

# NOEN OBSERVASJONER OG REFLEKSJONER OMKRING MODUM KOBOLTGRUVER (NEDL.)

## II. DEGRANITISERING

AV

IVAN TH. ROSENQVIST

English Summary.

**Abstract.** The metasomatism of the Modum cobaltiferous fahlbands is examined and it is concluded that a process called "degranitisation" has taken place. The possibility of diffusion during metasomatism is second main subject of the paper; it is concluded that diffusion most probably is without any importance as a means of transport.

I et tidligere arbeid<sup>1</sup> har jeg behandlet fahlbåndsbergartene ved Modum Koboltgruve. I nevnte arbeide framkastet jeg den tanke at fahlbåndbergartene har vært utsatt for en egen form for metasomatose jeg har kalt „degranitisering“. Ved „degranitisering“ forstod jeg en prosess hvorved bergarter av mer eller mindre granittisk sammensetning er forvandlet til glimmerskifre. Omvandlingen antas vesentlig å skyldes en vekkføring av alkali og kalk, mens aluminium og silicium er blitt anriket i restbergarten.

Jeg antok videre at denne metasomatose hadde funnet sted under den svioniske (?) fjellkjededannelse noenlunde samtidig med intrusjonen av de mektige granatamfiboliter en finner i gruveområdet. Disse gabbroide bergarter antar jeg med Arne Bugge tilhører Vinordiabasene.

I denne artikkel vil jeg prøve å belyse hvorledes en slik „degranitisering“ kan tenkes oppstått.

I det tidligere arbeide antydet jeg at „degranitiseringen“ skyldes en „squeezing-prosess“. Jeg mente dermed å antyde at en egnet geologisk prosess hadde innvirket på urbergarten. Jeg mente også å antyde at prosessen skyldtes trykkøkning i urformasjonens berg-

---

<sup>1</sup> Ivan Th. Rosenqvist: Noen observasjoner og refleksjoner omkring Modum Koboltgruver (nedl.). I. Fahlbåndene. N. G. T. Vol. 27, 181.

arter i forhold til omgivelsene. Det kan imidlertid også tenkes andre muligheter for frambringelse av et aluminiumoverskudd og til dels en økning av kvartsinnholdet i bergartene. At jeg har kalt prosessen „squeezing“ skyldes i første omgang en rent konvensjonell oppfatning, idet bergartene der prosessen synes å ha foregått har en utpreget skifrig tekstur og at det er meget lett å tenke seg en prosess hvorved en bergart som utsettes for økende trykk avgir alkalier. Alkali-forbindelsene er som bekjent ofte lettere løselige ved høyere trykk enn ved lave. Dette forhold er av den største betydning for tydning av metasomatiske prosesser og det overskygges ikke av det forhold at også damptrykket (escaping tendency) av alle andre stoffer stiger med økende inaktivt trykk.

På samme måte som løselighetens trykkavhengighet er viktig ved forsøk på å tyde dynamometasomatiske prosesser, så er løselighetens temperaturavhengighet meget viktig ved forsøk på å tolke kontaktmetasomatiske prosesser. Ennå finnes ingen tilfredsstillende teori for bestemmelse av et fast stoffs oppløselighet i en veske. Generelt kan det kun sies at oppløseligheten av et fast stoff i en veske er avhengig av:

1. oppløsningsmidlets natur,
2. det faste stoffs natur,
3. andre oppløste stoffer,
4. temperaturen,
5. trykket.

Ved metasomatiske geologiske prosesser antas i alminnelighet at oppløsningsmidlet for de transporterte komponenter er vann. Videre at de oppløste stoffer er forskjellige ionogene forbindelser. De oppløste stoffer som er aktive i metasomatosen kan være høyst forskjellige, avhengig av miljø, temperatur og trykk. Fra laboratorieforsøk kjenner vi altfor lite til hvorledes de i naturen tenkbare oppløste stoffer innvirker på hverandres oppløselighet. En kan derfor i alminnelighet ikke uttale noe sikkert om hvilken sammensetting de geologisk virksomme oppløsninger har.

