del av disse sidste frembyr ikke særlige likhetspunkter som f. eks. den mørkegraa temmelig skifrige kalksten, som findes saa almindelig ved Forlands-sundet. Overordentlig lik Raipasdolomiten er derimot en lys massiv dolomit, med lag og klumper av flintlignende kiselsyresubstans, som jeg har iagttaaet bl. a. ved English Bay og i Sars-fjeldet ved bunden av Kings Bay.

Interessante er videre de kompakte, dolomitiske kalkstener med *oolit*- og oolitlignende strukturer som er kjendt i fast fjeld paa flere steder ved vestkysten. En ikke helt almindelig oolit med sterkt uregelmæssige, ofte primært sterkt langstrakte, nu forkislede ooider er iagttaaet ved munden av Isfjorden, paa dens nordside (ved Alkhornet og videre i nordvest), samt paa Isøene og Dunøene mellem Bellsunds og Hornsunds munding. Ved Alkhornet, hvor jeg selv har iagttaaet denne bergartstype, er bergarten meget mørk graa, sortagtig. Av ooidenes struktur er ofte litet at se paa grund av den mer eller mindre langt fremskredne *forkisling*. Bergarten minder sterkt om en oolitvarietet fra Syltefjorden, men har mindre av sin oprindelige struktur i behold. NATHORST

nævner i sin bok „Beiträge z. Geologie d. Bären Insel, Spitzbergens etc.“ (s. 305) nogen eiendommelige dannelser som av ham fandtes i dolomit paa to av Dunøene og som minder adskillig om forsteninger. De var særlig godt synlige paa forvitret flate, hvor de staar frem med en uregelmæssig kuleformet eller egformet overflate. Ved at gjennomse Spitsbergenmaterialet i Riksmuseets mineralogiske avdeling i Stockholm fandt jeg nogen stykker av en finkornig, paa friskt brudd temmelig mørk graa dolomit, som paa den forvitrede lysere overflate viser tversnit av nogen uregelmæssig rundagtige dannelser, utvilsomt lignende dannelser som de NATHORST omtaler. Ser man nøiere paa disse, helst i tyndslepet præparat, finder man at de viser en lamellær opbygning, men likesaalitt som den ytre form er regelmæssig, er denne lamellære opbygning det og viser sig saaledes temmelig forskjellig fra den vanlige oolit-type. I virkeligheten finder man, som man ser paa pl. X, fig. 5, en opbygning som minder meget sterkt om den oolitoidstruktur vi har omtalt fra dolomiten i stromatolithorizonten ved Hestnes i Porsanger (se f. eks. pl. X, fig. 4). Oolitoidene fra Spitsbergen er dog adskillig større. En anden av de vanlige finmarkske bergartstyper er ogsaa kjendt fra Vestkysten av Spitsbergen, nemlig *dolomitmglomerat av den intraformationale type*, set i et stykke (fra Store Isøen) som er mig velvillig vist av DE GEER i hans Spitsbergensamling i Stockholms Högskola.

De svenske ekspeditioners undersøkelser har git os adskillig kjendskap til Heclahook-bergartene omkring Hinlopenstrædet og NORDENSKIÖLD og DE GEER har herfra omtalt forskjellige bergartstyper som har stor interesse for en sammenligning med Finmarken. Ikke mindst interessant

er den saakaldte Ryssødolomit, oprindelig av Nordenskiöld regnet til karbon, men senere av De Geer henført til Heclahook-systemet. Denne dolomit er en massiv, litet eller ikke lagdelt flintførende bergart, tydeligvis meget lik typer av den karbonske Cyathophyllumkalk og muligens svarende til den flintførende dolomit fra Sarsfjeldet i Kingsbay. Av særlig interesse er at flinten foruten som kuleformige konkretioner ogsaa forekommer som „en väfnad af ofta mångfaldigt veckade och böida, $\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{4}$ tum tjocka cylindrar, hvilkas mellanrum äro uppfyllda med grå kalk" og som viser en „förvånande likhet med korallstammar".¹ Denne koralstamme-lignende struktur minder efter beskrivelsen utvilsom sterkt om den side 47 omtalte struktur i Raipas-dolomiten, kun at rørene i sidstnævnte er nogenlunde rette og parallelt anordnede. I Riksmuseets samlinger i Stockholm findes (i den mineralogiske afdeling) et litet stykke som tydeligvis tilhører den av Nordenskiöld beskrevne bergartstype men som er for litet til at man av det faar nogen nøiere forstaaelse av strukturen.

I diskussionen efter mit foredrag i Stockholm 1. februar 1917 nævner DE GEER at han har set *Gymnosolen*-lignende strukturer i Heclahook-lag paa Footøen i Lomme Bay samt ved Forsiusfjeldet paa Nordøstlandet. Jeg fik ved De Geers velvilje anledning til at se dolomitprøver fra de to lokaliteter og fandt en *stromatolit*-struktur av forskjellig konveksitet, sterkt mindende om Porsangerdolomitens. Denne struktur forekommer ogsaa i lys dolomit paa Ryssøene hvorfra jeg har set et større stykke tilhørende Riksmuseets Mineralogiska Afdeling.

¹ A. E. NORDENSKIÖLD: Utkast til Spetsbergens geologi. Kgl. sv. vet. akad. hdl., b. 6, 1866, s. 12.

Oolit forekommer ogsaa paa flere steder i dette nordøstlige omraade. I De Geers samling saa jeg en oolit med forkislede ooider fra Depotøen i Murchison Bay paa Nordostlandet samt fra nordvestsiden av Lomme Bay. Fra Depotøen er ogsaa medbragt et stykke av en sandig dolomitvarietet med typisk intraformational-konglomerat-struktur som jeg velvilligst har faat utlaant av Riksmuseets Mineralogiska Afdelning.

Naar man saa videre i Heclahook-avdelingen træffer rikelig med kvartsitiske sandstener og forskjellige lerskifre saa maa man si at her foreligger en meget betydelig række likhetspunkter.

Heller ikke Spitsbergens Heclahook har hittil ydet fossiler. Vi er da imidlertid saa heldige at vi fra Bjørnøen i en bergartsrække som ogsaa der benævnes Heclahook, da den stort set viser meget stor petrografisk likhet med Spitsbergen-seriens, kjender fossiler, som gir ialfald nogen retledning. Fossilene er fundet i en mørk tæt kalksten; ellers forekommer oolit, dolomit, sandsten (kvartsit) og skifre. Faunaen (se NATHORSTS og J. G. ANDERSSONS arbeider) er liten og daarlig opbevart, men LINDSTRØM kunde efter forekomsten av en TETRADIUM (se Vet. Akad. Hdl. 56, 1899) bestemme alderen som undersilurisk (ordovicisk). Da jeg havde interesse av at faa faunaen nøiere studert har jeg av prof. HOLM velvilligst faat utlaant materialet fra Riksmuseet. Mit arbeide med fossilene, som desværre er ytterst daarlig opbevaret, er endnu ikke avsluttet, idet jeg bl. a. venter paa nogen opplysninger fra Amerika, men det fremgaar ihvertfald at vi ogsaa her har at gjøre med en fauna av utpræget *amerikansk* type og hørende hjemme nogenlunde langt nede i

ordovicium, omkring Stones River-Black River. Stones River hører hjemme straks over den kanadiske avdeling.

Med det forhold for øie at man inden de kambro-ordoviciske formationer i yngre lag har større og større chancer til at finde fossiler (naar det dreier sig om marine sedimenter), idet stadig mer opbevaringsdygtige, tykskallede organismer optrær, kan man si at fundet av sandsynligvis gammel mellemordoviciske fossiler i Bjørnøens Heclahook stemmer vel overens med antagelsen av en gammelordovicisk alder for ialfald en del av Spitsbergens dolomit(kalksten)-sandsten-skiferlagrække.

Ser vi hen til andre polarstrøk saa finder vi paa Grønlands østkyst en serie av gammelpalæozoiske sedimenter, som ogsaa viser adskillige likhetspunkter.

I resultatene av kapt. KOLDEWAYS ekspedition¹ omtaler HOCHSTETTER og TOULA en bergartserie ved Franz Josephs fjord paa grund av den petrografiske karakter som *Heclahook*. Senere har NATHORST² ved Kap Weber paavist sparsomme fossiler i den ældre (predevoniske) del av lagrækken: „ortocera-titer jämte en liten *Orthis* eller nærstående brakiopod, små gastropoder m. fl.“ (s. 288). Forekomsten av ortocerer og gastropoder som de almindelige former kunde godt stemme med antagelsen av en ozarkisk-kanadisk alder, uten at dette selvfølgelig blir andet end en formodning. De iagttagne sedimentzoner i dette strøk (mellem 72° og 74° n. br.) har tydeligvis en meget betydelig mægtighet. Bergartene er efter Nathorst røde, grønne, chokoladefarvede skifre, rød sandsten samt, som meget viktige led, hvite, gule, graa og sorte kalkstener og dolomiter. Paa

¹ Die zweite Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldewey. 2ter Band. Wiss. Ergebn.

² Bidrag til nordöstra Grönlands geologi. Geol. Fören. Stockh. Förh., B. 23, 1901.

sydsiden av Antarctic Sund har han i en lys dolomit iagttat nogen *stromatoporlignende strukturer*, som dog av LINDSTRØM ved mikroskopisk undersøkelse blev fundet ikke at være av organisk natur. Atter har vi her tydeligvis for os stromatolitdannelser. *Oolit* fandtes paa Marias ø.

Oolit nævnes ogsaa fra — sandsynligvis — nogenlunde tilsvarende lag, paavist ved Kap Fletcher (længer i syd) av O. NORDENSKJÖLD¹, likesaa klumper og lag av *flint* samt en lysegraa *dolomitbreccie*.

Kommer vi paa den anden side av den midtre del av Grønland træffer vi efter SCHEI ved Foulkefjord tilsvarende forhold som nævnt fra Ellesmereland, paa vestsiden av Smith Sund.

Tilslut skal da nævnes *Kaninhalvøens* dolomit med *Gymnosolen*, en bergartstype som med sin høist ualmindelige karakter er saa absolut overensstemmende med en type av Porsanger-dolomiten at samtidigheten ikke kan være tvilsom. Desværre forekommer dolomiten efter RAMSAYS undersøkelser (se Fennia, 31, nr. 4, s. 17) som et isolertliggende fjeldparti like i stranden paa halvøens vestside, saa man intet vet om de stratigrafisk tilgrænsende bergarter. Dolomiten maa sikkert være yngre end Paë's krystallinske skifre og maa efter Ramsay sandsynligvis være ældre end en flattliggende (over-) silurisk, fossilførende kalksten paa østsiden av halvøen. Dolomiten viser trykvirkning: en skifrihet med retning N 60° V. —

Det stratigrafiske resultat jeg kommer til er følgende: *Finmarkens ældre, dolomitførende lagrække maa antas at tilhøre overgangstiden kambrium-ordovicium og naar sandsynligvis noget op i ordovicium Den synes videre at tilhøre en ameri-*

¹ On the Geology and physical Geography of East-Greenland. Meddel. om Grønland 28, 1909, s. 184.

kansk-arktisk facies. At lagrækken naar særlig langt op i ordovicium holder jeg for usandsynlig; om mægtigheten synes stor behøver avsætningen dog ikke — geologisk talt — at ha tat lang tid.

Vi vet at grænsetiden kambrium-ordovicium betegner en overordentlig utpræget *transgression* i det skandinavisk-baltiske omraade (likesom ogsaa andre steder). *Dictyograptus*-skiferen og tilsvarende sedimenter ligger paa underkambriske lag i Estland, (tildels) paa mellemkambriske lag paa Øland og paa prekambrium i Dalarne. Svarende til denne *transgression* har vi, mener jeg, Porsangersandstenens avsætning over den underkambriske serie langt i nord. Det skulde bli samme forhold som i Estland, med unglulitsand over underkambrisk sand og ler, med de mellemliggende horisonter manglende. Der har tydeligvis foregaat betydelige jordskorpebevægelser like før og ved begyndelsen av denne overgangstid mellem de to formationer. Det forekommer mig som en naturlig antagelse at de landhævninger som har foraarsaket dannelsen av Finmarkslagrækkens mægtige sandstensmasser staar i direkte forbindelse med — er en del av — disse jordskorpebevægelser.

Naar Finmarkens dolomitførende sandstener skal svare omtrent til *Dictyograptus*-skiferen (og sandsynligvis noget yngre lag), hvorledes skal man da tænke sig de nøiere geografiske forhold? Man maa meget langt sydover før man finder de underste ordoviciske lag i sikker bestembar tilstand. Man har *Ceratopygekalk* i løse blokker i Västerbottens Lappmark og man har en kalk som muligens svarer til *Ceratopygekalken* i Jemtland. Lag som sikkert tilhører ordoviciums basalzone møter vi først i Dalarne, desuten har vi paa norsk side en *Dictyograptus flabelliforme*, fundet temmelig

langt mot nordvest ved Holtsjøen i Trondhjemsfeltet. Kommer vi saa langt ned som til det nordligste av Kristianiafeltet finder vi en meget jevn petrografisk overgang fra Olenus- til Dictyograptusskifer.

Naar vi nu erindrer beliggenheten av de europæiske forekomster der tilhører et arktisk-amerikansk avsætningsbækken, som forholdene ovenfor er fremstillet, nemlig paa Kaninhalvøen, i Finmarken og i Nordvestskotland saa har vi en temmelig god retledning for hvordan grænsene for denne egne facies gaar. Den maa fra det nordlige Skandinavien gaa mot sydvest til Skotland. Paa denne maate blir avstanden mellem ozarkisk-kanadisk facies og Dictyograptusskiferen forholdsvis liten og jeg maa her foreløbig tænke mig som den naturligste forklaring: tilstedeværelsen av en *landbarriere* mellem to forskjellige avsætningsomraader. Tidligere tyet man ofte til antagelsen av umaadelige havdyp for at forklare denslags faunistiske forskjelligheter som man f. eks. har mellem Durnessdolomiten og samtidige lag i England. Eftersom man blir mere og mere klar over at de vanlige foreliggende sedimenter gjennomgaende representerer utprægede grundtvandsdannelser og dertil ved mer indgaende studier kan konstatere, som det særlig er gjort i Amerika i de sidste 10—15 aar, at der forekommer langt hyppigere stratigrafiske lakuner end før tænkt, blir antagelsen av ganske lave landbarrierer en langt rimeligere forklaring. Forholdene i Skotland-England kan man ikke forklare paa anden maate¹ og i det tilsvarende strøk i Nordamerika har man forlængst antat en landtunge skillende mellem de kanadiske maritime

¹ Barrieren mellem Durnessdolomitens omraade og Wales (og det kontinentale Europa) blev hævdet av PEACH allerede i 1886, mens forøvrig andre britiske geologer i senere tider har antat et skillende havdyp.

provincers atlantiske og de vestenforliggende strøks egne amerikanske facies.

Jeg har paa kartskissen fig. 29 forsøksvis avsat hvorledes jeg tænker mig denne skillende landstrimmel gaa.¹ At ialfald en del av Nordlands dolomit- og kalkstensførende lagrække

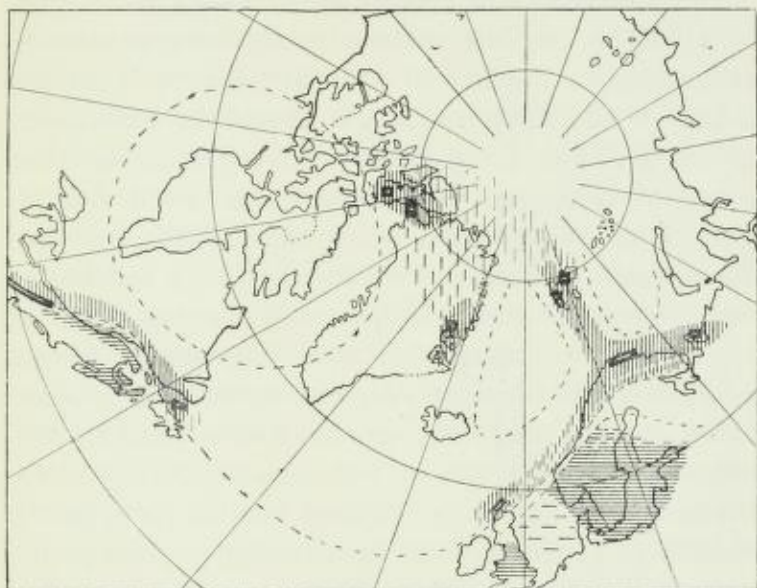


Fig. 29. De sorte firkanter betegner forekomster av dolomit- og kalkstensførende lagrækker av antat ozarkisk-kanadisk alder. Det vertikalt skraverede betegner den videre sandsynlige utbredelse av den amerikansk-arktiske facies. Horizontal skravering betegner den europæisk-atlantiske facies med Dictyonograptusskifer m. m. Indenfor de strekede konturer antat land.

¹ GRABAU har, sidst i sin „Comparison of American and European Lower Ordovician Formations“ (Bull. Geol. Soc. Am. 27, 1916) offentliggjort (s. 621) et palæografisk kart, hvor han trækker landryggen fra de britiske øer over Kristianiafjordens område og videre mot nordøst, med stadig tiltagende bredde. Som saa mange lignende fremstillinger fra utenlandsk hold er kartet, hvad norske forhold angaar, bygget paa meget svigtende grundlag.

tilhører denne nordvestlige facies og er dannet i en nogenlunde tilsvarende, sandsynligvis noget yngre tid, er efter min mening overmaade sandsynlig. Med de vældige mægtigheter av dolomit o. s. v. skiller lagrækken sig ialfald helt ut fra al kambrosilur i det søndenfjeldske Norge og Sverige.

Et spørsmål som gjennom disse mine studier er blit aktuelt og av betydelig interesse er den nøiagtige alder og palæontologiske karakter av den lille fauna jeg fandt paa Smølen i 1914, beskrevet i N. G. U. Aarbok 1915. Saken er nemlig at hvis de av mig som *Stromatopora* beskrevne dannelser, hvori nogen nøiere struktur paa grund av bergartens noget omvandlede, sterkt forkislede tilstand ikke kunde sees, representerer stromatoliter, hvad der ikke er utelukket, stiller aldersspørsmålet sig anderledes end av mig tidligere fremstillet. Den nedre aldersgrænse kan da forskyves sterkt nedover og der vilde for de forøvrig fundne formers vedkommende intet være iveien for at denne Smølenkalk kunde være samtidig med Durness-dolomiten. Som det fremgaar av min omtale av fossilene fandt jeg for de fundne sneglers vedkommende ikke nogen særlig likhet med gastropodkalkens former. En av de mindre former viser (som jeg har nævnt) adskillig likhet med en amerikansk type. Jeg haaber om ikke for længe at faa anledning til at forsøke at finde flere fossiler paa Smølen end jeg ved mit ganske kortvarige, i andet erinde foretagne besøk, kom over, og derved faa bragt spørsmålet paa det rene.

Desværre er de stratigrafiske forhold i den vestlige del av Jemtlands siluomraade endnu noksaa ukjendte, idet de store kvartsitmassers alder er omstridt. Av interesse er her det forhold at man ved Nyvallen i Hallen sogn har Pelturaskifer indleiret i blaakvartslag og at man muligens her har

en kvartsitavdeling svarende til laveste ordovicium. (WIMAN: Ueber die Silurformation i Jemtland, Bull. Geol. Inst. Uppsala, I, 1894). I denne forbindelse maa ogsaa nævnes HOLSTS iagttagelse av at en kvartsit ved Månsberget i Dorotea sogn i Västerbottens Lappmark overleirer og nedad lagvis veksler med Olenusskifer (G. F. F., 11, 1889). Disse forhold tyder paa hævningsbevægelser i øverste kambrium med en landmasse sandsynligvis liggende i nordvest.

I Skotland har man med hensyn til forholdene i laveste ordovicium den vanskelighet at man syd for de skotske høiland sandsynligvis ikke har nogen ækvivalent for Durness-dolomiten (sikkert ikke for den lavere del av denne); derimot findes i England tilsvarende lag, i anden facies. Sydskotlands ældste avdeling, Arenig, betegner det direkte paa Durnessdolomitens følgende tidsrum.

Av meget stor interesse for os er det faktum at Arenig-avdelingen i Skotland helt fra de laveste blottede lag er særlig karakteristisk ved sine mægtige lava- og tuffbergarter, tydende paa en intens *vulkansk* virksomhet. Det kan ialfald ikke negtes at forekomsten av de mægtige og vidt utstrakte vulkanske bergarter i Storbritanniens underste ordovicium er et forhold som slet ikke passer daarlig med de vulkanske fænomener i Vestfinmarkens Raipasavdeling.

I denne forbindelse maa nævnes CARSTENS' paavisning av en *ældre grønstensavdeling* i Trondhjemsfeltets kambrosiluriske lagrække. Man har efter Carstens (se Tidsskrift for bergvæsen, nr. 12, 1917, s. 134, samt mundtlige foredrag) i den ældste hovedavdeling, Rørosgruppen, underst en glimmer-skiferavdeling, derover en grønstensavdeling, opbygget av metamorfe effusivbergarter av basaltisk sammensætning, deri indleiret blaakvarstlag samt en kalkstenshorizont. Utviklet

noget forskjellig paa forskjellige steder kommer øverst i Rørosgruppen et grønstenskonglomerat. Herover har vi saa Hovindgruppen med skifer, sandsten, konglomerat, kalksten — efter sine fossiler tilhørende yngre ordovicium — videre Størengruppen med sine vidt utbredte effusivbergarter og endelig Gulagruppen. *En parallelisering av Rørosgruppens grønstensavdeling med Raipasavdelingen synes efter min opfatning at være overmaade nærliggende.*

Likesom Raipaseffusivene forekommer i en vestlig zone og synes at mangle i øst kjender man heller ikke i Jemtlands „normale“ kambro-siluriske lagrække omkring Storsjön vulkanske bergarter.

Efter det foregaaende kommer Vestfinmarkens Raipaserie som en yngre avdeling av Finmarkens ældre, dolomitførende sandstensrække og dens avsætningstid falder derfor rimeligvis et stykke op i ordovicium; sammenlignet med forholdene i Syd-Skandinavien kunde man nærmest tænke paa *Phyllograptusskiferen* (= undre skifer med *Didymograptus*), som atter i det væsentlige svarer til britisk Arenig.

Det vil fremgaa at den antagne gammelordoviciske eruptionsvirksomhet i Finmarken forekommer paa nordvestsiden, i Trondhjemsfeltet og i Storbritannien paa sydøstsiden av den paa kartskissen s. 255 avsatte hypotetiske landstrimmel. Denne landbarriere refererer sig specielt, som det har været fremhævet, til allerunderste ordovicium (Durnessdolomitens og *Dictyograptusskifrens* tid). Det er forskjellige ting som taler for at skillet i den noget yngre tid, som svarer til undre Arenig, eventuelt Raipas, var mindrè fremtrædende. Foruten den nævnte fælles optræden av effusiver har man over en del av Irland, som skulde svare til den omtalte landbros fortsættelse, marine lag tilhørende Arenig. Videre kan nævnes

forekomsten av fine sorte skifre i Raipas og i den yngre underavdeling i Østfinmarken, en bergartstype som ikke kjendes i den ældre Porsangerserie men som jo hører til det sydlige Skandinaviens mest almindelige i ældre ordovicium.

Av betydelig interesse, sammenlignet med forholdene i det trondhjemske, er forekomsten av et grønstenskonglomerat paa østsiden av Altenfjorden, en mægtig lagserie som sandsynligvis maa henregnes til den yngre avdeling av Finmarkens ældre sandstensrække, i Raipasfacies. Dens nøiagtige stratigrafiske plads i forhold til Raipasavdelingen, som denne kjendes fra Kvænangen, Kaafjord og Altenbladets omraade, er ikke bragt paa det rene, men det sandsynlige er vel at den tilhører den øvre del av Raipasprofilen (s. 51) hvis den ikke er helt yngre end dette. Vigtig er forekomsten av en grovkornig lys bergart av trondhjemitisk type som boller i konglomeratet, en bergart som CARSTENS efter at ha set den erklærer at være overmaade lik en tilsvarende eruptivbergart („protogingranit“) fra Trondhjemsfeltet som der tilhører en tid yngre end Rørosgruppens grønsten (som den gjennemsætter) men ældre end grønstenskonglomeratet i hvis boller den findes. Hverken disse lyse grove bergarter eller de mørkere, finkornige, hornblenderike som utgjør hovedmassen av bollene i Altenfjordens grønstenskonglomerat viser likhet med de fra Altenbladets prekambrium omtalte trondhjemitiske bergarter, men er utvilsomt av yngre alder.

Samtidig kan mindes om at der som lagergangformige partier i konglomeratet i Korsfjord i Altenfjorden findes trondhjemitbergarter (efter frk. JOHNSON trondhjemitporfyrit), her finkornige (likesom lignende bergarter findes i Raipas ved bunden av Leirbotn). Da der neppe er tvil om at disse bergarter er intrusive maa man i dette strøk sandsynligvis

ha havt to kambrosiluriske eruptionsperioder med trondhjemitiske bergarter, begge ældre end den store kaledoniske forskyvning i Finmarken. En detaljert utredning av de forskjellige eruptionsperioder i Vestfinmarken grundet paa studier over Altenfjordens omgivelser vil sikkerlig være en opgave av ganske overordentlig stor interesse.

Imot min opfatning av Finmarkens dolomitførende lagrække som en bergartsgruppe av saavidt ung alder som gammelordovicisk vil selvfølgelig anføres at den ikke synes at føre fossiler. Imidlertid kan der godt ved senere detaljert arbeide findes saadanne. Og selv om fossiler i det hele ikke forekommer hindrer ikke dette at lagrækken kan være av den antagne alder. Manglende eller næsten manglende fossiler er et forhold som man ikke saa helt sjelden træffer selv i temmelig mægtige kambro-siluriske lagrækker. Det er tidligere omtalt at de ozarkisk-kanadiske dolomiter i Amerika er overordentlig fossilfattige, likesom flere av de mægtige underavdelinger av Durnessdolomiten er helt fossiltomme.

Uten at forholdene under Finmarkslagrækkens avsætning har været kontinentale i egentlig forstand har de tydeligvis ikke været gunstige for et marint dyreliv. Hovedmassen av de terrigene sedimenter er kompakte sandstener, kun underordnet forekommer mer finklastiske bergarter. Der har utvilsomt foregaat en vældig sedimenttilførsel, i forhold til Sydskandinaviens en aldeles enorm.

En stor del av sandstenene, som f. eks. Porsangersandstenen og Raipassandstenen, og sandsynligvis alle lerskifre er avsat under nogenlunde *stillestaaende* vand, mens lagrækkens sandstener paa Varangerhalvøens nord- og sydside overordentlig hyppig viser *strømlagning* samtidig som konglomeratindleiringer er meget almindelige. Det

naturlige er for de sidstnævnte sandsteners vedkommende at tænke sig en avsætning i den ytre (perifere), subakvatiske del av et uhyre deltaomraade, mens de førnævnte, mer parallelskiktede, ialmindelig konglomeratfri dannelser, maa antas at tilhøre en fjernere fra land liggende avsætningszone. Og ser man hen til de indleirede karbonatsedimenter med sine stromatolitstrukturer av samme type som de antagne samtidige fra Amerika, hvor bergartens marine oprindelse ikke kan betviles, maa man videre forutsætte at det var en del av havet eller ialfald et i forbindelse med havet staaende bækken som disse sedimenter blev avleiret i.

Ogsaa dolomitene er utprægede *grundtvandsdannelser*. Særlig tydelig er dette for de dolomitiske serier paa nordkysten av Varangerhalvøen. Med de almindelig forekommende tørkesprækker og breccielignende intraformationale konglomerater har man her til og med angit en meget hyppig tørlægning. Ogsaa Porsanger- og den tilsvarende Tanadolomit byr i sine intraformationale konglomerater et forhold som angir overmaade grundt vand.

Dolomitlagene i Baasfjord, Syltefjord og Persfjord er stadig mellemliret med sandstener som ofte næsten i hvert lag viser „bølgeslagsmerker“. Disse merker er dels dannet av bølger, almindeligere vistnok av strøm (de usymmetriske typer) og da sedimentene samtidig ikke viser elved sedimenters karakter er det naturligt at tænke paa *tidevandsstrømmer*, som ogsaa i nutiden er den vigtigste faktor for dannelsen av usymmetriske, under vand dannede ripplemarks, „krusningsmerker“.

Et nøiere studium av sedimentenes karakter i de forskjellige deler av Finmarken vil kunne bringe for dagen meget av interesse og blandt andet belyse det vigtige spørs-

maal, fra hvilken kant disse tusener av meter terrigent sediment er kommet. Av rent generelle grunde maa vi foreløbig kunne anta at det sedimentgivende land, som maa ha været baade stort og høit, ikke laa i syd. Finmarkens sandstensmasser maa sikkerlig ha strakt sig adskillig søndenfor det omraade, hvor de nu findes; hvor langt vet vi ikke. Naar vi videre tænker paa den finkornige karakter og forholdsvis ubetydelige mægtighet av de kambro-siluriske sedimenter inden de sydlige trakter av det skandinavisk-baltiske omraade saa synes der ikke at bli plads for en tilstrækkelig stor og høi landmasse paa denne kant. At her imidlertid sandsynligvis har befundet sig land, men et lavt land, imellem de to omraader har jeg tidligere antydnet.

Der er forskjellige forhold som taler for tilstedeværelsen av en landmasse i nordøst for Finmarken (se kartskissen s. 255). Som nævnt er strømskiktning, tørkesprækkedannelser og konglomerater meget almindelige foreteelser langs Varangerhalvøens nordside og hvis min formodning om den her-værende lagrækkes samtidighet med Raipasavdelingen er rigtig, maa de nordøstlige sedimenter være de nærmest land avsatte.

Mine øvrige grunde for antagelsen av de paa kartskissen avsatte, selvfølgelig rent hypotetiske landomraader i ishavet er følgende. Paa Kaninhalvøen er kun kjendt dolomit (svarende til Porsangerdolomiten), ikke sandsten av lignende alder. Med det forhold for øie at mægtige, ikke for løse sandstener har særlig gode betingelser for at opbevares og ogsaa stikke frem i terrænget kunde det være en rimelig formodning at der i Kaninomraadet ikke har eksistert en sandsten som f. eks. den mægtige Porsangersandsten og at omraadet derfor laa noget længer væk fra det sedimentbringende land end Finmarken. Ogsaa Durnessdolomiten mangler nævneværdige

sandstenslag og synes derfor heller ikke at ha havt høit land i nærheten. Spitsbergen derimot, med sine mægtige kvartsiter og skifre i Heclahook, maa ha havt en eller flere betydelige, høit oprakende landmasser i nogenlunde nær afstand og det samme maa ha været tilfældet med den tilsvarende sedimentrække i Øst-Grønland. Av en helt anden karakter end disse formodede landmasser har den store, sikkerlig ganske lave kanadisk-arktiske kontinentalmasse været.

Finmarkens enormt mægtige lagrække maa sandsynligvis ha tilhørt et utpræget geosynklinal-omraade, omfattende ogsaa den vestlige del av av det nordlige Skandinavien og strøket mot nord, forbi Spitsbergen. Det forhold at nogenlunde unge kambro-siluriske sedimenter synes — efter min opfatning — at mangle i disse nordlige strøk samtidig som fjeldkjædebevægelsen paa Spitsbergen — likesom i et tilsvarende omraade i syd, paa Hitteren — var avsluttet allerede et godt stykke nede i silurisk tid, tyder imidlertid paa at denne geosynklinal temmelig tidlig blev hævet op som tørt land. En landmasse i vest har bredt sig mer og mer mot øst og sydøst. Hverken Kanin eller Novaja Semlja (nordøen) er (like-saalitt som de sydsandinaviske omraader) blit naaet av denne tidlige hævnning idet vi der har fossilførende marine lag fra midtre (over-)silur.

Fortsættelsen av geosynklinal-omraadet som en arm fra Finmarken mot øst er basert bare paa forekomsten av Gymnosolen-dolomiten paa Kanin og saaledes meget hypotetisk. Imidlertid er av generelle et slikt sedimentationsbelte temmelig sand-synlig, idet det bl. a. angir retningen for fjeldkjædefoldningen i Timan likesom ogsaa den nedenfor omtalte forkastning efter Varangerfjorden og videre mot øst kan passe godt ind i antagelsen av en slik østgaende geosynklinal (se s. 268).

Finmarkens yngre, tillitførende sandstensrække.

Efter avsætningen av den ovenfor omhandlede lagrække indtræffer der inden Finmarksområdet betydelige jordskorpebevægelser. Paa nordsiden av Varangerfjorden ser vi hvordan den ældre lagrække er blit hævet op som tørt land, neddenudert og derpaa diskordant overleiret av en yngre sandstensavdeling. I samme strøk ser vi da ogsaa mere, nemlig at denne yngre avdeling enkelte steder, i syd og sydvest, hviler direkte paa det gamle gneis-granitland hvis overflate fremviser en meget ujevn form. Her maa ett av to være hændt. Enten maa, før den yngre avdelings avsætning, hele landplaten ha faat en sterk heldning mot nord og derved — ved en paafølgende denudation — den prekambriske fjeldgrund være blit blotlagt i syd, mens i nord endnu en del av sedimentdækket var latt tilbake; eller her maa gaa en gammel *forkastning*. Det kan ikke være tvilsomt at det sidste har været tilfældet, at vi *efter Varangerfjordens rende har en bruddlinje som er ældre end den yngre, tillitførende sandstensrække*. Skulde man havt en skraastilling maatte skraaheten ha været meget betydelig idet det prekambriske fjeld stiger meget raskt mot syd. Lagene paa nordsiden av fjorden, f. eks. i Klubfjeld, ligger derimot næsten horizontalt, kun med en helt ubetydelig nordlig heldning. Desværre er selve grænsen mellem prekambrium og den ældre sandstensavdeling intetsteds blottet.

Vel stemmende med antagelsen av en ældre bruddlinje i vest-nordvestlig retning er forholdene langs sedimentgrænsen fra bunden av Varangerfjorden og vestover. Det vil fremgaa

av kotene paa kartet fig. 30, som angir det subkambriske peneplans heldning, at denne skraatstillede flates strøkretning og følgelig sedimentgrænsens beliggenhet i en og samme høide over havet synes at være meget regelmæssig gjennom

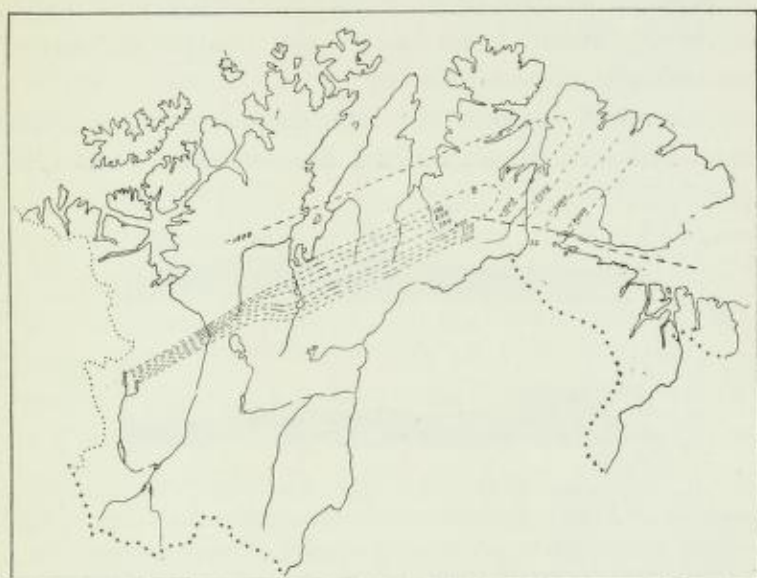


Fig. 30. Kotekart visende heldningen av den subkambriske overflate i strøket Carajavrre—Landersfjordelven (syd for Laksefjord). Tallene angir høiden over havet i meter. Hvor direkte iagttagelse ligger til grund optrukne streker. Kotene paa Varangerhalvøen angir den antagne dybde av prekambrium *under* havflaten. Tallene indenfor bunden av Varangerfjorden angir høiden for grænseflaten prekambrium — yngre sediment i dette strøk.

Finmarken — helt til man kommer henimot Tana. Her svinger sedimentgrænsen som man vil se av det geologiske kart, pl. XXI, uten at nivaaforholdene gir nogen aarsak til det, i en helt avvikende retning. Forholdene netop ved svingen er ikke undersøkt (her er som nævnt overordentlig

overdækket) men ved Tana er de kjendt og her er det ikke glintrandens Hyolithuszone vi finder paa nordsiden, men den yngre, tilliftørende sandstensrække. Grænsen gaar saavel vest som øst for Tana i et utpræget *dalføre* som imidlertid vestover avtar i tydelighet til det aapner sig i et vældig myrlændt flatland, hvorav saa — mot nordvest og vest — den typiske glintrand reiser sig.

Overflateforholdene ved sedimentgrænsen blir saaledes her i øst av en helt anden type end vestover i Finmarken,

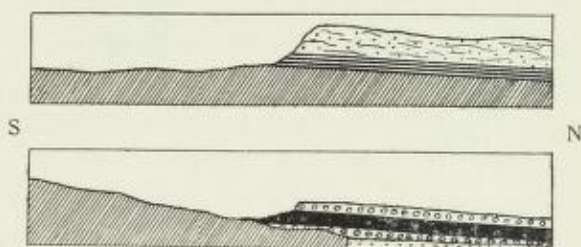


Fig. 31. Skematiske profiler som viser forskjellen i den geologiske bygning og landets overflateform ved sedimentgrænsen i den midtre (øverst) og østre del (nederst) av Finmarken. Paa den øverste figur normal lagfølge: paa prekambrium Hyolithuszone, derover Porsangersandsten. (Sml. fig. 33.)

som skematisk fremstillet paa fig. 31. Forholdet i øst svarer netop til hvad man maatte vente naar en slik ældre deformation av jordskorpen havde fundet sted. Landet i syd hæver sig og utsættes for en sterk denudation som fører bort de yngre, sedimentære dannelser og blottes det gamle gneis-granitland (se ogsaa fig. 33, s. 271). Ved sin store motstandskraft blir dette anstaaende i høiere nivaa end overflaten av den nednivellerte sandstensmasse i nord. Man faar paa sydsiden av forkastningsgrænsen et temmelig brat opstigende gneis-granitland. Saa kommer en ny sedimentations-

periode med lag som transgrederer opover gneis-granit-skraaningen i syd. Atter hæves omraadet, en ny erosion begynder og blotter det prekambriske fjeld længer og længer mot nord, til som nu kun forholdsvis smaa rester av det yngre sedimentdække er tilbage paa sydsiden av forkastningslinjen.

Det forhold at dalen med sin av prekambrisk berg opbyggede sydvæg forsvinder mot vest tyder paa at forkastningens størrelse avtar i den retning. *Varangerhalvøen* skulde (sammen med det nærmest tilgrænsende strøk vest for Tana) efter dette betegne *et relativt indsunket omraade med sterkest indsykning i den sydøstlige del*. Dette indsunkne omraade hænger sandsynligvis ved en fleksur sammen med landet videre i vest. Ser vi paa de til den ældre serie hørende bergarter saa finder vi ogsaa at de i den østre del av Varangerhalvøen bestaar av hvad utvilsomt hører til en yngre del av lagrækken, mens der i vest, nærmest Tana-fjorden, anstaar ældre avdelinger. Vi faar en helt anden bygning end i tilsvarende trakter længer vest, f. eks. i Porsanger-profilet, hvor vi har yngre lag mot nordvest. Skraastillingen i den sunkne plate forsvinder mot øst idet vi her over store omraader har en og samme avdeling anstaende i dagen, med omtrent horizontal lagstilling.