Som en alminnelig regel kan man si at oppløseligheten av et fast ionogent stoff i vann øker med økende temperatur. Imidlertid gjelder dette ikke på noen måte bestandig. For en del forbindelser, en må anta som geologisk viktige, finner en avtagende oppløselighet med økende temperatur innen visse, ofte med økende temperaturintervaller.

Således finner en dette for kalsiumhydroksyd, for kalciumsulfat over 40° C og for natriumsulfat over 33° C. For natrimmetasilikat som må antas å være et viktig stoff i metasomatiske prosesser finner George W. Morey<sup>1</sup> at mens en ved 100° C får løst ca. 50 0/0 i vann får en ved 100° C bare løst ca. 1/10 0/0. Heri er det sterk forskjell mellom tilsvarende natrium- og kaliumsilikater.

Etter dette bør en ha grunn til å anta at injeksjonsmetamorfosen med et natriumvannglass (kfr. V. M. Goldschmidts arbeide i Stavangerområdet<sup>2</sup>) hovedsakelig vil finne sted ved særlig lave temperaturer, mens kalimetasomatosen slik jeg har beskrevet i Oppdalfeltet, må ha funnet sted ved noe høyere temperatur, nærmere opp mot vannets kritiske temperatur. De inntrengende oppløsninger har i Opdalområdet vært særlig kalirike og natriumfattige. I alminnelighet er oppløselighet-temperaturkurvene kontinuerlige, men i enkelte tilfeller kan en ha diskontinuiteter. Dette henger sammen med eksistensen av hydrater i oppløsningene og at forskjellige hydrater har forskjellige temperaturområder der de er stabile.

I alminnelighet kan man si at stoffer med lavere smeltepunkt har høyere oppløselighet enn stoffer med høyere smeltepunkt, dette under forutsetning at den latente smeltevarme er noenlunde like stor. Ved de fleste silikalminerale må en imidlertid være oppmerksom på at oppløsning sjelden finner sted uten en samtidig hydrolyse og reaksjon med andre oppløste stoffer. *Det som bestemmer oppløsningsprosessen er derfor i vesentlig grad hydrolyseprosessen, og reaksjoner mellom oppløsningene og de fleste mineraler.*

Trykkets effekt på oppløseligheten er i alminnelighet forholdsvis liten. Ved vanlige kjemiske prosesser settes denne ut av betraktning. Ved geologiske prosesser derimot kan en muligens anta at trykkdifferanser kan være så store og reaksjonstidene så lange at de forandringer av oppløselighet som skyldes varierende trykk kan spille en merkbar rolle.

I alminnelighet avtar oppløseligheten ved økende trykk, men ikke alltid. For en del forbindelser av de vanlige alkalimetaller og kalcium har man en økning av oppløselighet ved trykket. Ved kompliserte bygde organiske stoffer finner man oftest en betydelig større trykka-avhengighet enn for enkle uorganiske forbindelser. Ifølge J. H. Perry,<sup>3</sup>

<sup>1</sup> George W. Morey, Geophysical Lab. No. 1074.

<sup>2</sup> V. M. Goldschmidt. Vid.-selsk. skr. I, 1922, nr. 10.

<sup>3</sup> J. H. Perry, Chem. Eng. Handb. 1941.

p. 679, har en for enkelte organiske stoffer en minskning av løseligheten på 25 % for 1000 atm. trykkøkning.

Også for silikatopløsninger må en anta liknende forhold.

Foruten miljø, temperatur og trykk avhenger også oppløseligheten av kornstørrelse på den måte at små korn er mer oppløselige enn store korn av samme sammensetning. Ved de metasomatiske prosesser antas dette forhold å ha liten betydning, men ved de rene metamorfoseprosesser uten stofftilførsel er det sikkert av stor viktighet.