Den *nuværende* sedimentgrænses forløp ved og indenfor bunden av Varangerfjorden skyldes altsaa ikke nogen forkastning, hvorimot Varangerfjordens rende og stort set ogsaa dalen videre i vest er foraarsaket ved en bruddlinje, men en meget gammel bruddlinje. Det er temmelig sandsynlig at ogsaa Varangerhalvøens i omtrent samme retning løpende *nordlige* begrænsning skyldes en forkastning. Av interesse er det at der er iagttaget en forkastningslinje i samme retning straks

indenfor selve nordkysten, paa østsiden av den ytre del av Syltefjord.

I motsætning til denne halvøens hovedbegrænsningslinje i nord, som gaar *tværs* paa den herskende strøkretning, gaar halvøens fjorder *parallelt* strøket. Samtlige disse fjorder paa Varangerhalvøens nordside *markerer strøk med forholdsvis bløte, litet motstandsdygtige bergarter*. Fjordenes anlæg og vekst skyldes altsaa dette forhold.

Landhøiningen i den søndre del av Finmarkens sedimentationsomraade staar sandsynligvis i den noieste forbindelse med den uhyre nedpressning av jordskorpen som

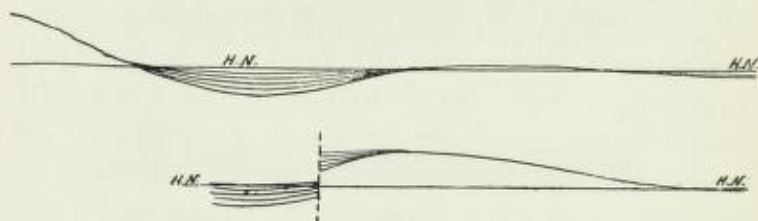


Fig. 32. Forklaring i teksten. H N betyr havnivaa.

svarer til avsætningen av den ældre sandstensrækkes lagpakke som fra øverst til nederst viser grundtvandsforhold. Jeg har antydnet min opfatning paa fig. 32, som paa den øverste tegning viser længst i nord den sedimentgivende landmasse, saa den nedbuede geosynklinal som gaar over i det baltiske resistens-omraade, hvis sydlige del overskylles av hav (sml. kartet s. 255). Tilslut utløses spændingen ved en forkastning (nederste tegning).

Ved det tidspunkt da avsætningen av den yngre lagrække begynder i Varangertrakten har vi som nævnt i syd et oprakende land, med forholdsvis steil heldning ned mot omraadet i nord, hvor vi som underlag har en mer eller

mindre skraatliggende, av denudationen avskaaret lagrække bestaaende av sandsten, skifer og dolomit. Utover dette lavland i nord skylles saa de yngre sedimenter. Først fyldes der ut en forsænkning, svarende til Karlbotn-omraadets sandstener. Imellem og tilslut over dette omraades smaa kolleformede forhøininger av granit avsættes den lyse kvartssand.

Som indleirede masser forekommer morænekonglomerater, *tilliter*. Likesom sandstenen er ogsaa de dannet ved eller nær den derværende strandlinje. De helt ulagede morænemasser følges paa enkelte steder av grovt halvsortert grus som meget vel kan betegne *fluvioglaciale* dannelser. Hyppig ser vi hvordan sedimentdækket har ligget saa høit at det er blit gjennemskaaret av rindende vand og kanalene utfylt med grovt grus.

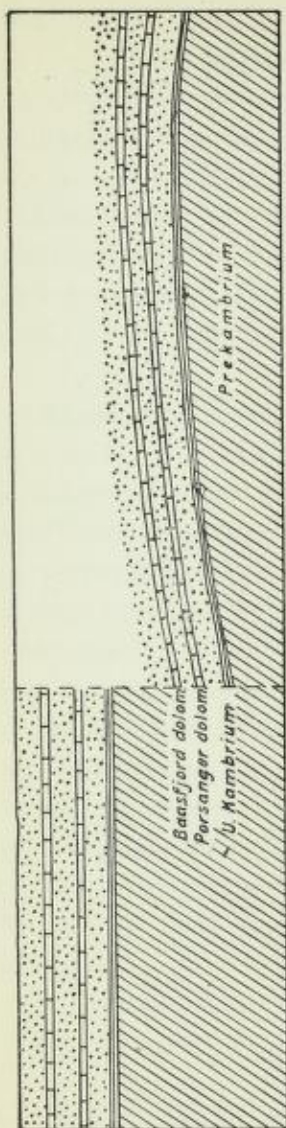
Det er her ikke vanskelig at si hvorfra sedimenttilførselen er kommet. For det første angir de geologiske forhold det oprakende lands beliggenhet og dertil fortæller konglomeratmaterialets beskaffenhet om transportveien. En stor del av blokkene bestaar av gneis- og granitbergarter, av samme typer som de der forekommer i det sydlige prekambriske omraade. De tilblandede sandstens- og kvartsitstener fortæller at der endnu laa rester av et sandstensdække ovenpaa gneis- og granitfjeldet i det omraade som isen kom fra. Og i andre konglomeratlag findes ogsaa dolomit, med oolit, stromatolit og flint. Ogsaa slike bergarter laa der rester av oppe i landet i syd.

Saa kommer der en ny sedimentserie flommende ut over det nordlige omraade, men nu med tildels mer fin-kornige, parallellagede sedimenter, som angir roligere forhold og dypere vand. Det er de rødbrune skifre og sandstener,

som fylder videre op og lægger sig utover som et vidt udbredt dække. Saa langt nord som ved Tanafjorden mangler dog denne serie. Materialet er fremdeles kommet fra det sydlige land. Enkelte sandstener er propfulde av granatkorn, sikkerlig residuum efter forvitring av de granatbergarter som findes i et bredt belte tversover Tanadalen ved Lævvajok og videre sydøstover, gjennom Finland.

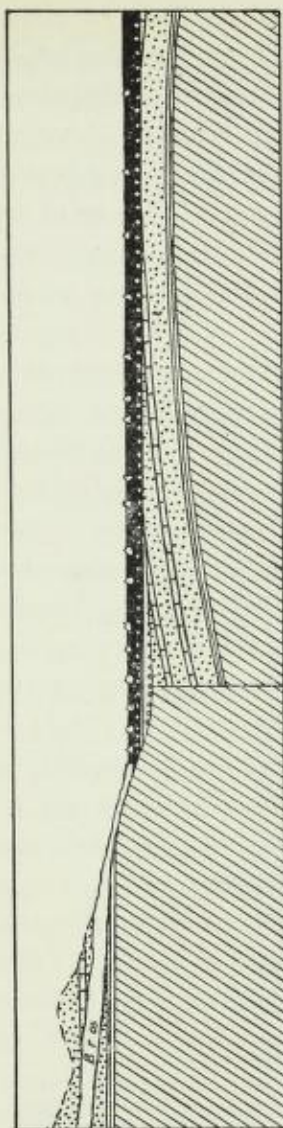
Over denne sandsten-skiferserie kommer bl. a. ved bunden av Varangerfjorden en ny morænedannelse, en avleiring av en helt anden karakter end den undre lyse sandstens smaa, lokalt forekommende tillitmasser. Som en i skifer og sandsten indleiret *jevntyk* zone finder vi over store omraader denne øvre glacialdannelse. Paa de steder hvor dens basis kan sees viser der sig ingen forstyrrelse i de underliggende lag. Der er idethele ikke nogen skarp grænse tilstede; den rødbrune skifer begynner ved et visst nivaa at føre sten og store blokker. At det dreier sig om en morænedannelse er ikke desto mindre sikkert. Det angis av bergartens karakter og av de av REUSCH paaviste skuringsstriper paa indleirede stener.

Nogen ismasse kan ikke *paa land* ha trængt sig frem over saa store omraader uten at forstyrre de underliggende lag. En ismasse paa land vilde heller ikke efterlatt sig et saa jevntykt morænelag. Denne jevne tykkelse er sikkerlig primær og skyldes ikke senere utnivellering ved bølger, for man ser ingen tegn til en slik utvaskning. Jeg kan ikke tænke mig anden forklaring end at her foreligger *en glacialdannelse, avsatt under vand*. I betragtning av at en helt lignende tillitzone som den ved bunden av Varangerfjorden gjenfindes paa forskjellige steder ved Tanafjorden — Altenomraadet uførtalt — er det videre ogsaa sandsynlig at her foreligger avsætning av løse *isfjeld* og ikke av en landfast bræ (se fig. 33).



SSO

NNV



Karlbotn

Leirbotn

Troldfjord

Fig. 33. Skematiske profiler til forklaring av den antagne geologiske struktur efter en linje gjennom Karlbotn-trakten. Nederste figur viser de antagne forhold under avsetningen av den røbrune fyllit.

Hermed kan det stemme at store sten blir sjeldnere i konglomeratet og dettes mægtighet mindre eftersom man kommer nordover, væk fra det gamle land.

Den i Bossekopavdelingen i Alten forekommende tillit¹ er saa absolut lik denne Varangeromraadets med hensyn til petrografisk karakter, mægtighet og indleiringsmaate, at der neppe kan være tvil om de to glacialdannelsers samtidighet. Den omgivende bergartsmasse er med sin lyse kvartsitiske sandsten som hovedbergart av en anden karakter end i tilsvarende lag i Varanger, dog forekommer ogsaa i Alten tynde indleiringer av rødbrun skifer.

Av antagelsen av Raipasavdelingens unge, ikke prekambriske alder følger at der i Altenomraadet maa ha været en sterkere foldningsbevægelse før den tillitførende lagrækkes avsætning end i øst. Forholdene er jo forøvrig ogsaa inden Østfinmarken forskjellige, idet diskordansen er meget tydelig ved Mortensnes mens den ved Tanaffjorden ikke fremtrær. Mens bevægelsen i Østfinmarken har resultert kun i svake skraastillinger ved siden av den omtalte forkastning har man i Altenomraadet havt en virkelig, dog ikke sterk foldning. Det forhold at den kaledoniske fjeldkjædebevægelse gjør sig temmelig sterkt gjældende her i vest vanskeliggjør spørsmålet om styrken av denne gamle foldning. Det vil dog fremgaa at diskordansen kan være meget utpræget, svarende til en oprindelig skraastilling av, sandsynligvis, ialfald 50°. Det er i og for sig meget naturligt at vi i dette vestre strøk, hvor sterke vulkanske processer var i virksomhet i et foregaaende tidsrum som geologisk talt sikkerlig ligger foldningstiden meget

¹ Av stor interesse er det at ZENZÉN i 1915 fandt et morænelignende konglomerat i Bossekopavdelingen i Kvænangen. Det vil bli beskrevet i hans arbeide om Kvænangenomraadet.

nær¹, har havt ogsaa mer utprægede tektoniske forstyrrelser end i øst.

Av generelle grunde maa vi anta at ogsaa Bossekop-tillitens materiale er kommet fra de nu indenforliggende strøk av Finmarken og at landet syd for Varangerfjorden har fortsat mot sydvest. Granit- og gneisbergarter er, ved siden av Raipasbergarter, meget almindelig i konglomeratets boller. Hvorvidt blotlæggelsen av dette prekambriske fjeld skyldes en forkastning, som i Varangertrakten, eller andre forhold, er der endnu ikke materiale til at avgjøre.

Vi kommer saa til det vigtige men samtidig vanskelige spørsmåal om den tillitførende lagrækkes *alder*. Med sikkerhet kan vi efter min mening indbefatte alderen i begrepet ordovicisk-silurisk. Vi kan dog sandsynligvis trække grænsene ogsaa noget snevrere idet vi som før nævnt paa Hitteren og paa Spitsbergen finder downtoniske umetamorfe lagserier liggende diskordant paa den kaledoniske fjeldkjædes dypt nederoderte rester. Fjeldkjædebevægelsen maa altsaa være avsluttet og en umaadelig erosion foregaat i predowntonisk tid. I det øieblik den tillitførende Bossekopavdeling er overleiret av den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe bergarter (likesom morænekonglomeratene i Tana og Varanger er sterkt paavirket av foldning) er det tydelig at denne yngre lagrække maa være ældre end fjeldkjædebevægelsens hovedperiode. Nogen ung (over-)silurisk alder kan derfor ikke antas.

¹ Om aldersforholdet mellem de i Raipasavdelingen *injicerte* bergarter (Kaafjord-„dioriten“ etc.) og Bossekopavdelingen skal jeg ikke uttale mig da jeg i de av mig undersøkte strøk av Finmarken ikke har havt anledning til at studere det. Dette vigtige spørsmåal vil bli behandlet av ZENZÉN i hans kommende arbeide.

Vi skulde kunne haabe paa at de betydelige jordskorpebevægelser som fandt sted i Finmarken forut for avsætningen av den tillitførende lagrække og med hvilke disse avsætninger tydeligvis staar i nøieste sammenhæng, at disse bevægelser skulde ha efterlatt spor længer sydoover. Det omraade hvorfra sedimentmaterialet til den yngre lagrække er kommet maa som nævnt nødvendigvis ha ligget i syd og uten tvil utgjort en betydelig og høit oprakende landmasse som til sine tider og ialfald tildels var dækket av is.

Tar man for sig det nordligste skandinavisk-baltiske omraade hvor den kambro-siluriske lagrække er nogenlunde utredet, Jemtland, støter man ogsaa paa noget paafaldende forhold. WIMANS studier over „Loftarstenen“ (se Bull. Geol. Inst. Upsala, IV) viser at der her har foregaaet dislokationer i gammel ordovicisk tid. Desuten finder vi over store deler av Jemtland mægtige kvartstrækker, hvis alder nok har været omstridt, men som dog efter al sandsynlighet — ialfald tildels — maa antas at være av mellem- til over-ordovicisk alder (se Wiman: Kambrisch-silurische Faciesbildungen in Jemtland, Bull. Geol. Inst. Ups. III). Disse sandstensmasser synes at tyde paa nogenlunde nærliggende land i nordvest.

Av interesse for sammenligningen er videre forekomsten av den tildels meget grovklastiske *Hovindgruppe* i Trondhjemfeltet, en avdeling som kommer over den av CARSTENS paaviste ældre grønstensavdeling (se s. 257). Hovindgruppen fører tildels grove konglomerater i betydelig mægtighet og bergartene i bollene viser at der før konglomeratets dannelse var foregaaet en hævning med paafølgende denudation av ældre kambro-siluriske lag, paa samme maate som tilfældet var i Finmarken før den tillitførende rækkes avsætning.

Ogsaa serpentinkonglomeratet i Ottatrakten, tilhørende øvre ordovicium, kan som en meget grovklastisk afdeling her nævnes og endvidere SCHIØTZ'S (forøvrig omstridte) antagelse av en yngre sandstensrik afdeling (*Kvitvola-etagen*) som i Trysiltrakten diskordant overleirer ortocerkalk.

Efter mine undersøkelser i Mjøstrakten er der her, i motsætning til hvad tilfældet er i sydligere norske omraader, utpræget sandige sedimenter i chasmopsavdelingen (4b) samtidig som faunaen er meget avvikende, men overensstemmende med den samtidige fauna fra Estland. En antagelse av et meget grundt hav svarende til denne fauna, med en landmasse i nord, er her den meget nærliggende forklaring.

Nævnes maa ogsaa konglomeratene i „høifjeldskvartsen“ i det sydlige Norge, bergarter som efter GOLDSCHMIDT (se N. g. u. 77) maa sees i forbindelse med selve fjeldkjædens dannelse. Imidlertid maa de i denne series gabbrokonglomerat optrædende eruptivbergarter antas at tilhøre en adskillig yngre tid end Raipaseruptivene. Samtidig er forekomstmaaten en helt anden idet (Øst-)Finmarkens tillitførende sandstenssedimenter ikke skriver sig fra en i foldningsgrøften opstigende fjeldmasse, men skylder sin tilblivelse en dislokation med hævnning av land paa den motsatte kant. Forekomsten av forholdsvis finkornige sedimenter i den tillitførende series øvre del, over det rødbrune tillitlag, tyder paa at roligere tider fulgte denne dislokationsperiode og sandsynligvis var den kaledoniske foldnings *hovedperiode* endnu temmelig fjern.

Endelig kan som et mulig parallelt tilfælde omtales at man (i Girvan-Ballantraeomraadet paa vestkysten) i Skotland i midtre ordovicium har havt meget kraftige jordskorpebevægelser som har foraarsaket en fremtrædende diskordans og

avsætningen (fra en landmasse i nordvest) av tildels meget mægtige, ofte ogsaa overordentlig grove, litet lagede konglomerater¹. I disse *Kirkland-* og *Benan-konglomerater* utgjøres stykkene av Arenig-avdelingens flint og vulkanske effusivbergarter, likesom av deri injicerte eruptiver.

Jeg er fuldt paa det rene med at de foreliggende fakta er helt utilstrækkelige selv for en omtrentlig bestemmelse av Finmarks-tillitens alder. Som mulige antydninger har de nævnte forhold sin interesse. *At bergarten tilhører midtre eller øvre ordovicium holder jeg for overveiende sandsynlig.*

Med hensyn til orogenetiske forstyrrelser i ordovicisk tid kan det forøvrig tilslut være av interesse at nævne at man i den østlige del av Nordamerika, i den nordlige del av den store Appalachian-geosynklinal, nu svarende til et omraade i den vestre del av Ny-England-statene, havde en betydelig fjeldkjædebevægelse i yngre ordovicium, „the Taconic revolution“. Ogsaa her var jordskorpen under en stadig synkning blit belastet med en enorm masse sedimenter, saa spændingen tilslut blev utløst ved foldninger.

Tilstedeværelsen av ismasser i den nordlige del av den landmasse hvorfra Finmarkens tillitførende sandstensrække har faat sit materiale, behøver slet ikke at bety arktiske forhold ved denne nordlige kyst og endda mindre da i det baltisk-syds-kandinaviske omraade. Vi vet jo hvorledes i nedslagsrike strøk bræer kan gaa ned til sjøen paa temmelig lave bredder. I Britisk Columbia saaledes ved 58° n. br., og paa vestsiden av Syd-Amerika paa bredder svarende til det sydlige Mellemeuro-pas, ja paa 46¹/₂°. Aarstemperaturen er i sidstnævnte omraade som i Melleme-Tyskland. Og de indenforliggende fjeldes høide

¹ Se f. eks. pl. XV i „The Sil. Rocks of Britain, I Scotland“, Mem. Geol. Surv. United Kingdom, 1899.

er dog ikke mer end 2600 m. Paa ikke større landmasse end Kerguelen, ogsaa paa Mellem-Europas bredde, gaar bræer ned til 60 m. o. h. Man behøver altsaa ikke, selv om klimaret antas at ha været meget temperert, at forutsætte særlig svære høider for at kunne forklare tilstedeværelsen av et nogenlunde utstrakt isdække. Idet vi ikke kjender tillitsedimentenes alder har vi jo intet holdepunkt for det antagne lands sydgrænse, men selv om det ikke strækker sig længer end fra den nuværende Varangerfjord og til henimot den finske bugt (vi vet at Estlandsomraadet i flere ordoviciske tidsrum har været land) faar vi dog en bredde som adskillig overgaar den skandinaviske halvøs. Tænker vi os saa forholdene omtrent som paa denne halvø i nutiden, med et vandskille nær ut mot havet i nord (og nordvest) og et flatere land grænsende ned til havet i syd, skulde man ikke behøve at faa særlig egenartede forhold i dette sydlige havbækken.

Da der saaledes ikke synes at være nogen nødvendighet for at anta en særlig utpræget generel klimaforværrelse svarende til Finmarkens gamle bræperiode, har det ogsaa liten interesse at søke rundt efter mulig samtidige fænomener av lignende natur. Den eneste helt sikre glacialdannelse som muligens kan være av lignende kambro-silurisk alder (jeg bortser her fra Kinas og Australiens velkjendte, yngste proterozoikum eller allerunderste kambrium tilhørende tilliter) forekommer i Kaplandet, i en mægtig serie av dolomit, kalk og skifer o. a. Tilliten er ialfald predevonisk.