Den forholdsvis store uenighet som har hersket i anledning visse kalkhorisonter og pegmatiter og silexiter ved Kongsberg, Bambleformasjonens gabbroide intrusjoner i tilknytning til eventuell „degranisering“ gir anledning til teoretiske betraktninger over metasomatiske prosesser på stort dyp i jordskorpen.

En bergart må betraktes som et flerfasesystem bestående av forskjellige krystallinske faser (mineraller) og en flytende fase som under gitte termodynamiske betingelser er homogen og i likevekt med alle de tilstedeværende mineraller. Dette gjelder så lenge systemet er i termodynamisk likevekt. Oppstår det av en eller annen grunn en temperatur- eller trykkgradient i bergarten, vil systemet i alminnelighet ikke lenger være i likevekt. Den tidligere homogene veskefase vil reagere på ulikevekten ved kjemisk reaksjon med de tilstedeværende mineraller, ved diffusjon i veskefasen og ved strømming av veskefasen.

Idet vi postulerer en veskefase mellom kornene i enhver bergart vil vi se på betingelsene for tilstedeværelsen av en slik veskefase og søke å danne oss en mening om denne veskefases natur.

En slik veskefase (ikor) har lenge vært alminnelig antatt blant petrografene, kfr. Sederholm<sup>1</sup> og Eskola.<sup>2</sup> Antagelsen har vært av uvurderlig betydning ved tolkning av fenomener i forbindelse med regionalmetamorfose og migmatisering.

Det er selvsinnlysende at en flerkomponentbergart vil oppvise en gradvis smelting ved oppvarming, idet de forskjellige mineral-komponenter vil virke smeltepunktnedsettende på hverandre. En rekke arbeider, særlig ved Geophysical Lab. i Washington D. C. viser hvilken stor betydning tilstedeværelsen av vann og andre volatiler

---

<sup>1</sup> Sederholm, Bul. Com. géol. Finlande 1923, 1926, 1935.

<sup>2</sup> Pentti Eskola, Bul. Com. géol. Finlande 1914, 1932—1933.

har på smeltepunktene. Alle bergarter, antagelig uten unntagelse, inneholder større eller mindre mengder vann og andre volatiler som er flytende helt ned til vanlig temperatur. Herav følger det at dersom ikke alle volatiler kvantitativt inngår i kjemisk forbindelse i faste mineraler eller fjernes på annen måte ved utpresning eller destillasjon, må enhver bergart inneholde en viss, om enn liten, mengde av en flytende fase mellom kornene. Det er da et spørsmål om det er mulig kvantitativt å binde eller fjerne den liquide fase på noen måte som kan tenkes å foregå i den faste jordskorpen. På dette spørsmål kan en etter det nåværende kjennskap til krystallenes og veskenes natur antagelig med sikkerhet svare nei.

Studiene av reaksjoner i fast fase som de særlig har vært drevet av Hedval, Jost, Tamman, Frenkel o. a. samt teoretiske betraktninger viser at en reel krystall ved temperatur som ligger over det absolutte 0-punkt alltid må ha en viss grad av uordnethet i forhold til det „ideelle“ krystallgitter. Angående „hull“-teoriene og krystallers dissiasjon i „huller“ og mellomgitteratomer henvises til Frenkels bok.<sup>1</sup> Det skal bare kort summeres. I henhold til Maxwells fordelingslov vil, over det absolutte 0-punkt alltid en del byggestener (atomer, molekyler, joner) i et krystallgitter besitte en slik energi at de har evnen til å forlate sin posisjon i krystallgitteret og inngå i mellomgitterposisjoner. Såvel „hullene“ som mellomgitterpartiklene har evnen til å diffundere i krystallene og forsvinne fra dennes overflate. På samme måte vil såvel „hullene“ som mellomgitterpartikler kunne diffundere inn i krystallene fra omgivelsene.

Ved en bestemt temperatur og et bestemt trykk vil for en bestemt krystall, statistisk antallet av „huller“ og antallet av mellomgitterpartikler være konstant. Det gjøres uttrykkelig oppmerksom på at antallet av „huller“ ikke behøver og i alminnelighet ikke vil være likt antallet av mellomgitterpartikler, idet de uavhengig kan diffundere ut og inn i krystallene. I mellomrommene mellom krystallene vil de utdiffunderte partikler kunne samles og inngå kjemiske forbindelser med hverandre. Det vil på denne måte dannes en „intergranular gass“ som imidlertid vil kunne absorberes til mineralenes overflate. Denne absorberte gass- eller veskehinne vil være av en- eller flermolekylær natur og på grunn av adsorbsjonskreftene vil den hefte til mineralkornene med stor kraft og kunne tåle trykkgradienter som

---

<sup>1</sup> J. Frenkel, Kinetic Theory of Liquids. Oxford 1946.

antagelig er meget større enn de som kan tenkes å eksistere i en bergart. Med tiltakende tykkelse av den intergranulare adsorberte film vil rigiditeten avta og i en tykkelse av størrelsesorden hundre Ångström er bindingen mellom veskefasen og mineralkornene antagelig ikke lenger stor nok til å kunne tåle de trykkgradienter som skyldes de faste mineralers vekt.

Studier over leirer har gjort det sannsynlig at leirmineralene ikke støter direkte inn til hverandre, men alltid har tynnere eller tykkere hinner av adsorbent vann mellom seg. Disse hinner tykkelse er avhengig av de skjærspenninger veskehinnene er utsatt for, og det hydrostatistiske trykk. Tord Brenner<sup>1</sup> har bl. a. belyst dette. Se videre I. Th. Rosenqvist<sup>2</sup>.

En kan anta at en også i bergarter har forhold analogt de en har i leirene, nemlig en uhyre tynn intergranular veskefilm som omgir hvert enkelt mineral. Tykkelsen er avhengig av skjærspenningene, det totale trykk og de enkelte krystallinske bergarters natur.

Tykkelsen vil sansynligvis hovedsakelig være avhengig av temperaturen og stige sterkt med økende temperatur, slik at veskefilmene ved bergartens smeltepunkt utgjør hele bergarten. Forholdet kan illustreres ved at bergartens solidus liquidus kurve fortsetter helt til det absolute 0-punkt, om enn meget steilt ved temperaturer under det en vanlig betegner som bergartens undre størkningstemperatur.

Ennå mangler en data for beregning av den intergranulare films sammensetning og egenskaper ved forskjellige bergarter og varierende temperatur og trykk. Erkjennelsen av at filmen eksisterer gir en imidlertid grunnlag til visse kvalitative vurderinger over metasomatiske prosesser som finner sted i bergartene.

Diffusionshastighetene for forskjellige oppløselige substanser i forskjellige vesker er meget nær de samme. Diffusjonskoeffisienten varierer høyst med to tierpotenser for så forskjellige stoffer som metaller oppløst i smeltede metaller eller flytende  $\text{NH}_3$ , organiske stoffer oppløst i hverandre eller i vann, uorganiske salter oppløst i vann eller organiske løsningsmidler ved temperatur fra  $\div 60^\circ \text{C}$  til  $+ 500^\circ$ . For organiske og uorganiske stoffer i vannlige oppløsninger er diffusjonskoeffisientene meget nær  $1 \text{ cm}^2/\text{dag}$  ved vanlig temperatur. Temperatur- og trykkavhengigheten er liten.

---

<sup>1</sup> Tord Brenner, Bul. Com. géol. Finlande 1946.

<sup>2</sup> I. Th. Rosenqvist, Med. fra Vd. 1946.