Allerede KEILHAU er under sin diskussion om Finmarks-sandstenenes alder (s. Gæa s. 269) inde paa den likhet man finder mellem den geologiske opbygning av Varangerhalvøen og omraadene ved den vestrussiske ishavskyst „wo die sogenannten

Fiskeröe und vielleicht noch ein Paar andre dort so markirt vorspringende Halbinseln denselben Bau wie das Land bei Vadsöe haben — —“. Siden har da praktisk talt alle geologer som har behandlet Varangerhalvøen eller de russiske omraader omtalt denne likhet.

En detaljert beskrivelse av bergartsserien paa Fiskerhalvøen og Kildin har man faat i FIEANDTS arbeide fra 1912: „Fiskarhalföns och ön Kildins geologi“. Selv med en saa noiagtig beskrivelse for haanden er det meget vanskelig og usikkert at dra nogen slutning med hensyn til hvor i Finmarkens lagrækker disse østlige omraaders sedimentserie maa antas at høre hjemme. Man maa jo i slike sedimenter være forberedt paa raske og betydelige faciesforandringer. Noget som imidlertid synes at gi et viktig holdepunkt er Fieandts meddelelse om (s. 8) at han har kunnet konstatere rigtigheten av BÖHTLINGKS iagttagelse, at *sandsten ligger paa granit* paa det smale eid mellem Fiskerhalvøen og fastlandet. Herved har vi faat et likhetspunkt med forholdene ved Karlbotn o. s. v., hvor den *yngr*e sandstensrækkes lag hviler paa den gamle granit. Forekomsten paa Fiskerhalvøen av et litet skiktet konglomerat med boller av granit, amfibolit, diabas, kvartsit m. m. tyder jo ogsaa nærmest paa en samtidighet med denne yngre hovedavdeling. For mig staaer det derfor som sandsynlig at den av RAMSAY hævdede forkastning langs Kolahalvøens kyst er ældre end Fiskerhalvøens og Kildins sedimenter, at disse er avsatt langs en mot syd brat opstigende granitkyst. De yngre forkastninger som sees gjennemsætte sedimentlagene, synes at være av mindre betydning.

Forekomsten av sandstensomraader ogsaa paa øst- og sydsiden av Kolahalvøen gir os muligens paa samme maate

fingerpek om utstrækningen av det oprakende land som fortsatte fra den nuværende sydlige del av Finmarken østover paa Kolahalvoen.

Den kaledoniske fjeldkjædes metamorfe bergarter.

Som et bredt belte ser vi dette heterogent sammensatte bergartskompleks løpe igjennem den nordvestlige del av Finmarken, i direkte fortsættelse av det tilsvarende længer syd i fjeldkjæden, hvor der har været ført saa megen strid om de hithørende bergarters alder og oprindelse.

Forholdene langs den sydøstlige del av fjeldkjæden i Finmarken er i den vestlige del av amtet i hovedsaken helt lik dem som er kjendt fra sydligere omraader, i Nord-Sverige og Tromsø amt. Man har over en forholdsvis litet mægtig „Hyolithuszone“ et mægtig dække bestaaende av overordentlig sterkt pressede, tydeligvis skjøvne bergarter av meget forskjellig karakter. Kommer vi imidlertid saa langt øst som henimot Porsangerfjorden blir dette forhold anderledes. *De skjøvne, metamorfe bergarter kommer her over en sedimentrække paa mindst 6—700 m. mægtighet (muligens mer) mens ved Altenelven kun omkring 150 m. skifer og sandsten ligger mellem prekambrium og mylonitplaten.* Vi skal senere se hvor ujevn denne skjøvne masses underflate er ogsaa andre steder i Finmarken.

Fra Porsangeromraadet og til strøket ved Berlevaag synes saa igjen underflatens, skyveplanets, høide over prekambrium at være nogenlunde ens, sandsynligvis dog i øst endnu noget større. Der er imidlertid her længst mot nord-øst et andet paafaldende fænomen som kommer til. Mens

grænsen mellem de underliggende litet omvandlede bergarter og de overliggende metamorfe vestover i Finmarken er helt skarp, saaledes at man gennem en lagtykkelse af faa meter kommer fra praktisk talt uomvandet, kun noget opknust sediment op i en helt mylonitisk, ofte vanskelig bestembar metamorf bergart, finder man længst øst, i kystprofillet i strøket øst for Berlevaag *ingen slik skarp grænse men derimot en overgangszone* av betydelig mægtighed. Og mens den metamorfe serie overalt ellers i grænsestrøket viser svævende lagstillinger og smaa faldvinkler har fyllit-kvartsitserien, hvor den øst for Berlevaag nærmer sig Løkvikfjeldets mægtige sandstensserie (se kartet s. 174), meget steilt fald. Forholdene kan efter min mening ikke forklares paa anden maate end at den metamorfe bergartsmasse, som ellers er tydelig forskjøvet i nogenlunde horizontal retning, her *længst i nordøst hænger sammen med det underliggende*.

Vi skal i denne forbindelse lægge merke til at forholdene langt i øst var anderledes end i vestenforliggende strøk av Finmarken da den kaledoniske jordskorpebevægelse indtraf, idet vi her havde, i syd for den nuværende Varangerfjord, brat opstigende prekambrisk fjeld (se fig. 33), en solid blok som stod imot trykket fra nordvest. Dette forhold kan selvfølgelig ha havt indflydelse paa foldnings- og forskyvnings-tektoniken.

Imidlertid er der overordentlig meget som taler for at den væsentlige aarsak til de avvikende forhold i øst er en anden, nemlig at vi her er kommet saa langt *væk fra fjeldkjædens centrale del* at de geotektoniske kræfters virkning her er forholdsvis liten, saa nogen skyvning ikke er kommet istand. Kotekartet s. 265 viser rigtignok at strøkretningen for den øvre del av den kaledoniske foldningsgrøfts sydøstside

er temmelig østlig men derfor behøver ikke den centrale del av grøften nødvendigvis at ha havt samme retning. At fjeldkjædens *hovedstrøk* maa ha været mere nordlig synes direkte at angis av dens fortsættelse til Spitsbergen, her med nord-nordvestlig strøk, likesom fordelingen av de store eruptivmasser i Vestfinmarken tyder paa det samme. I denne retning peker muligens ogsaa den sadelformige opbulning av den metamorfe serie ved Altenfjorden som svarer til de paa en temmelig nordlig linje liggende Raipasvinduer i dette omraade (se kartet, pl. XXI). Mens de metamorfe bergarters grænselinje i strøket Porsanger—Berlevaag løper omtrent $\text{Ø } 20^{\circ} \text{ N}$ kan neppe fjeldkjædens hovedretning ha gaat østligere end $\text{Ø } 45^{\circ} \text{ N}$.

Paa Nordkynhalvøen har man et temmelig nordlig strøk som det med al tydelighet fremgaar av kystkonturene likesom av KEILHAUS geologiske kart over Nord-Norge i Gæa. Retningen dreier sig om $\text{N } 30^{\circ} \text{ Ø}$. I denne forbindelse kan videre nævnes det fænomen som er saa paafaldende omkring den indre del av Porsangerfjorden, at foldningsaksene i sandstensomraadet løper NNØ mens omraadets grænse mot de metamorfe bergarter i nord er en langt mer østlig. Porsangerfjordens retning synes at være betinget av denne nord-nordøstlige foldningsretning. I sydvest for Porsangerfjordens bund gaar ogsaa de metamorfe bergarters grænse omtrent i nord—syd.

Hvorvidt de nævnte forhold betyr at fjeldkjæden her nord deler sig og sender ut en mindre fremtrædende arm mot øst-nordøst faar fremtidige undersøkelser avgjøre.

Jeg har paa fig. 34, s. 282, paa skematisk maate fremstillet forholdene som jeg tænker mig dem i et snit lodret paa fjeldkjædens hovedretning, idet jeg har projicert de undersøkte punkter ved Porsangerfjorden, paa østsiden av

Tanafjorden og paa nordsiden av Varangerhalvøen, ved Kjølneset, paa én linje. De korte streker antyder metamorfosens grad, talrike streker betyr sterk, faa streker svakere omvandling. Den til fjeldkjædens skjønne bergarter hørende fyllit-kvartsitserie som anstaar paa østsiden av Tanafjorden mellem Store Molvik og Tanahorn, maa nødvendigvis opfattes som en ækvivalent for den tilsvarende bergartsserie som paa nordsiden av Varangerhalvøen gaar over i Løkvikfjeldets stratigrafisk lavereliggende sandstensserie, der igjen tilhører en umetamorf facies av den ældre sandstensrække. Det ved Store Molvik eksisterende bruddplan,



Kolvik

St. Molvik

Kjølneset

Fig. 34. Se teksten.

som kan opfattes som et temmelig flattliggende foldningsforkastnings- eller ogsaa et spalteplan, forsvinder saaledes mot nordøst.

Selv har jeg inden den østlige del av Finmarken kun studert den metamorfe serie i det lille felt øst for Tanafjorden men det fremgaar bl. a. av KEILHAUS iagttagelser at helt lignende bergarter anstaar ogsaa i Nordkyn-halvøen. Ved Kjøllefjord fandt Keilhau i en mægtig kvartsit tydelige kvartskorn, idethele en utpræget sandstensstruktur. Ved Omgang er der muligens kalkstensindleiringer. Ved Porsangerfjordens munding anstaar paa begge sider granatførende glimmerskifer samt en mægtig hvit kvartsitmasse.

Gneisagtige bergarter findes ifølge REUSCH ofte omkring den ytre del av Porsangerfjorden og KEILHAU nævner gneis

fra strøket inderst i Laksefjorden, ved grænsen mot lerskifer og dolomit. Det er, for en del ialfald, her tale om hornblendegneis. Ellers nævner Keilhau fra Blekenes, et punkt paa vestsiden like overfor Adamsfjord i Laksefjorden „Granit- und Diorit- oder vielleicht richtiger Syenit-Bildungen“. „Die granitischen und syenitischen Massen bilden unbestimmt geformte, meist vermittelt ganz allmählicher Übergänge mit den Gneuse verbundenen Partien; von den Granitmassen gehen jedoch häufig Feldspath-Ramificationen aus“. Ved Adamsfjord saa han mægtige gange av basaltlignende diorit. (Gæa s. 263).

Mens eruptivbergarter utvilsomt optrær i forholdsvis liten mengde i de metamorfe bergarter østenfor Porsangerfjorden findes de i store mængder vestenfor. Vi har dem ikke bare ute i kyststrøket og paa de store øer i Vestfinmarken, hvor særlig K. PETERSEN har foretat omfattende undersøkelser som nylig er fortsat av TH. VOGT (1914 og 1916) der har kunnet paavise at disse store eruptivmasser er av *kaledonisk* alder; de naar ogsaa længer indover mot sydøst, som det vil fremgaa av mine iagttagelser inden Altenbladet. Herved er da „fjeldproblemet“ blit langt mer komplisert end i den østligste del av Finmarken.

Vi skal i al korthet omtale de viktigste resultater angaaende fjeldkjædens bergarter inden Altendistriktet.

Av stor interesse er her tilstedeværelsen av forholdsvis litet pressede, overmaade feldspatrike sandstener i den basale del av den skjønne masse længst i sydøst i det metamorfe strøk, og den stort set gradvise overgang til mer og mer mylonitiske bergarter opover. Allerede dette tyder overordentlig sterkt i retning av at disse utvilsomt sedimentære myloniter ikke kan tilhøre en sparagmitformation *ældre* end

Hyolithussonen, en sparagmit som maatte antas at ha havt sin plads et sted langt i nordvest. Man maatte da ha ventet de sterkest opknuste lag netop i den nedre del, nær den forskjøvne masses underflate.

Betragtningen av den overmaade jevne grænseflate mellem den underkambriske, ufoldede lerskifer-sandstensavdeling og de overliggende mylonitiske kvarts-feldspatskifre (se panoramaet pl. II) gir ogsaa vanskelig plads for antagelsen av en stor skjøven masse av *helt fremmed* oprindelse.

Det som særlig, allerede før mine undersøkelser av profilet øst for Berlevaag 1917, bestyrket mig i den opfatning at de pressede kvarts-feldspatskifre over Hyolithussonens lerskifre ikke tilhørte nogen ældre sparagmitformation, var paavisningen av utvilksomt kambro-siluriske feldspatrike sandstener, ganske overordentlig lik dem som findes nederst i den metamorfe serie vest for Bøjobæske — kun var de mindre, tildels meget litet presset — i et omraade hvor de metamorfe bergarter ikke er tilstede, nemlig i de lave høider øst for Staburselven østenfor Altenbladets omraade. Disse tildels temmelig grove feldspatførende sandstener¹ tilhører uten tvil for en del den underkambriske series øvre del (se s. 125), tildels vistnok ogsaa den overliggende mægtige Porsangersandsten. Saavidt det kan skjønnes har man i dette strøk, øst for Staburselvasdragets øvre del, en noget egenartet utvikling netop med hensyn til de optrædende sandsteners feldspatgehalt. I Vuollanjunne, Gaggagaisa o. s. v. har jeg nemlig ikke iagttatt denslags grove sparagmitiske bergarter. Man ser nok, baade i Hyolithusseriens og de overliggende lyse sandstener nogen

¹ A. Gavelin nævner fra Hyolithussonens øvre del i Kvikkjøkktrakten (Ruoutevarre) sparagmitskifer veksellagrende med kulrike alunskifre med kvartsitbænker. G. F. F., 37, s. 18.

feldspatkorn naar man undersöker bergartene i mikroskop, men ikke i tilsvarende mængde. Det kan i denne forbindelse nævnes at jeg i et præparat av en sandstensbænk som forekom ved den lille isolerte dolomitknaus i Stabursdalen, ca. 5 km. vest for Porsangerfjorden (se kartet s. 135) fandt overordentlig meget feldspat, mens præparater av Porsangersandstenen længer inde ved Porsangerfjorden viste litet ellet intet av feldspatkorn. At de nævnte feldspatførende sandstener øst for Stabursdalen skulde repræsentere den nedre del av et skjøvet, ellers vækdenudert dække er utelukket.

Uten at de nøiere forhold angaaende disse feldspatrike sandsteners optræden kan siges at være utredet, maa det vel i det øieblik det er en kjendsgjerning at man har slike yngre sparagmitiske lag *in situ* inden et omraade, hvor mylonitiseringen ikke har naaet hen, og man har en lignende sparagmit — her sterkere presset og med overgang opover til mylonitisk bergart — i tilsvarende, tildels lavere nivaa, liggende ovenpaa Hyolithuszonens 150 m. mægtige lerskifer-sandstensavdeling i det tilgrænsende strøk i vest og sydvest, være en temmelig nærliggende slutning at disse fjeldkjædens sterkt pressede feldspatrike sandstener i det sydøstre strøk av Altenbladet i *hovedsaken* hører hjemme i det nivaa hvor de nu findes, at de er yngre end de 150 m. underliggende lerskifer-sandstenssedimenter.

Det fremgaar av vekselen i forskjellige nivaaer mellem mer og mindre opknuste bergarter, som nævnt fra Dødningekløftens profil, at man ikke har havt ett stort massivt fjeldparti som har været skjøvet, og derfor ikke bare ett skyve- eller glideplan; man har utvilsomt havt en række mer eller mindre skraatstiliede *glideflater*, som samtlige kan ha været av stor betydning under bevægelsen. Paa denne maate kan



Fig. 35. Schematisk profil fra den centrale del af fjeldkjæderozonen i Vestfinmarken til glintranden. Længst tilhøire er profilinjen lagt østlig, saa den skjærer Vuorjegaissa. Det tæt strekede betegner metamorfe bergarter av sedimentær oprindelse.

man ha faat en flere gange gjentat lagrække og mægtigheden av den sparagmitiske bergart som er ophavet til haardskiferne behøver derfor ikke at ha været særlig stor. Det fremgaar videre av dette at *inden den skjovne masse* kan paa denne maate ældre lag komme over yngre.

Inden det sydøstligste omraade av det metamorfe strøk har vi utvilsomt en utpræget *skjælstruktur*, med *et hovedforskyvningsplan under de mot nordvest utkilende eller uttyndende skjæl eller plater*. Forholdet er antydet paa profilet, fig. 35.

Den sydøstlige del av dette profil minder ganske paafaldende om tilsvarende periferiske deler av enkelte fjeldkjædeprofiler fra *de skotske høilande*, særlig fra det nordlige strøk, fra Loch Eireboll til Loch Assynt¹. Ogsaa her har man langt væk fra det centrale foldningsstrøk de yngre lag liggende *in situ* paa de ældste kambriiske lag; skjælstrukturen er i disse skotske profiler meget utpræget og tydelig ogsaa langt henimot centralzonen.

¹ Se f. eks. fig. 25, s. 491, i „The Geol. Structure of the North-West Highlands of Scotland“.

Et forhold som nøiere maa omtales er forekomsten av dolomitiske bergarter netop i grænsepartiet mellem Hyolithus-zonen og de mylonitiske bergarter. De er av to helt forskjellige typer. Den ene optrær som et tydelig, vel begrænset lag iagttat saavel i Altendalen som i Storskaret, sydvest for Bojobæsk, hvor det anstaar som en $1\frac{1}{2}$ m. tyk bænk umiddelbart under grov konglomeratagtig sparagmit. I Dødningekløften synes denne zone imidlertid at mangle. Bergarten er karakteristisk ved sin overordentlig sterke forkisling, ved mængder av kvarts ikke bare paa sprækker men ogsaa i partier ellers.

Et tyndt lag som optrær saapas regelmæssig kan neppe ha havt nogen særlig lang transport og omend jeg ikke har set noget tilsvarende i den underkambriske avdeling længer øst — hvor forøvrig karbonatholdig sandsten er iagttat i Gaggagaissa — er jeg foreløbig nærmest tilbøilig til at opfatte nævnte dolomitiske bergart som hjemmehørende i Hyolithus-zonen.

Den anden bergartstype er baade med hensyn til forekomstmaate og petrografisk beskaffenhed av en helt anden karakter. Man finder den som en utpræget *lokal* forekomst, iagttat ovenfor Jotkastuen hvor den anstaar som en uregelmæssig bergartsmasse av liten horizontal-utstrækning men med betydelig tykkelse, ialfald sammenlignet med det ovenfor nævnte dolomitiske lag. Bergarten er som det fremgaar av analysen s. 79 meget litet kiselsyreholdig og med en normaldolomits sammensætning. Videre har den en oolitlignende struktur (se pl. XVII, fig. 4) som er overordentlig vel bibeholdt. Dette dolomitparti er tydeligvis skjøvet, revet løs fra sin hjemstavn, *allochthont*. Paa den anden side synes

det urimelig at anta nogen særlig lang og besværlig transport, hvor strukturen i et saa litet parti er saa vel bibeholdt.

Bergartens overordentlig store likhet med enkelte typer av Porsangerdolomiten tyder sterkt paa at den *skriver sig fra netop dette nivåa*. Vi vet at der ca. 4 mil i nordøst anstaar Porsangerdolomit direkte under de metamorfe bergarter. Tænker vi os denne Porsangerdolomit fortsat under den metamorfe serie mot sydvest og saa et stykke av dolomiten herfra revet med mot sydøst blir transportveien omkring 13 km.

Det er i denne forbindelse et forhold av stor interesse hvor hyppig man i de skjøvne, metamorfe bergarter i fjeldkjædens østlige del sydvest for Finmarken, saavel i Tromsø amt som paa svensk side, møter dolomiter som ofte er indleiret i sort skifer, en kombination som sterkt *minder om deler av Raipasserien*. K. PETERSEN angir disse led som typiske for sin Balsfjordsgruppe. SVENONIUS anfører i „Norbottens Läns Kalkstensförekomster“¹ (s. 59) en analyse av graa, forvitret hvitagtig dolomit fra Velkesorta, paa nordsiden av Torneträsk, og denne analyse viser paa det allernærmeste normaldolomitens sammensætning, som Raipasdolomiten likesom dolomiten ovenfor Jotkastuen gjør det (se analysene s. 49 og 79). At der sammesteds — i Velkesorta — ogsaa findes sort kalksten, foruten sort skifer, gjør likheten med Raipassedimentserien endda større.