Ved betraktninger over diffusjonsforløp i den intergranulare film i bergarter kan en derfor med en viss rett regne med diffusjonskoeffisienten =  $10 \text{ cm}^2/\text{dag}$ . En har da sannsynligvis ikke gjort en feil større enn en tierpotens ved temperaturer i området  $500^\circ \text{K}$ — $750^\circ \text{K}$  der de fleste metasomatiske og metamorfe prosesser må antas å finne sted. Det er verdt å merke seg at mens diffusjonskoeffisienten stiger med økende temperatur og trykk avtar den med stigende viskositet i vesken. En må videre merke seg at mens viskositeten av enkle kjemiske stoffer som smeltet metall eller enkle salter og vann er lite avhengig av trykket så er viskositeten av mer komplekse vesker, som silikat-smelter, meget sterkt avhengig av trykket. Ved høyt trykk er disse faste som glass selv over smeltepunktet (kfr. jordskjelvbølgens gang i jordskorpen). Det er derfor grunn til å tro at temperatur- og trykkøkning i jordskorpen til en viss grad vil ha motsatt virkning på diffusjonskoeffisienten i den intergranulare film.

På grunn av teoretiske betraktninger (Frenkel op. cit.) kan man finne at diffusjonskoeffisienten i vesker må være betydelig større enn i krystallinske legemer. Dette er også meget lett å erkjenne eksperimentelt. Ved hjelp av radioaktiv tracerteknikk har blant annet Hevesey og Seith<sup>1</sup> vist dette. En finner at diffusjonskoeffisienten i faste krystaller er fra  $10^{-6}$ — $10^{-9}$  ganger de diffusjonskoeffisienter en har i veskene. Videre er temperaturavhengigheten større i krystaller enn i vesker.

Diffusjonskoeffisienten i en krystall er en funksjon av antall „huller“ i det reelle krystallgitter, eller mer eksakt uttrykt: Diffusjonskoeffisienten er en funksjon av krystallgitterets uordnethet og denne igjen en funksjon av aktiveringsenergien for gitterets byggestener.

En forstår lett at aktiveringsenergien i en veske er mindre enn i krystallinske legemer, bl. a. av den grunn at de interatomære avstander vanligvis er større i et „veskegitter“ enn i et krystallgitter. Videre har en ved overgang fra fast stoff til veske energitilførslen i form av smeltevarmen.

Aktiveringsenergien for krystallinske legemer er omtrent lik den molære fordampningsvarme. En skulle da i første øyeblikk vente at aktiveringsenergien i vesker og i krystaller var omtrent like stor, idet smeltevarmen for de fleste stoffer er liten i forhold til fordampningsvarmen. Eksperimentelle undersøkelser (Frenkel op. cit. p. 201) viser

---

<sup>1</sup> Hevesey und Seith, Zeitschr. Elektrochem. 1931.

imidlertid at aktiveringsenergiene i veskene er små sammenliknet med aktiveringsenergiene i krystaller. I veskerer de 2400—10000 cal/mol ved  $T=300^{\circ}$ — $800^{\circ}$  K, i krystaller 20000—60000 cal/mol. Dette vil si at mens aktiveringsenergien i krystaller er omtrent av størrelse som fordampningsvarmen er aktiveringsenergien i vesker av størrelse som smeltevarmen.

Dette antas å skyldes elastisitetsforhold i veskene som gjør at „hullene“ etter et aktivert jon i en veske er meget mindre enn „hullene“ etter et aktivert jon i en krystall.

Også ut fra aktiveringsenergiene kommer man til diffusionskoeffisienter i vesker som er  $10^{-6}$  til  $10^{-9}$  ganger større enn i krystaller.

Da aktiveringsenergien avtar med økende trykk, følger at diffusjonshastigheten må øke med økende trykk selv om denne effekt er liten. Hedvall<sup>1</sup> angir etter Tamman at en økning av trykket ikke virker forandrende på reaksjonshastigheten ved reaksjoner i fast fase. Dette er teoretisk sett ikke holdbart, men det er av interesse å merke seg at effekten ikke lett kan påvises eksperimentelt. For geologiske prosesser er dette forhold imidlertid av en viss interesse, idet man ved geologiske prosesser kan se resultatet av reaksjonsforløp som krever betydelig lengre tid enn de en kan iaktta i laboratoriet.

Arne Bugge<sup>2</sup> har flere ganger behandlet de pegmatiter, kvartsganger og kalkspatlag som omgir gabbroer i Bamble-formasjonen. Under arbeidet med Modum koboltmalms genese har jeg hatt anledning til å iaktta liknende forhold i forbindelse med den mektige granat-amfibolit (vinordiabas) som finnes øst om de egentlige fahlbånd i hovedfahlbåndsonen.

Jens Bugge<sup>3</sup> betegner kalkstenene i Kongsberg-Bamble-formasjonen som sedimenter. Han mener at en hydrothermal opprinnelse er usannsynlig. Derimot antar han at gangformige masser ble dannet i en sen migmatiseringsfase av sirkulerende oppløsninger som på noen steder oppløste de sedimentære kalkstener og igjen avsatte kalkstener i sprekker og hulrum med magmatisk utseende. Det er de gangformige masser av hydrothermal eller metasomatisk natur som interesserer i forbindelse med Modum. Sikkert sedimentære kalker forekommer ikke i nærheten av koboltgruvene.

<sup>1</sup> Arvid Hedvall, Reaktionsfähigkeit fester Stoffe. Leipzig 1938.

<sup>2</sup> Arne Bugge, N. G. T. 1941, N. G. U. 143, N. G. U. 146.

<sup>3</sup> Jens Bugge, N. G. U. 160.



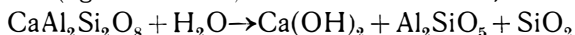
Arne Bugge uttaler at han på strekningen Randsfjord—Kristiansand ikke har påtruffet sikre suprakrustaler i båndgneisene. Han anser det ikke for utelukket at den eldste skarndannelse kan ha en sammenheng med sedimentære kalkstenslag i båndgneisene, men han mener ikke å ha sett noe bevis for dette, i motsetning til Jens Bugge.

Arne Bugge mener at det naturligste er å tenke seg at kalkstenene er dannet etter en „spilitreaksjon“. Man får på denne måte en slags forklaring på de albitganger man finner som enorme gjennomvevninger i det nordlige område av Kongsberg-Bamble-formasjonen omkring Modum. Det kan vanskelig forstås at betegnelsen „spilitreaksjon“ egentlig er et helt korrekt uttrykk for den fullstendige mobilisering som eventuelt har ført til at en plagioklas er oppløst og avsatt som hydrotermalganger av albit og kalkspat. Ellers finner også jeg forhold som kan tolkes i den retning Arne Bugge antyder.

Tilstedeværelsen av kalkspat i granit-pegmatitene utlegger Arne Bugge på den måte at karbonatoppløsninger og pegmatitmagma har forekommet mer eller mindre samtidig. Han skriver (l. c.) videre at kiseltsyreoppløsninger kan ha ledsaget kalkspatoppløsninger og dannet rene kvartsmasser på begge sider av gangliknende kalkspatansamlinger i og ved gabbromassivene.

Ved Modum finner man ofte silexit-kvartsit omkring gabbrobergarter, ofte innenfor kalkspatansamlinger, ofte utenfor. Det synes å være en sammenheng mellom silexit-kvartsittene og kalkspatgangene. For å forstå dannelsen av en del pegmatiter i Kongsberg-Bamble-formasjonen, må en likeledes anta en intim sammenheng mellom dannelsen av pegmatiter og kalkspatforekomster. Det er forbausende hvor ofte de nevnte bergarter forekommer sammen med eller i nærheten av magmatiske bergarter, i første rekke gabbroer. Arne Bugge har påpekt dette.