Mens vi inden den sydøstre del av Altenbladets omraade endnu har enkelte holdepunkter for slutninger om de metamorfe sedimenters alder og oprindelse, saa kommer vi, naar vi betrakter de skjøvne sedimentærbergarter i *nordvest*, paa meget usikker grund.

¹ Sveriges Geol. Undersök., Aarbok 9, 1915.

Den i nordvest optrædende eruptivzones forhold synes derimot at være mere enkelt, skjønt i detalj sikkerlig indviklet nok. Ved sin geologiske optræden karakteriserer denne zone sig som et *ynge* led i fjeldbygningen. Om bergarterne her er grundfjeldsagtige, saa viser overgangen til mer og mer skifrige bergarter baade opad og nedad, at det ikke kan være et stykke av grundfjeldet som er skjøvet avsted. Eruptivzonen maa i hovedsaken opfattes som en *injektion*, men en injektion under sterkt tryk og utvalsning av bergarterne. Forekomsten av sterkt foldede pegmatitganger i skifrig granit (s. 67) viser at denne granitmasse maatte være ialfald til en viss grad størknet før fjeldkjædebevægelsen var avsluttet og saaledes sandsynligvis *tildels* skjøvet i fast tilstand. Dette tør da ha været tilfældet med hovedmassen av eruptivene saa langt mot sydøst som paa Altenbladet. Forekomsten av aplitisk granit uten spor av skifrihet tyder imidlertid paa at eruptivprocessene har vedværet ogsaa under den sidste del av skyvningsperioden.

Med hensyn til forholdet mellem de overliggende skjøvne, metamorfe bergarter og de underliggende litet pressede, saa har man i den nordvestre del av Altenbladet den avvikelse, at overleiringen her er utpræget *diskordant*. Dette kunde jo tænkes at bero paa det tidligere nævnte forhold at mens de laveste paa prekambrium liggende lag ligger helt ufoldet, optrær de høiereliggende horisonter altid foldet. Man maa dog uanseet dette anta at skyvningen har været mere intens her i nordvest end i sydøst. Saavidt jeg har set er skyvveplanet, f. eks. ved Bossekop, tydelig mer markert og opknusningen ved selve grænsen sterkere end i Altendalen. Og Bossekopavdelingen og de overliggende feldspatrike, mylonitiske bergarter har sikkerlig ingenting med hver-

andre at gjøre. Ogsaa de metamorfe bergarters underflata — skyveflaten — forløper her omkring Altenfjordens bund mer uregelmæssig end i sydøst. Jeg har paa fig. 36 forsøkt at fremstille denne grænseflate mellem umetamorfe og metamorfe, skjønne bergarter. Kurvene under havnivaet blir jo selvfølgelig i nogen grad hypotetiske, idet det eneste

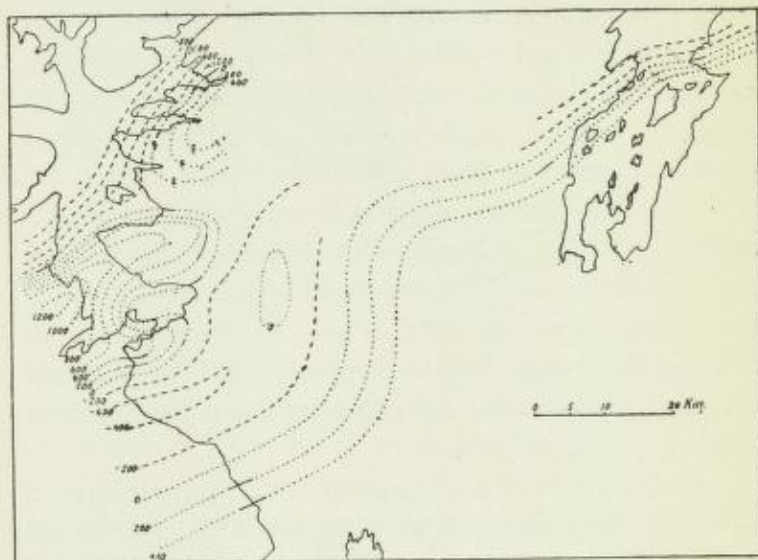


Fig. 36.

Kotekart over de metamorfe bergarters antagne underflata i strøket omkring bunden av Alten- og Porsangerfjorden. De prikkede linjer angir kotene for hvert 200 m. fra havnivaet og opover. Hvor iagttagelse foreligger er linjen optrukket. Koter under havflaten er angit ved strekede linjer.

man har at rette sig efter i disse tilfælder er lagstillingen i overflaten. Det viser sig at den metamorfe bergartsmasse ved siden av sin traugformige nedbugtning paa Altenbladet har en overordentlig sterk opbulning over den indre del av Altenfjorden, idet man her i Hallde og paa Alteneshalvøen har (forholdsvis) umetamorfe bergarter i meget betydelig høide.

I hele strøket omkring den inderste del av Altenfjorden er grænsen altid utpræget diskordant, og her vil man ogsaa ofte, som ved Talvik og Leirbotn, ha et forhold som minder om det fra Porsanger nævnte, at de umetamorfe bergarter har et strøk (omtrent N-S) som sterkt avviker fra de nærmestliggende metamorfe skifres. Dette nordlige strøk optræer over saapas store omraader at det synes at antyde at trykket under ialfald en del av foldningen var temmelig meget vest—østlig. Med sine smaa faldvinkler og vekslende strøk gir den metamorfe series lagstilling ofte daarlige holdepunkter for slutninger om trykkets retning.

Om oprindelsen av de i den nordvestlige del av Altenbladet optrædende metamorfe bergarter, under og over granitgneiszone, vet vi litet med sikkerhet. Efter min mening dreier det sig utvilsomt om sedimentære bergarter av væsentlig sparagmitisk karakter. Et fingerpek har vi muligens i forekomsten av litet pressede *feldspatrike sandstener længer utover ved Altenfjorden*, forekommende i lagrækker som maa regnes til Raipas. Jeg har selv set en slik sandsten paa Alteneshalvøen og en sparagmit-lagrække er iagttat av TH. VOGT i Kvalsundtrakten (nævnt i foredrag i N. geol. forening, januar 1917). Der er intet iveien for at man i *et mere nordlig strøk kan ha havt sterkt arkoseagtige bergarter*, svarende til et nogenlunde nærliggende land. Forekomsten av pressede sparagmitiske bergarter i veksellagring med *dolomit* (som f. eks. ved Talvik) tyder overordentlig sterkt paa at det virkelig dreier sig om bergarter *tilhørende denne Finmarkens ældre, dolomitførende sandstensrække*.

Mens hovedmassen av Altenbladets metamorfe sedimentserie maa antas at ha havt sin hjemstavn temmelig langt borte, i nordvest, holder jeg det for sandsynlig, som

det vil fremgaa av mine betragtninger s. 283—285, at ialfald den nedre del av den pressede lagrække som ligger over Altendalens uomvandlede underkambriske serie er kommet mindre langveis fra, tildels kun er forholdsvis litet flyttet, idet den maa antas at være opbygget av bergarter hvis stratigrafiske plads maa være nogenlunde nær over den „Hyolithuszone“ som den nu ligger paa. Bergartenes hjemstavn maa følgelig fortrinsvis søkes under den del av den metamorfe mulde hvor de metamorfe bergarter kommer i berøring med de over Altendalens Hyolithuszone kommende lag, d. v. s. fra muldens bund og noget nordvestover (se fig. 35, s. 286). Imidlertid tror jeg ikke at man her, selvom der var anledning til at foreta undersøkelser ved de metamorfe bergarters undergrænse i dette parti, vilde finde de skjønne bergarters *røtter*, de er sikkerlig forlængst, paa et tidlig stadium av skyvningen, rykket over og de nordvestenfra kommende masser har glattet bruddet til saa ogsaa her skyveplanet fremtrær skarpt og tydelig.

Jeg har paa fig. 37 forsøksvis fremstillet hvorledes man efter de iagttagne forhold kan tænke sig fjeldkjædeprocessen gaat for sig. Profilene omfatter i hovedsaken samme strøk som profilet s. 286, men er forenklet.

Man maa tænke sig fjeldmassen ved deformationens og injektionens begyndelse opstykket ved skraat mot fjeldkjædens centrale del stillede spalteflater (listriske flater) *som har naaet ned til det nuværende hovedskyveplan*. En struktur med slike spalteflater, de senere glideplan av anden orden (minor thrust planes), naaende ned til et bestemt hovedskyveplan har man som nævnt eksempler paa i den perifer del av enkelte fjeldkjædeprofiler i Skotland. Forskjellen blir ved vort profil at disse spalteflater heller ikke nær fjeldkjædens

NV

SØ

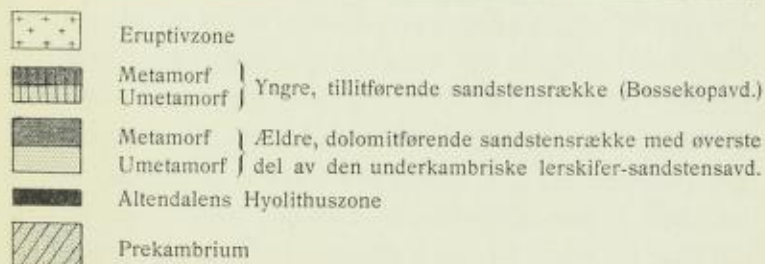
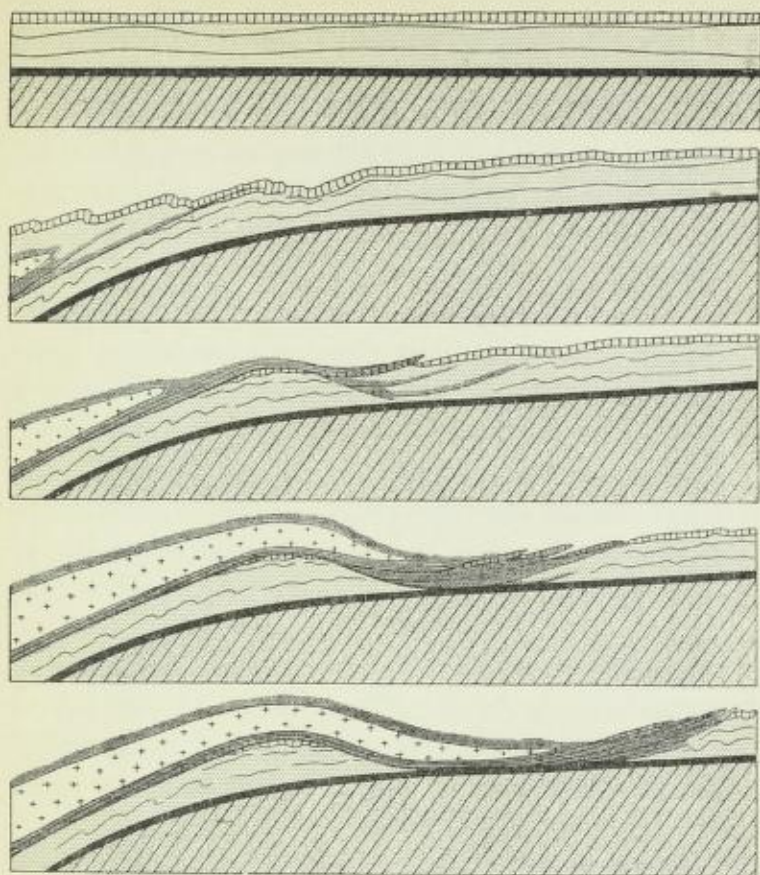


Fig. 37. Forsøksvis, skematisk fremstilling av det mulige forløp av fjeldkjædebevægelsen inden Altenomraadet.

centrale del synes at ha naaet ned til eller ned i prekambrium. I stedetfor det optrængte grundfjeld har man optrængte yngre eruptiver. Praktisk talt over hele det tilgængelige profil har der i Finmarken i forbindelse med forskyvningen fundet sted en intens parallelutpresning av de enkelte skjæl. Vi kan derfor nu vanskelig tale om en skjælstruktur, undtagen som nævnt længst i sydøst, isteden har vi en række overskjøvne tynde flak (*spaltesdækker*).

Med hensyn til tilstedeværelsen av en mulig skjælstruktur saa vil dette spørsmåal bedst kunne studeres hvor man har noget forskjelligartede bergarter, f. eks. dolomitindleiringer, og ikke en saa ensformig metamorf serie som inden Altenbladet.



Fig. 38. Se teksten.

Et nøiere studium av dolomitdragene i den skjøvne masse længer ute ved Altenfjorden vilde her være av stor

interesse. Sammenligner vi f. eks. de metamorfe sedimentærbergarter i strøket ved Talvik og i strøket nord for Leirbotn paa østsiden av fjorden, saa viser det sig at trods en stor overensstemmelse saa er der ogsaa forskjelligheter (se s. 102—104 og s. 108).

Mens den undre av de to dolomithorizonter kommer som underste lag i den metamorfe serie ved Talvik (se profilet s. 286), ligger den tilsvarende dolomit paa østsiden av fjorden et godt stykke oppe. Og mens mægtigheten av denne dolomit i dalen indenfor Talvik er 120 m., er der ved Kvitvik kun nogen tynde linser igjen. Disse betydelige uregelmæssigheter kan godt tænkes at staa i forbindelse med en opdeling av massen i raskt utkilende partier. Med antagelsen

av en sterkt utpresset skjælstruktur kunde forholdene forklares som vist skematisk paa fig. 38.

Med hensyn til selve de processer som maa antas at ha været *aarsak* i skyvningen saa vet vi da litet om dem; vi ser deres virkninger i de betragtede, perifere deler av fjeldkjædestrøket. Vi kjender imidlertid én faktor som *kan* ha været av stor betydning for forskyvningen, uten at forholdet er nøiere kjendt. Det er de fremtrængte eruptivmasser. Ikke mindst med det forhold for øie at en stor del av eruptivene sikkerlig er transportert, ialfald det sidste stykke vei, i nogenlunde fast tilstand, sandsynligvis trykket frem av nye optrængende magmamasser, maa man regne med at ogsaa de tilstøtende sedimentlag i betydelig mængde kan *være blit skjøvet med*. Detaljerte studier over eruptivzonen og de tilgrænsende sedimentærbergarter vil muligens kunne gi holdpunkter for slutninger om dette fundamentale spørmaal.

Om det interessante og vigtige strøk Korsfjord—Lærrisfjord paa østsiden av Altenfjorden skal jeg ikke uttale mig nøiere. Efter den korte undersøkelse som blev foretat synes det som om der her ikke findes nogen diskordans men snarere en jevn overgang mellem de relativt litet omvandlede bergarter av Raipaskarakter (førende bl. a. det eiendommelige grønstenskonglomerat) og de overliggende metamorfe bergarter der her som ellers fører eruptiver. De litet omvandlede bergarter dukker op ved bunden av fjordene mens paa oddene i vest eruptivzonen optrær.

Det vil fremgaa av det foregaaende at min opfatning med hensyn til alderen av de metamorfe sedimentbergarter i de av mig besøgte omraader kan uttrykkes summarisk ved de linjer som findes i mit referat av foredraget i Stockholm 1. februar 1917 (G. F. F., 39, s. 115): „Hvad angaar alderen

av de pressede sedimentære bergartsgrupper, saa er der absolut intet som antyder at de skulde være ældre end de underliggende litet pressede bergarter. Derimot synes en række omstændigheder at tale for at der i det metamorfe kompleks indgaar bergarter av samme alder som — eller yngre end — de underliggende uomvandlede¹. Kun mere lokalt som f. eks. hvor man finder Bossekopavdelingen anstaaende under de metamorfe bergarter er der grund til, efter min opfatning, at anta de sidstnævnte som de ældre. Det dreier sig dog i alle tilfælder om *kambro-siluriske* bergarter.

Mine undersøkelser nordligst paa Varangerhalvøen 1917 har da i høieste grad støttet denne min opfatning og dermed de geologers som har hævdet for tilsvarende sydligere omraader av det nordskandinaviske fjeldkjædestrøk at de skjønne, metamorfe lagrækker over Hyolithuszonen ikke synes at være prekambriske, men yngre. Jeg skal ikke her komme ind paa de forskjellige svenske geologers opfatning, men kun nævne at TH. VOGT ved sine interessante undersøkelser langs den østlige del av fjeldkjæden Tromsø amt 1915¹, altsaa i det nærmest tilstøtende omraade i syd for Finmarken, heller ikke kunde finde nogen støtte for „at anta en speciel prækambrisk overskjøven sevegruppe“ men at en forskyvning av kambro-siluriske bergarter forekom ham som det for tiden sandsynligste (l. c. s. 265). Med hensyn til det skjønne dækkes eruptivbergarter er Vogt (s. 262) „foreløbig kommet til den opfatning at amfiboliterne og gabbroerne var kaledoniske eruptiver, — —“.

Med hensyn til de i selve Vestfinmarkens kyststrøk, bl. a. paa de store øer optrædende, sterkt omvandlede

¹ N. geol. tidsskrift, IV, 1918.

sedimentærbergarter, væsentlig glimmerskifer og krystallinsk kalksten, saa hænger disse utvilsomt nær sammen med de her omtalte, længer i sydøst og øst forekommende metamorfe lagrækker. Der er efter min opfatning grund til at anta at denne Vestfinmarkens glimmerskifer-marmorgruppe tilhører et stratigrafisk nivaa som kommer straks over det jeg i dette arbejde har kaldt Finmarkens ældre, dolomitførende sandstensrække og at ogsaa nævnte gruppe tilhører ordovicium.

I forbindelse med fjeldkjædebevægelsen staar som nævnt s. 187 frembruddet av de overordentlig talrike *diabasganger* som i nordøststrykende gangtog gjennemsætter særlig de skifer- og dolomitrike bergartsserier paa nordsiden av Varangerhalvøen. De er særlig hyppige i strøket Kongsfjord—Baasfjord og forsvinder mot øst, eftersom man fjerner sig fra fjeldkjædens mer centrale del. Som nævnt maa disse ganger i hovedsaken ansees at være *brutt frem efter at foldningen var næsten, dog ikke helt avsluttet*.

Mens disse diabaser, som i forekomstmaate minder adskillig om Ottfjälldiabasene i Jemtland og de tilsvarende i Hummelfjeld paa norsk side, er litet friske bergarter, har vi i de mørke (tildels adskillig kvartsførende) diabaser ved Varangerfjorden en helt anden type. Disse diabaser som er meget friske optrær i stor mængde i prekambrium paa sydsiden av fjorden, mens i sandstenene paa nordsiden diabasganger kun er kjendt fra to steder, nemlig fra Store Ekkero og Kvalneset (odden vest for Komagvær). Dette peker hen paa at ialfald hovedmassen av gangene ved Varangerfjorden er *prekambriske* og dette stadfæstes yderligere ved det faktum at de i granitknausene paa Sæleneshalvøen iagttagne ganger

ikke trønger op i den tillitførende sandsten. Samtidig er diabas av denne type fundet som bolle i Mortensnestilliten.

WAHL har (Die Enstatitaugite s. 42) undersøkt mikroskopisk gangen fra Ekkerø og finder den meget lik en fra sydsiden av Varangerfjorden (ved Sandnes). Imidlertid er begge disse bergarter forskjellige fra en anden (utpræget kvartsførende) gang paa sydsiden (ved Sirddagoppe) og man kunde tænke sig dem begge tilhørende en yngre type og gangen ved Sirddagoppe en ældre, prekambrisk.

Ifølge FIEANDT gjennemsætter diabasganger sandsten paa Fiskerhalvøen og samtidig er en temmelig frisk diabas fundet som bolle i konglomerat. Her er der tydeligvis ogsaa flere alderstrin.

Jeg tror neppe man kan tale om nogen egentlig *timansk* fjeldkjædefoldning i Finmarken. Paa den nordvestre halvpart av Varangerhalvøen er forholdene helt klare, idet de foldninger som her forekommer, har utpræget *kaledonisk retning*. De mest svake folder som findes paa sydsiden av halvøen har rigtignok øst—vestlig strøk, men dette forhold kan der let forklares ved tilstedeværelsen av en massiv grundfjeldsblok i syd, mot hvilken lagene er blit presset. I trakten ved Vardø er strøket sterkt uregelmæssig og det er selvfølgelig ikke helt utelukket at dette kan skyldes den allervestligste, svake utløper av den timanske fjeldkjædefoldning. Foreløbig tør jeg ikke uttale mig mere bestemt om dette spørsmål.

Contributions to the Geology of Finmarken.

The present paper is the result of investigations carried out in the most northern district of Norway, during the four summers 1914—17, the total amount of time spent in Finmarken being 23 weeks. My studies have been confined to the solid rocks, the quaternary geology has, generally, not been considered.

Though a good many geologists have travelled in the district and many geological details been published, yet very little has been known as to the general geological structure and age of the rocks. TELLEF DAHLL tried (1867) to put the different rocks into a system and divided the sedimentary series, whose most dominating rocks are sandstones, into an older RAIPAS and a younger GAISA system; the former having as a typical member dolomites.

As to the age of these systems opinions have been very divergent. The earlier investigators have generally thought them to be of fairly recent date, belonging to the Devonian (or still younger formations), while in more recent time these „Sandstone-formations of Finmarken“ have commonly been regarded as being older, possibly a northern parallel to the arkoses and quartz-sandstones of the sparagmite-division of southern Norway, a thick series of rock

coming, as far as we yet know, conformably in below the Lower Cambrian *Holmia*-beds.

A rock of Finmarken that has gained a wide reputation is the tillite, found by REUSCH at the Varanger Fjord (1890). The age of this tillite found in DAHLLS Gaisa-beds, is in textbooks generally stated to be Cambrian, this fixing of the age having, however, no real basis.

The principal features in the geological structure of Finmarken, as they are now thought to be, may be seen from the map, pl. XXI.

The rocks of the vast district to the south are of Pre-Cambrian age. My studies here have been made only near the boundary line towards the younger sedimentary beds. Generally the rocks are highly metamorphic; the most common ones in this SW—NE belt are hornblendeschists, coarse amphibolites (representing metamorphosed basic igneous rocks), furthermore quartzites, generally rich in mica, often also in carbonates. Also crystalline, highly magnesian limestone occurs.

Far to the west (in Jori), the rocks are less metamorphic; here are found clay-slates, very fine-grained dolomite, besides volcanic rocks, porphyrites etc., one of which has been analysed (see I, p. 121), showing a basic andesitic composition. These volcanics show a considerable likeness to rocks of the Kiruna-district of northern Sweden. The Jori-series may be younger than the hornblendeschists to the East.

Between the sedimentary rocks and the Tana at Læv-vajok is a broad belt of quartz-feldspar-bearing rocks characterized by a very large amount of often very large garnets, the same rocks as those found in a corresponding belt on the south-eastern side of the Tana, in Finland: the „lapp-land-granulite“.

The most eastern district, east of the Tana, has, as common rocks, gneisses and granites. Yet I do not think it necessary to consider them as older than e. g. the hornblendeschist series of western districts. The fact that veins of granite are seen in hornblendeschists at the Tana rather points to the granites of the Varanger district being younger.

The main object of my studies were the younger sedimentary series, and the result has been that they are to be divided into different series, but not as DAHLL has done it. According to my investigation, Dahll's term Gaisa system emphasizes the most heterogenous things and cannot be used any more. The term Raipas has been retained only as a local term for the tuff and lava-bearing shale-sandstone-dolomite series of the Alten district.

The oldest paleozoic zone of Finmarken is a series of green and red shales, alternating with sandstone-beds. In shale of this series is found *Platysolenites antiquissimus* EICHW. (see pl. XVII, fig. 2), a fossil considered to be part of the stem or arms of a cystid, and making a very good guide fossil found in a great many places in Lower Cambrian beds of the Baltic-Scandinavian regions. In another place poorly preserved specimens of an *Obolus* sp. (XVII, 1) are found. Even without the fossils, the age of this zone could be fixed, as it comes in as a continuation of the „Hyalolithus-zone“, which lies on the Pre-Cambrian, and below the thrust and metamorphic rocks on the eastern side of the Scandinavian mountain range in more southern regions of northern Norway and Sweden.

The rocks of this Lower-Cambrian zone are generally totally unfolded, resting upon a Sub-Cambrian peneplain

which, due to Caledonian crust-movements, dips slightly towards the NW.

While also in the western part of Finmarken we meet metamorphic rocks covering the Hyolithus-(Platysolenites-) zone, of which only the lower 150 m. is preserved in its characteristic, non-metamorphic type, the conditions farther to the east are quite different. Here we find — as far as I have seen conformably — above the Hyolithus-zone, which here has a thickness of 230 m., a vast quantity of light-colored sandstones, the Porsanger sandstone. In this compact sandstone come in one horizon more fine-bedded, darker sandstones, in which are seen (in an island in the Porsanger Fjord) very fine interference ripple-marks (see pl. VII).

Still higher come green and reddish shale and above these the Porsanger-dolomite, a light-colored, on the surface most greyish-white, compact rock, with many interesting structures. Very common are intraformational conglomerates (pl. VIII, 2), besides different types of laminated structures, shown in fig. 18, 19 p. 142—43 and in pl. IX. One (fig. 18) is of the type described by STEINMANN from a dolomite, found by RAMSAY on the Kanin Peninsula on the north coast of Russia¹, others are quite like the American *Cryptozoon* HALL and *Collenia* WALCOTT. As these structures show many varieties, yet certainly are of a common nature, they cannot be fossils in the real sense of the word. I regard them to be chemically precipitated objects, brought into existence through the physiological activity of some primitive organisms, probably algæ². We are therefore in need of a common name for similar structures and in fact

¹ Fennia, 31.

² Compare WALCOTT: Smithsonian Misc. Coll. Vol. 64, Nr. 2.

have got one already, proposed by KALKOWSKY¹, viz. *stromatolites*. In connection with these stromatolites are found the small objects, figured pl. X, 1—4. I consider them as a sort of oolite, oolitoids, an unsymmetric precipitation having caused the irregular form. It is a question if many of the „fragments“, especially the quite small ones, of the intraformational conglomerates of the Porsanger-dolomite, may not be a result of direct chemical precipitation, through organic activity (see pl. X, fig. 6).

A characteristic feature of the Porsanger-dolomite is nodules or layers consisting of chert-like, very fine-grained quartz.

In the Porsanger-district the section does not go higher in the non-metamorphic rocks, the dolomite being covered by thrust and highly-pressed mylonitic rocks.

I have not been in Laksefjord but in most places on the coast of the large peninsula between the Tana- and the Varanger-Fjord.

On the north coast are here seen the most beautiful sections of a series of sedimentary rocks of quite remarkable thickness. I here found in Kongsfjord (see map p. 174) a thick series of dark grey or black shales (or slates) with beds of sandstone, which must be younger than the Porsanger-dolomite. It seems to come above light-colored sandstone, rich in quartz-conglomerates, sandstones, which are seen also at Tana-Fjord, and which I consider as coming directly above the Porsanger-dolomite, — a zone that occurs at Tana-Fjord, resting on whitish sandstone of the Porsanger type.

¹ Z. d. d. geol. Ges. B. 60, 1908.

The sandstone coming above the shaly series of Kongsfjord is about 2000 m. thick and overlaid by a thick series consisting of impure light-colored, yellowish weathering dolomite (or dolomitic limestones) alternating in thin bands (see pl. XI) with brownish red sandstones, with exceedingly common ripple marks. A sandstone-plate from the east side of Baasfjord, figured p. 191, shows unsymmetrical current ripples crossed by smaller symmetrical wave-made ripples. Still higher comes again a very thick sandstone, reddish and gray, and once more a series with alternating banded dolomite and sandstones, exactly like the one in Baasfjord. At the base, directly above the sandstone, are seen beds of dark sandy limestone, one showing very fine stromatolites (pl. XII), between the laminæ of which are commonly seen ooides (pl. XVI, 1), besides clastic quartz-grains. The oolitic structures seem to be very commonly found in connection with the stromatolites, as is stated also in the American *Cryptozoon* and in the stromatolites of KALKOWSKY belonging to the Buntsandstein. Oolites are in this dolomitic series found also elsewhere (pl. XVI, 2). The rock of the stromatolite figured in pl. XII is a limestone with only very little magnesia (analysis p. 194), while the stromatolites in e. g. the Porsanger-dolomite are highly dolomitic. This fact strongly indicates that the contents of magnesia in the dolomitic rocks of Finmarken are due to a secondary process, a dolomitisation. #

The total thickness of the series on the north coast of the Varanger-Peninsula must be exceedingly great; any exact figure cannot as yet be given. The total thickness of the lower, dolomite-bearing sandstone series must, however, exceed 4000 m., is probably still more.

On the south-east and the south side of the Varanger Peninsula are seen grey and red sandstones belonging to the horizon between the two dolomitic members. On the south coast some remarkable concretion- or conglomerate-like structures occur, as figured in pl. XIV, figs. 1—3. They no doubt represent an intraformational conglomerate, the round and more angular fragments being a broken-up and re-deposited layer of carbonaceous sand. Especially in the peripheric parts of the fragments a distinct solution has taken place, the quartz and feldspar grains being here strongly worn and corroded, and substituted by dolomitic material (pl. XIX, 4—5). This process has, in the round, not stratified, homogeneous pieces, been stronger in some zones than in others, arranged parallel to the surface (like the decomposition of minerals in a rock) and thereby a concentric structure, which is especially well marked on the weathered surface, has come into existence.

In my opinion the Raipas-series of western Finmarken, typically developed around the inner part of the Alten-Fjord is an equivalent of the series, seen on the north coast of the Varanger Peninsula. The sedimentary rocks of the Raipas are dark shales (or slates), dolomites and sandstones. In the dolomite of Raipas Mountain in Alten occur the sub-cylindrical tubes figured in pl. III—IV. They consist of quartz and are found in a certain thin layer of dolomite, which is nicely seen in a length of a couple of hundred meters. In some places are seen between the quartz-tubes a distinct stromatolitic structure, and the tubes must be regarded as silicified portions of a *Gymnosolen*-like stromatolite. Partly silicified dolomite with a varying stromatolitic structure is seen pl. V, 2.

Also in the Raipas-dolomites occur very commonly chert-like quartz (see fig. 2, p. 45).

The Raipas-sandstone contains in some layers a conglomeratic rock (pl. XIV, fig. 4) of quite the same type as the one mentioned from Varanger (XIV, 1).

What especially characterizes the Raipas-series is the presence of thick masses of volcanic material, tuffs and lava beds. The fact that these are not known from the Varanger Peninsula 200 Km. to the NE, does not in my opinion contradict a contemporarity of the series of the two different districts. The volcanic activity may be a local phenomenon, as may well be expected.

As to the age of this older, dolomite-bearing sandstone division of Finmarken, it must be younger than the lower Cambrian *Platysolenites*-zone, which is overlaid (and without doubt normally so) by the Porsanger sandstone. Further it must be older than the chief period of Caledonian mountain-making as the sandstones and dolomites are overlaid by the mylonitic rocks of the Caledonian thrust-zone. The chief period of Caledonian deformation in this part of the world probably comes considerably below the boundary-period Silurian-Devonian, as in the island of Hitteren, SW of Trondhjem, and in Spitzbergen, Downtonian non-metamorphic sandstones come unconformably above the deeply eroded remnants of the Caledonian mountain range.

It is now a point of considerable interest that even if the stromatolites cannot be considered as fossils, and consequently still less as guide fossils, they represent a very characteristic type of rock which in minor regions seem to be nearly as good as guide-fossils. I am thinking of the *Cryptozoons* of North America, which are exceedingly typical for

the dolomitic facies of the Cambro-Ordovician transition zones and the basal Ordovician, the *Ozarkian* and *Canadian* of North American stratigraphers. It is further an interesting fact that I have found the *Cryptozoon* structure in limestone of Ozarkian age, brought by the Second Arctic Norwegian Expedition in the „Fram“ from the south coast of Ellesmereland. What certainly is a stromatolitic structure is mentioned from a sedimentary series of Cambro-Silurian age occurring in north-eastern Greenland¹, and furthermore I know them from the so-called Heclahook system of Spitzbergen, of which we know that it is older than youngest Silurian, while it shows an exceedingly great likeness to a sedimentary series in the Bear Island, north of Norway, where a fauna of what I consider low Middle Ordovician age and of distinctly American type, has been found by Swedish explorers.

Both in the Ellesmereland-, Greenland- and Spitzbergen-series intraformational conglomerates and oolites seem to be very common in the limestones or dolomites and in the two last mentioned places nodules and layers of chert — or chertlike quartz — are often found, as in the Ozarkian-Canadian of the United States, and in the dolomites of Finmarken.

Still another locality for stromatolitic structure is the Kanin Peninsula, where the previously-mentioned *Gymnosolen Ramsayi* STEINMANN has been found in a dolomite (exactly like types of the Porsanger-dolomite) of uncertain age.

¹ See Nathorst: *Bidrag till nordöstra Grönlands geologi*. Geol. Förh. 23, 1901.

These old paleozoic stromatolites thus seem to be very characteristic for a huge *Arctic-American district* (see map p. 255), and there seem to me to be very strong reasons present to think them contemporaneous.

There is only one district in north-western Europe where a somewhat similar type of dolomite-rock occurs, and that it is in the far Northwest of Scotland.

Here we find above the lower Cambrian sediments the DURNES dolomite containing in some layers fossils that were long ago found to be of an American type and that point towards basal Ordovician. Also from here intraformational conglomerates, oolites and chert are known. Certain ball-like structures mentioned from the group may be of stromatolitic nature.

As a land barrier is believed to have existed in eastern North America between the Ozarkian-Canadian limestone-depositing-sea to the west, and the Atlantic-European sea to the east, a barrier seems to give a very reasonable explanation of the conditions as they are found in the British Isles¹ and also in Norway. Paleozoic sediments somewhat similar to those mentioned from Finmarken are not known from any locality of the southern, stratigraphically known part of the Scandinavian-Baltic region. Only in the highly metamorphic series of northern Norway southwest of Finmarken is a similar feature found in the occurrence of very thick dolomites and dolomitic limestones.

A general feature that makes an Ozarkian-Canadian age of the Finmarken series still more probable is the fact that throughout the Scandinavian-Baltic region (as elsewhere) a

¹ See e. g. GRABAU: Bull. Geol. Soc. America, 1917, map p. 621.

very strongly marked transgression took place at the beginning of the Ordovician. This must be the consequence of crust movements, presumably the same crust movements that have caused the transportation of the thousands of meters of sandstone-material in the far north.

In Finmarken these sandstones come directly above the green and red shales of the Hyolithus (*Platysolenites*) zone, while at a not very considerable distance to the southwest, e. g. at the well known locality Torne-träsk in the extreme north of Sweden, a series of black shales, presumably — according to TH. VOGT — corresponding to the *Paradoxides* (and possibly *Olenus*) shales, occur above the green and red ones. These then have either not been deposited in the region of the Porsanger sandstone, or have been eroded before the sandstones were deposited. We have in the writer's opinion here in the east somewhat similar stratigraphical features as in the eastern part of the southern Scandinavian-Baltic region, where the basal Ordovician „*Un-gulitensand*“ comes above the Lower Cambrian clay and sandstone with *Platysolenites*. The Ordovician sediments here in the south are, however, of quite minimal thickness compared with those of Finmarken, and in my opinion, as is indicated by the map, were deposited in a different basin of sedimentation.

Unconformably above this older dolomite-bearing sandstone division comes a younger one, without dolomites but containing *tillites*. The unconformity is not so very strongly marked in eastern Finmarken, though easily visible in the Varanger district (see section pl. XX, nr. V), but more so in Western Finmarken, where in the Alten district it is often as much as 30°, and still more. This unconformity pointing

towards a folding of the Raipas series before the younger one (named by the author in this district the Bossekop series) was deposited, was one of the reasons why, in a preliminary short paper¹ published when I had only seen this little part of Finmarken, I thought the Raipas to be of young Pre-Cambrian age.

A similar feature is not known elsewhere in the Cambro-Silurian Pre-Caledonian rocks of Scandinavia. This stronger crust movement in the west, in the more central part of the zone of Caledonian deformation to come, may nicely be put in connection with the previously mentioned volcanic activity here in the west. In this connection it may be remembered that in the southern uplands of Scotland the lower Ordovician Arenig is a period of enormously strong volcanicity, succeeded by very strong crust movements.

In eastern Finmarken we see a fault line running along the Varanger Fjord and continuing some 30—40 Km. further to the west, but this dislocation is older than the tillite-bearing series that to the north rest on the lower sandstone-division, to the south on a very uneven surface of Pre-Cambrian granit and gneiss.

The dislocation may be seen in connection with the down-warping of the crust in the supposed geosyncline to the north, where the older series were deposited (fig. 32, p. 268).

The basal rocks of the younger tillite-bearing series of Finmarken are mostly sandstones, often containing rather angular pieces of the Pre-Cambrian rocks. Not high above the base the locally developed *tillite of Bigganjargga* comes

¹ Norges Geol. Undersøkelse, aarbok 1915.

in, with the well known polished surface of the underlying sandstone (see pl. XIII, fig. 2). Also in the Kvalnes Peninsula to the south-east tillite is found (see fig. 22, p. 165). Very often other coarse conglomerates are found that have a fluvio-glacial character. These features and common erosion-channels (fig. 20, p. 162) tell of purely continental deposition.

Higher up comes a more wide-spread zone with mostly reddish brown shales and sandstones, and here occurs the *tillite of Mortensnes*, found not only at the Varanger Fjord but also at the Tana Fjord. Of considerable interest is the occurrence of an exactly similar rock with polished boulders (see pl. VI) in the Bossekop-series of Alten (see fig. 4, p. 58). This very wide occurrence of the tillite, its very even thickness (medium about 10 m.) the conformity with under- and overlying sediments, make a deposition from drifting ice the only probable explanation.

The rocks of the boulders of the conglomerates consist partly of the rocks of the older sedimentary series, very often of dolomites, oolitic and stromatolitic, partly of Pre-Cambrian rocks that indicates a transport from the south, where at that time a land, brought into existence by the Varanger dislocation rose high above the sandstone plains to the north (fig. 33, p. 271).

As to the very important question of the age of this younger tillite-bearing sandstone division of Finmarken, the total observable thickness of which is about 400 m., it is still very difficult to give any exact information. If my interpretation of the age of the older division is correct it must be placed somewhere between the lower Ordovician and the higher Silurian. The tillite is in the Alten district overlaid by the mylonitic rocks of the Caledonian

thrust zone. Even if the different crust movements in Finmarken here mentioned must be seen in connection with the great deformation to come, the rising of the land south of Varanger Fjord cannot be considered as the initial stage of the chief period of crust movements. This land lies, at any rate here in the east, outside the chief zone of deformation, and as the coarsest sediments are found in the lower half it seems as if a new, quiet period has followed the time of dislocation; in other words, that the Caledonian time of great thrusts was still at some distance.

It is difficult to try to find any clue in the conditions farther south in Scandinavia. We know, however, that in Jemtland in middle Sweden there are signs of considerable deformation of the crust in middle Ordovician time. A conglomeratic rock deposited at the time of the *Orthoceras* limestone contains pieces of Cambrian shales, and furthermore, the existence of very thick quartzites, presumably of middle and upper Ordovician time, points strongly to the existence of a great mass of land at that time, not far away, probably towards the NW.

Conditions also in more southern parts of the Scandinavian Peninsula indicate a land towards the NW and N. In the Trondhjem-region occur a thick series of sandstones and conglomerates of upper Ordovician age, overlying, as has been recently found by CARSTENS, a series of volcanic beds, with bands of quartzite and also a limestone, a series that is situated in the upper part of the Røros-group and which I consider contemporary with the Raipas.

Even if at first it seems a little remarkable to assume for the tillites of Finmarken a middle or upper Ordovician age, I cannot see that it is contradicted by any facts known. If

we presume a land south of the Varanger Fjord with a width like that of the Scandinavian-Peninsula and with somewhat similar orographical features, with a rainy and relatively cold northern side, causing in the far north the existence of glaciers creeping down to the sea, we might on the south side, north of the Gulf of Finland, have a very broad and very flat land, which in a dry climate would cause only scanty sediments to be deposited in the southern sea. With the assumption that the old glacial phenomena of Finmarken were only of local character, caused by the existence of a high land in a region far from the equatorial zone, there need not have been so low a temperature in the Baltic South-Scandinavian sea that it should have been noticed in the development of the Fauna. We find in South America glaciers reaching the sea at a latitude of $46\frac{1}{2}^{\circ}$, crossing in the lowland districts with relatively very rich vegetation, and still the mountains of the interior are not higher than those of Norway.

Except for the glacial features, conditions not unlike those of Finmarken are known from Scotland, where, since the deposition of the Arenig very strong crust movements have taken place, causing the formation of thick, very coarse boulder-conglomerates (Kirkland and Benan conglomerates) of Llandeilo time, partly made up of Arenig material. Here the land was situated towards the NW.

With regard to the tectonical features of the Caledonian mountain-making here in the far north, it is stated that we have no data showing that the metamorphic rocks lying above the Cambro-Silurian relatively unaltered ones, are of Pre-Cambrian age, as was the opinion of older, especially Swedish geologists, when treating the corresponding sections

further south in the Scandinavian Peninsula. The metamorphic beds seem to be made up of horizontally thrust sedimentary beds, partly of the same age as the underlying, partly a little younger, and in these were intruded during the mountain-making huge masses of igneous rocks, that now usually show a distinct schistosity (see fig. 35 and hypothetical sections p. 293).

Plancheforklaring.

Pl. I.

- Fig. 1. Fra vidden mellem Tverelvdaalen og St. Hans-stuen, Alten.
„ 2. Altenelvns kløft (i prekambrisk fjeldgrund) 2 km. ovenfor Jotkajokkas utløp. Man ser mot sydøst.

Pl. II.

- Fig. 1. Panorama (omfattende omtrent 180°) fra høiden paa vestsiden av Altendalen ved Savtso. Mylonitiske bergarter over „Hyo-lithuszonen“. I dalbunden tilhøre prekambrium. KR. NISSEN, fot.
„ 2. Den nordlige del av den bratte væg paa vestsiden av Store Raipasfjeld. Underst tilvenstre Raipassandsten, derover Bossekopavdelingen (sterkt foldet), øverst som en skraatstillet plate den metamorfe serie.
„ 3. Fra Altenelven 6 km. ovenfor Tangen. Fjeldet i bakgrunden er Bæskavarre med den metamorfe series midtzone (eruptivzonen). Faldet mot venstre, sydover. Ved elven gjennomskåret grus- og sandterrasse med flaten svarende til det øvre trin paa fig. 4.
„ 4. „Sandfaldet“ ved Altenelvns utløp med de to terrassetrin, ca. 68 m. (toppen) og ca. 28 m. o. h. (side 84).

Pl. III.

- Fig. 1. Stromatolittisk dolomit i Lille Raipasfjeld med det s. 46 omtalte lag med rørformig forkisling. Laget over rørene er helt forkislet.
„ 2. Detaljbillede av laget med de forkislede rør. Den rørformige struktur kan sees ogsaa i den overliggende kompakte kvartsmasse.

Pl. IV.

- Fig. 1. Forvitret (horizontal-) overflate av et stykke tilhørende laget med de forkislede rør, Lille Raipasfjeld. Nat. størr.
„ 2. Lodret snit — parallelt rørene — gjennom samme stykke. I den dolomitiske mellemmasse ser man antydning til stromatolittstrukturen.

Pl. V.

- Fig. 1. Vekslende lag av sandig kalk (lyse lag) og mørk sandig skifer gjennemsat av sprækkefyldninger. Veinesodden, Syltefjord. S. 193.
„ 2. Delvis forkislet stromatolittisk dolomit i Lille Raipasfjeld. S. 49.

Pl. VI.

Isskuret sten, $\frac{1}{2}$ nat. størr., fra tilliten i Bossekopavdelingen. Fjeldskraaning paa sydvestsiden av Tverelvdalen, Alten. S. 59.

Pl. VII.

Fig. 1—3. Skifrig sandsten med interferens-bølgeslagsmerker. Øen Njargus i Porsangerfjorden. S. 136.

Pl. VIII.

Fig. 1. Stykke av sterkt forkistet Porsangerdolomit fra Renø. Kun de helt lyse partier er uomvandlet dolomit. De avlange mørke partier nær underkanten bestaar av flint. S. 145.

„ 2. Intraformationalt konglomerat (nat. st.) fra Porsangerdolomit, Renø, med mer end almindelig uregelmæssige bruddstykker. S. 141 og 235.

Pl. IX.

Fig. 1—2. Stromatolitstrukturer i Porsangerdolomit fra Hestnes. S. 144 og 228.

Pl. X.

Fig. 1—4. Oolitoid-strukturer som forekommer sammen med stromatolitstrukturene i Porsangerdolomit ved Hestnes. S. 144 og 233.

„ 5. Lignende struktur i dolomit fra Store Duno, Spitsbergen. S. 248.

„ 6. Stykke av intraformationalt konglomerat av en noget eiendommelig type. Porsangerdolomit, Renø. S. 236.

Pl. XI.

Fjeldvæg paa østsiden av Baasfjorden, omtrent 9 km. fra bunden. Lagrækken tilhører den øverste del av Baasfjordens dolomitholdige serie og bestaar av en stadig veksel av gullig forvitrende uren dolomitisk kalksten (lyse lag) og rød sandsten der overordentlig almindelig viser „bølgeslagsmerker“ (se forgrunden). S. 190.

Pl. XII.

Stromatolitknoller bestaaende av mørk kalksten. Veinesodden, Syltefjord. Bergarten er ellers mørk sandig skifer med lag og smaa knoller av uren kalksten. S. 194.

Pl. XIII.

Fig. 1. Skiferbrudd i sydhelningen av Store Raipasfjeld, op for Desika.

„ 2. Tilliten ved kysten mellem Bigganjargga og Rappenjoaske, Varangerfjorden. Skuringsstriper paa den underliggende sandstensoverflate. S. 160.

Pl. XIV.

- Fig. 1. Forvitret overflate av konglomeratbergarten i den nedre del av Klubbfjeld, Varangerfjorden (stykket innsamlet av prof. Klæber).
" 2—3. Lodret snit gjennom andre stykker av samme bergart. S. 151.
" 4. Lignende bergart fra Raipassandstenen. S. 50.

Pl. XV.

Tanadalen ved munningen av Lævvajokka. I bakgrunden Rastegaissa. S. 206.

Pl. XVI.

- Fig. 1. Oolit (samt klastiske mineralkorn, væsentlig kvarts) i stromatolit, Veinesodden, Syltefjord (sml. pl. XII). S. 194.
" 2. Ooider, tildels omsluttende kvartskorn, i mørk (dolomitisk?) kalksten indenfor Veinesodden, Syltefjord. S. 195 og 234.

Pl. XVII.

- Fig. 1. *Obolus* sp. × 2. Elvekløft sydøst Savtso, Altendalen. S. 33.
" 2. *Platysolenites antiquissimus* Etchw. × 2. Vuollanjonne. S. 129.
" 3. Problematicum forekommende sammen med forrige. × 2. S. 130.
" 4. Oolitlignende dolomit fra høiden ovenfor Jotka-stuen. × 25. S. 79.
" 5. Delvis forkislet oolit fra bolle i dolomitmanglomerat sydvest for Rappenjoaske, Varangerfjorden. Det mørke er rester av karbonat. × 22. S. 161.
" 6. Altens takskifer, lodret lagningen. Enkelte større feldspatkorn viser en vel avrundet form, mens kvartskornene er sterkt opknust med i hinanden gripende konturer. × 22. Nic. +. S. 73.
" 7. Sterkt presset feldspathoid sandsten fra den metamorfe series lavere del. Ca. 1 km. nordvest for Dødningekløften, Altenbladet. × 25. Nic. +. S. 78.

Pl. XVIII.

- Fig. 1. Karbonatholdig Raipassandsten med konglomeratstruktur (sml. pl. XIV, fig. 4). Viser en finkornig indeslutning i grovere grundmasse. × 22. S. 50 og 155).
" 2. Mandelsten fra Jori-området prekambrium. Mandlenes lyse periferiske del bestaar av albit, de indenforliggende mørke partier av klorit, de lyse av karbonat. I mellemmassen devitricert glas. × 22. Nic. +. S. 120.
" 3. Tuff fra Raipas-grønstensserien i Borrassfjeld i Alten. × 22. S. 40.
" 4. Overordentlig feldspatrik sandsten, østsiden av øvre del av Stabursdalen. × 22. Nic. +. S. 126.
" 5. Feldspatrik grov sandsten over Hyolithusonen, Storskaret, Altenbladet. × 22. Nic. +. S. 77.

Pl. XIX.

- Fig 1. Grundmasse i rødbrun tillit. Bergeby ved Varangerfjorden.
× 22. S. 170.
- „ 2. Do. Bossekopavdelingen. Vesthaldingen av Store Borrås, Alten.
× 22. S. 60.
- „ 3. Lys kvartsitisk sandsten fra Bossekopavdelingen, Bossekop.
× 22. Nic. +. S. 57.
- „ 4. Karbonatholdig sandsten, grundmasse i konglomeratlaget, Klub-
fjeld. (Sml. pl. XIV, fig. 1—3.) × 22. Nic. +. S. 154.
- „ 5. Den samme i sterkere forstørrelse. Korroderte kvartskorn i kar-
bonatgrundmasse. × ca. 100. Nic. +. S. 154.

Pl. XX.

Profilen fra Finmarken. I profilene I—III er anvendt samme maale-
stok for høide som for længde. I profil IV er høiden i dobbelt, i profil V
i omtrent firedobbelt maalestok.

Pl. XXI.

Geologisk kart over Finmarken. Efter foreliggende literatur og egne
iagttagelser sommerne 1914—17.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1.



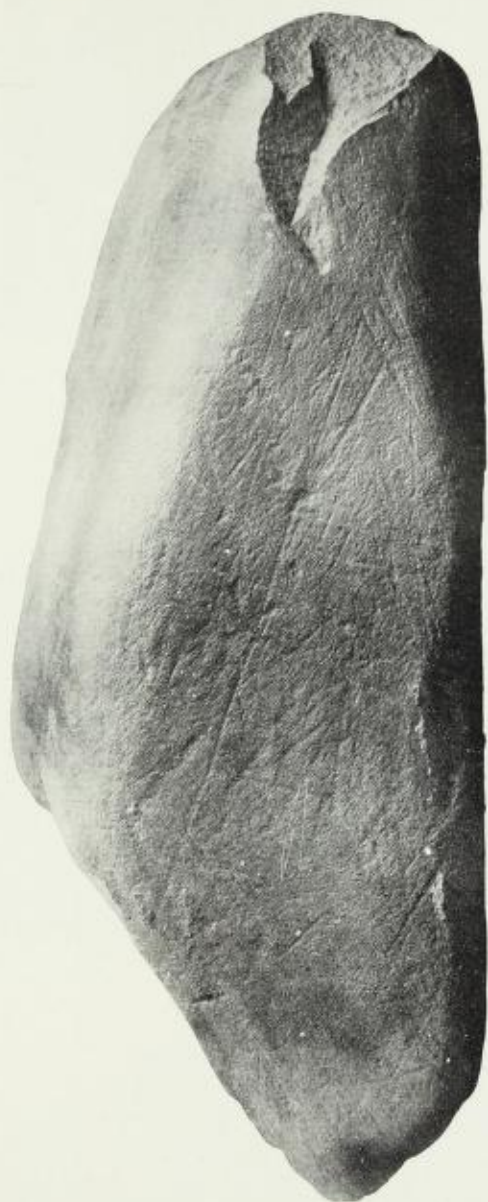
Fig. 2.



Fig. 1.



Fig. 2.



× 1/2.



Fig. 1. $\times 1/3$.



Fig. 2. $\times 1/3$.



Fig. 3. $1/1$.



Fig. 1. $\times 13$.



Fig. 2. $\times 1/2$.



Fig. 3. $1/1$.



Fig. 1. $\times \frac{1}{2}$.



Fig. 2. $\times \frac{1}{2}$.



Fig. 2. $\times 25$.



Fig. 1. $\times 31\frac{1}{2}$.



Fig. 3. $\times 25$.



Fig. 4. $\times 25$.



Fig. 5. $\times 1\frac{1}{2}$.



Fig. 6. $\times 2\frac{1}{2}$.

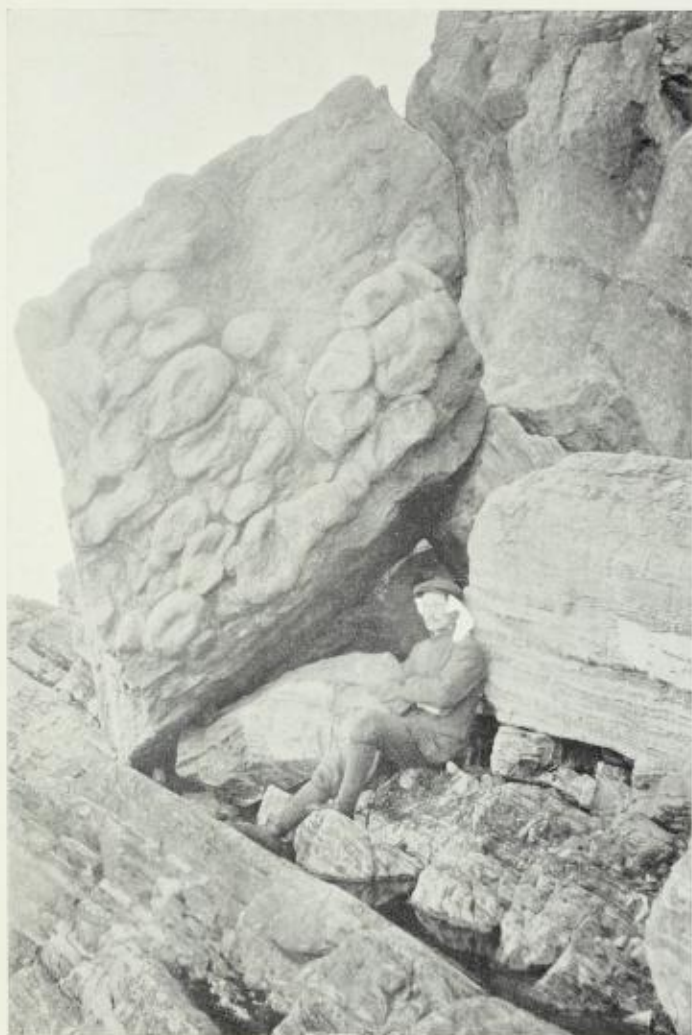




Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1. $\times 58$.



Fig. 4. $\frac{1}{1}$.



Fig. 2. $\times 58$.



Fig. 3. $\times 58$.

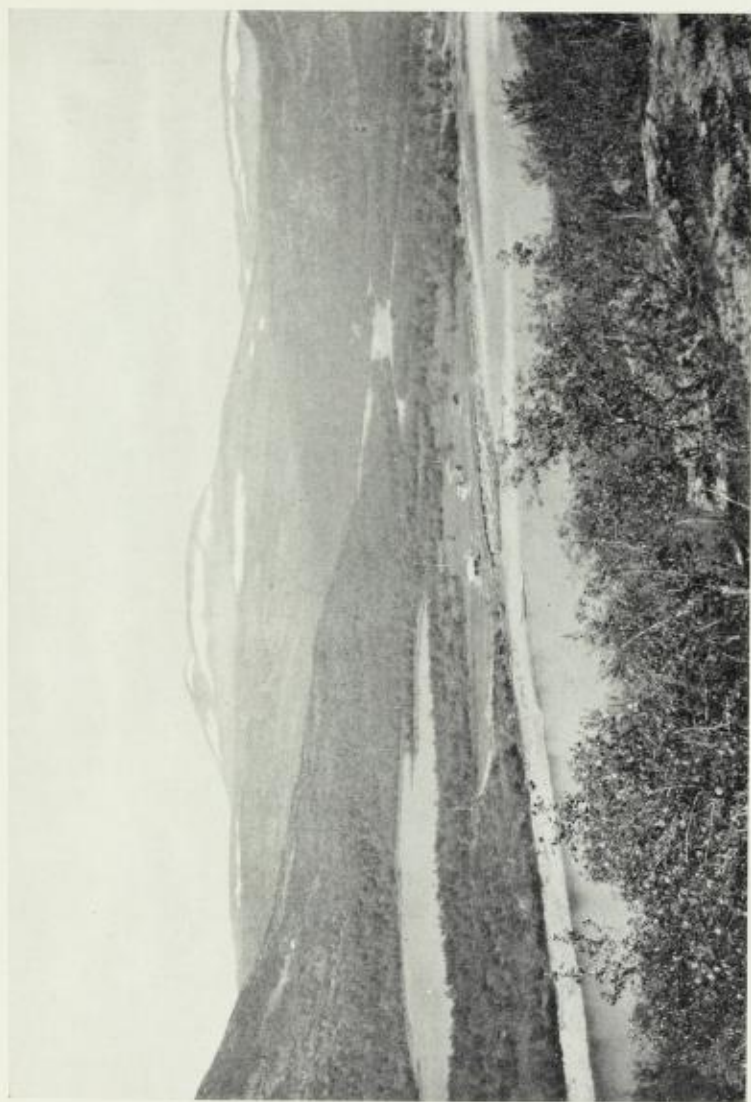




Fig. 1. $\times 3$.

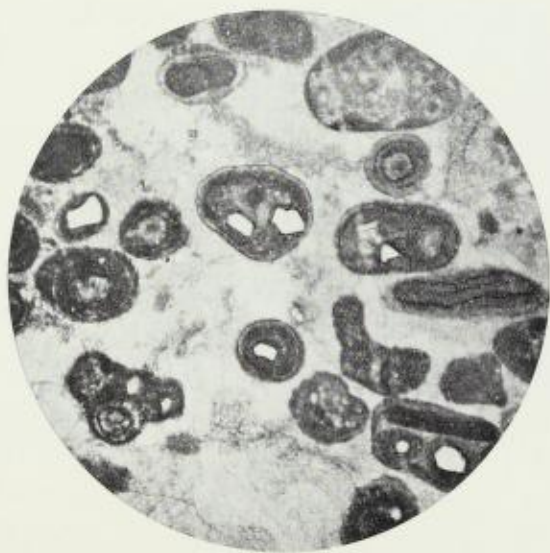
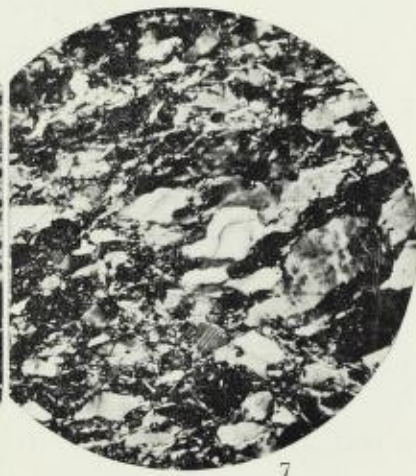
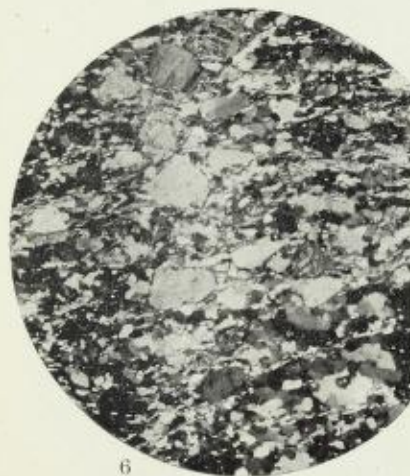
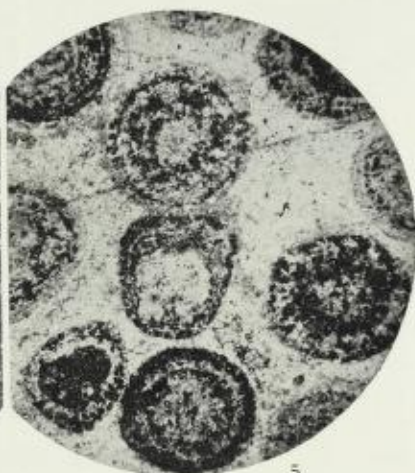
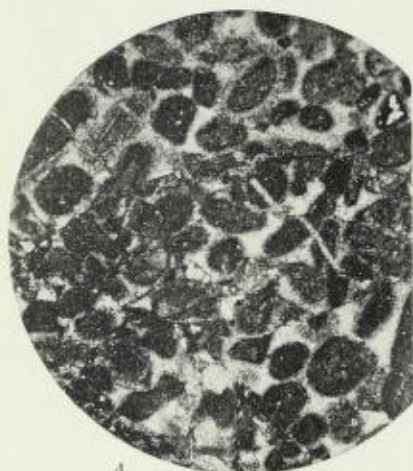
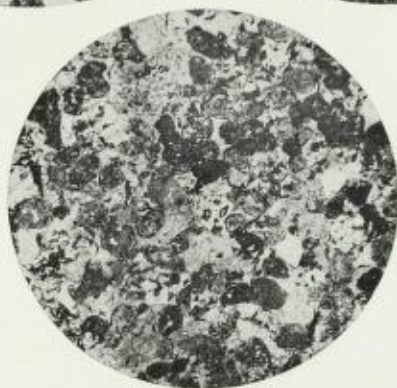
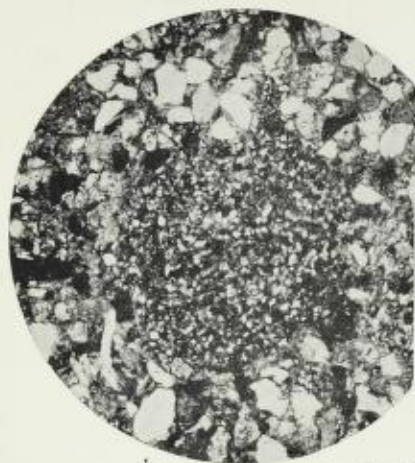
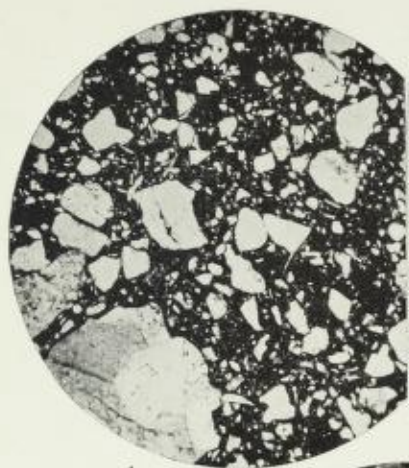


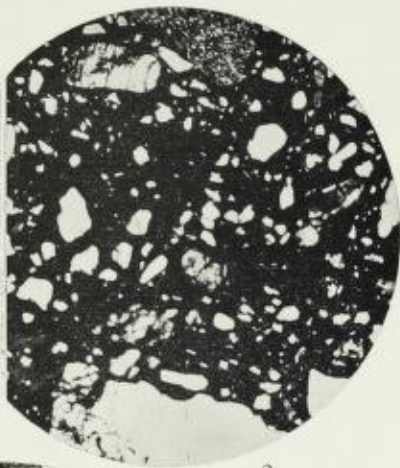
Fig. 2. $\times 20$.



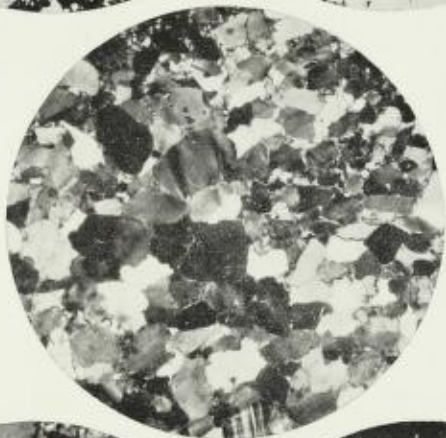




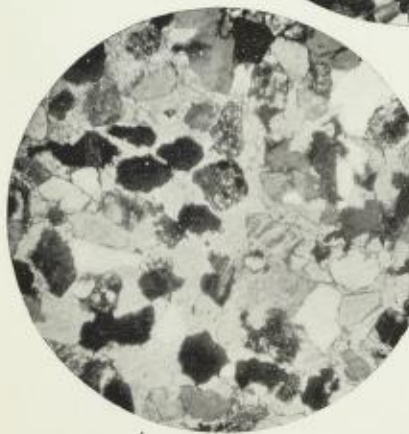
1



2



3



4



5



Fig. 1.



Fig. 2.

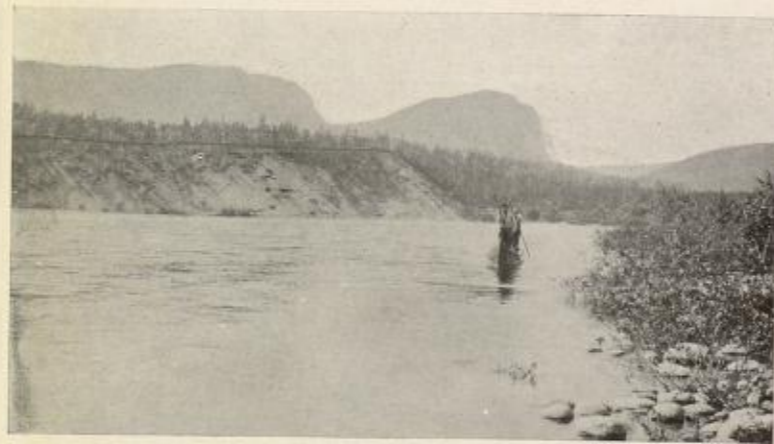
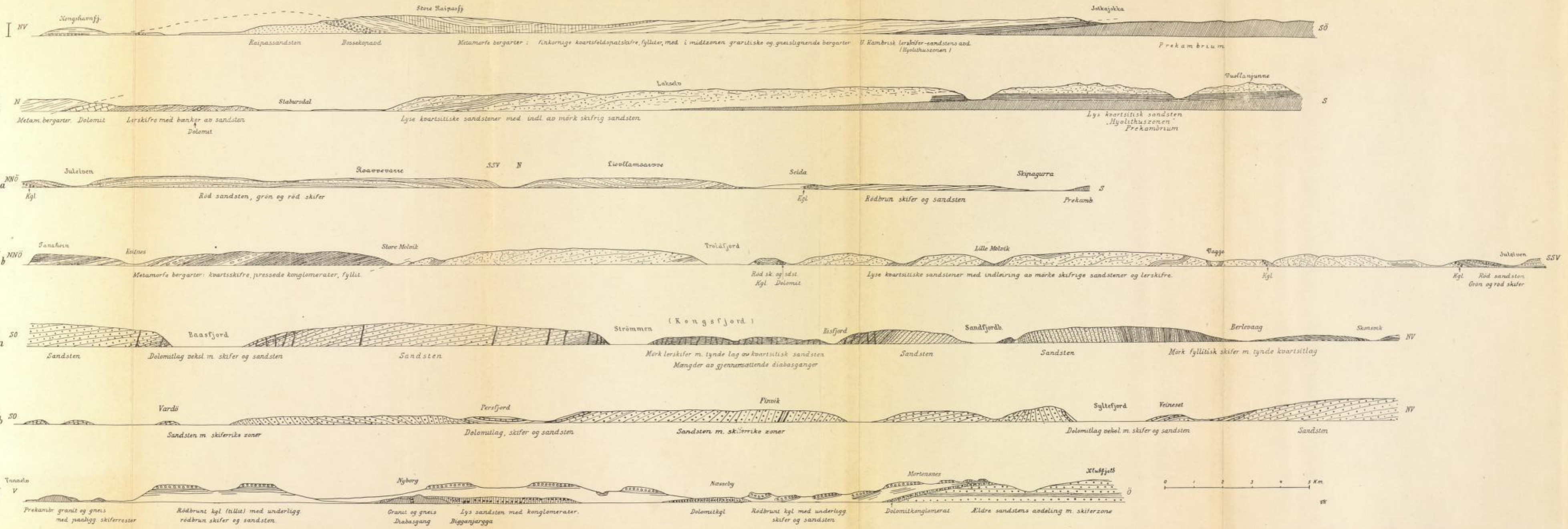


Fig. 3.



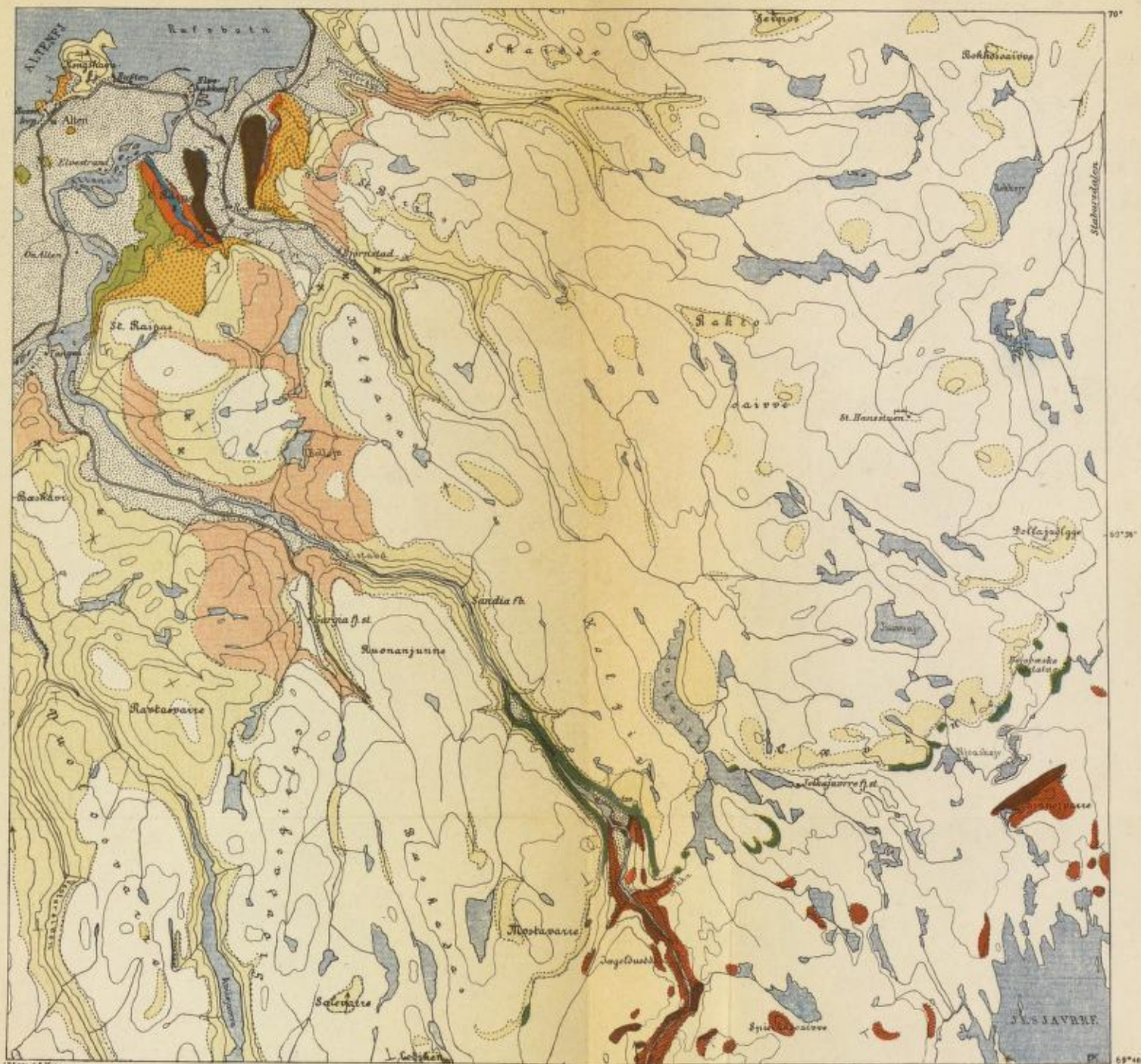
Fig. 4.



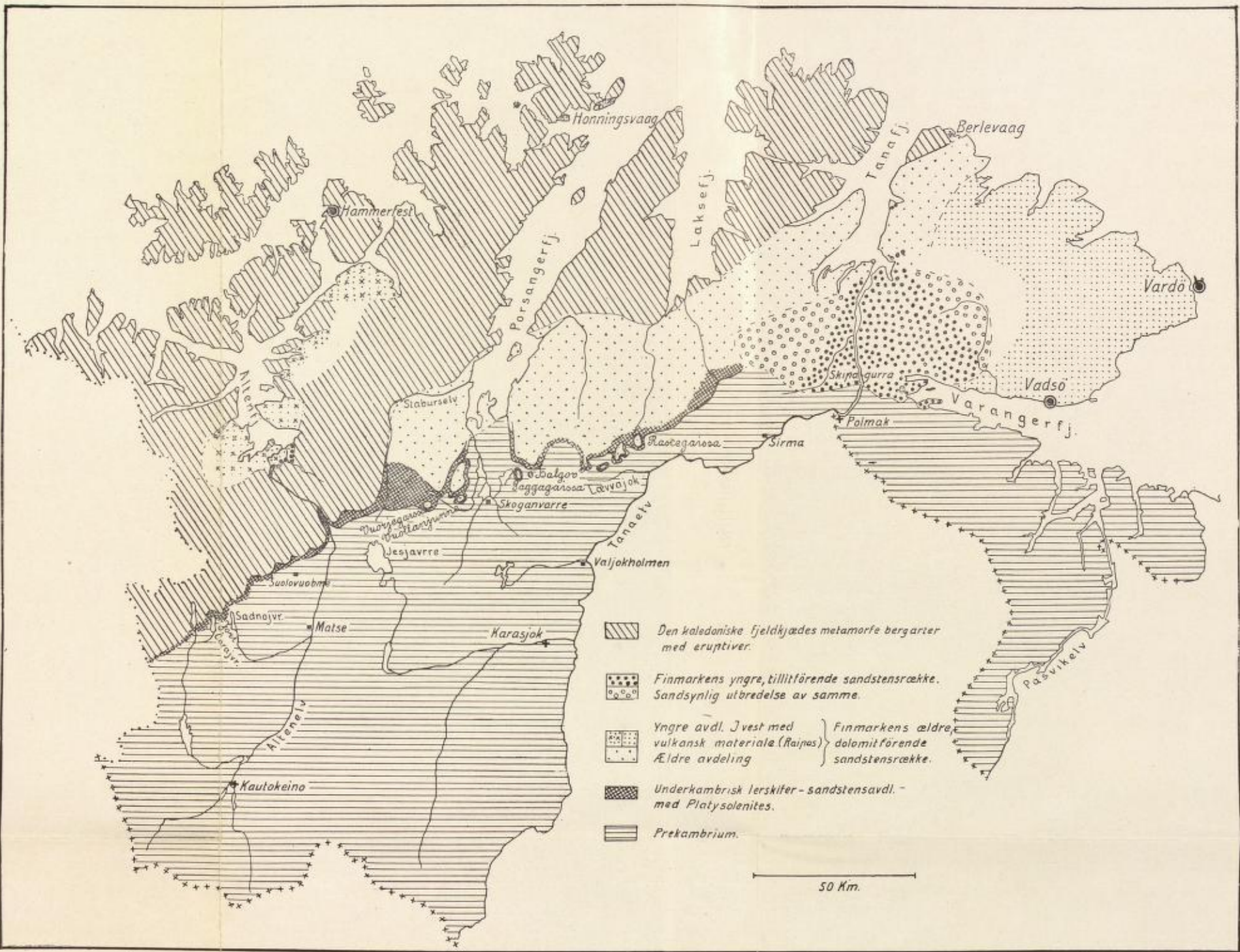
NORGES GEOLOGISKE UNDERSÖKELSE

GRADAVDELINGSKARTET ALTEN

DEN GEOLOGISKE KARTLÆGNING ER UTFÖRT AV O. HOLTEDAHL 1914-15



- Maalestok 1:200 000
- Ekvidistance 90 m
- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|--|---|---------------------|--|----------|--|-------------------------------------|--------------------|--|---|---|--|----------------------------------|---------------|--|--|--|-----------|---------------|--|-------------------|--|-----------------|--|---|--|--|---------------|--|------------------|--|-----------|--|-------------------------------------|--|----------------|--|---------------------|--|
| Sjø og vand | Altendalens og Tverelvdalens grus og sandterrasser | Fjeldviddens morænedække | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <table border="0"> <tr> <td></td> <td>Lys kvartsilisk sandsten m. skifre og konglomerater</td> <td rowspan="2">} Bøssøknøvdelingen</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Sandsten</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Skifer m. indleiring av lys dolomit</td> <td rowspan="2">} Rainasavdelingen</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Grønsten m. indleiring av mørk skifer og kalk</td> </tr> </table> | | Lys kvartsilisk sandsten m. skifre og konglomerater | } Bøssøknøvdelingen | | Sandsten | | Skifer m. indleiring av lys dolomit | } Rainasavdelingen | | Grønsten m. indleiring av mørk skifer og kalk | <table border="0"> <tr> <td></td> <td>Fjeldhjadans pressede bergarter:</td> <td rowspan="2">} Prekambrium</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Triak. kvartafeldspal skifre, kvartsskifre, fylliter, o.a. gneis, o.a.</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Stenbrudd</td> <td rowspan="2">} Prekambrium</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Nedl. kobbergrube</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Skuringsstriper</td> <td></td> </tr> </table> | | Fjeldhjadans pressede bergarter: | } Prekambrium | | Triak. kvartafeldspal skifre, kvartsskifre, fylliter, o.a. gneis, o.a. | | Stenbrudd | } Prekambrium | | Nedl. kobbergrube | | Skuringsstriper | | <table border="0"> <tr> <td></td> <td>Underkambrisk lerskifer-sandstensavdeling (Hyalithusonen, Dividalgruppen.)</td> <td rowspan="5">} Prekambrium</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Kvarsslorit m.m.</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Amfibolit</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Hornblendeskifer, kvartsglimsk m.m.</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Kryst. dolomit</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Lys massiv kvartsil</td> <td></td> </tr> </table> | | Underkambrisk lerskifer-sandstensavdeling (Hyalithusonen, Dividalgruppen.) | } Prekambrium | | Kvarsslorit m.m. | | Amfibolit | | Hornblendeskifer, kvartsglimsk m.m. | | Kryst. dolomit | | Lys massiv kvartsil | |
| | Lys kvartsilisk sandsten m. skifre og konglomerater | } Bøssøknøvdelingen | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Sandsten | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Skifer m. indleiring av lys dolomit | } Rainasavdelingen | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Grønsten m. indleiring av mørk skifer og kalk | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Fjeldhjadans pressede bergarter: | } Prekambrium | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Triak. kvartafeldspal skifre, kvartsskifre, fylliter, o.a. gneis, o.a. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Stenbrudd | } Prekambrium | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Nedl. kobbergrube | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Skuringsstriper | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Underkambrisk lerskifer-sandstensavdeling (Hyalithusonen, Dividalgruppen.) | } Prekambrium | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Kvarsslorit m.m. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Amfibolit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Hornblendeskifer, kvartsglimsk m.m. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Kryst. dolomit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Lys massiv kvartsil | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |



NORGES GEOLOGISKE UNDERSÖKELSE
 GEOLOGISK KART OVER TRAKTEN OMKRING BUNDEN AV VARANGERFJORDEN

DEN GEOLOGISKE KARTLÆGNING ER UTFÖRT AV O. HOLTEDAHL AUGUST 1916.