Arne Bugge har som nevnt, antydnet mulighetene av at kalkspat- og albitgangene i Kongsberg-Bamble-formasjonen skulle være oppstått ved en „spilitreaksjon“. Da jeg selv har antatt at de silimanit-muskovitførende bergarter i fahlbåndsonen i Modum er oppstått ved en vekkføring av kalk (og/eller alkali) noenlunde etter skjemaet



ligger det nær å undersøke muligheten for at en del av den  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  som frigjøres, ved en eller annen sannsynlig geologisk prosess har gitt opphav til de hyppige kalkspatganger en har i Modumområdet såvel som andre steder i Kongsberg-Bamble-formasjonen.

Det kan tenkes to prinsipielt forskjellige måter hvoretter kalsium-jonene kan transporteres fram til de steder de er avsatt som karbonat. Som den ene mulighet kan man anta at transporten har funnet sted ved strømning av kalsiumholdige vesker i den intergranulare film, senere eventuelt ved strømning på større åpne sprekker. Som det annet alternativ kan en anta diffusion gjennom den intergranulare film eller gjennom krystallenes gitter.

Diffusjonsprosessen må skyldes en eller annen termodynamisk ulikevekt som framkaller aktivitetsgradienter (konsentrasjonsgradienter) i den intergranulare film og i de faste krystaller. Strømning må skyldes en trykkgradient i vesken. Tidligere var det vanlig å anta at transport av oppløste stoffer i jordskorpen over lengre strekninger for en vesentlig del skyldes strømning, men H. Ramberg<sup>1</sup> er sterkt gått inn for diffusjonsprosesser som årsaken til de fleste geologiske forteelser, således også til stofftransport over avstander av størrelsesorden titall kilometer.

En kjenner diffusjonskoeffisientene i den intergranulare film og i krystallene i ethvert fall med en nøyaktighet av  $\pm$  to tierpotenser. Sannsynligvis vil feilen være betydelig mindre, idet en må anta en feil av høyst en tierpotens når det gjelder diffusjonskoeffisienten i den intergranulare film. En innser lett at det ikke er nødvendig å anta særlig tykk intergranular film før diffusjonen i denne overveier over diffusjonen i krystallene.

Antar en som minimum at diffusjonshastighetene er 1 million ganger hurtigere gjennom den granulare film enn gjennom de faste krystaller, vil den substansmengde som transporteres gjennom veskefasen, overveie over den substansmengde som transporteres gjennom krystallene dersom bergartene inneholder mer enn  $1 \cdot 10^{-5}$  0/0 veske. Det vil si at dersom bare en tiendedel av alle mineralkorn er dekket med et monomolekylært lag av vann, vil diffusjonen ved temperaturer rundt  $300^\circ \text{C}$  gå like hurtig gjennom veskefilmen som gjennom de faste krystaller. Dette under den forutsetning at mineralene er av kornstørrelse ca.  $1/10 \text{ mm}^3$  og bergartens mineralkomponenter er løselig i samme forhold som de opptrer i det faste mineral og at vannhinnen holder „oppløst“ 1 0/0 faste bestanddeler.

Det er mange grunner til å anta at de vanlige bergarter under en metasomatisk prosess inneholder vesentlig mer enn  $1 \cdot 10^{-5}$  0/0

---

<sup>1</sup> Hans Ramberg, Vid.-Akad. Avh. I 1944, N. G. T. vol. 24, N. G. T. vol. 25.

veske og at vesken inneholder mer enn 1 % oppløste faste stoffer. Derimot er det ingen vesentlige grunner som taler for at de oppløste stoffer finnes i samme forhold som i de faste mineraler.

I alminnelighet tror jeg derfor det er grunn til å sette diffusjon i fast fase over avstander av størrelsesorden meter—kilometer, ut av betraktning ved metasomatiske prosesser, idet diffusjonen gjennom en veskefilm sannsynligvis vil være vesentlig raskere. Som jeg senere skal vise krever imidlertid også diffusjonen gjennom en veskefilm av noenlunde rimelig tykkelse meget lange tidsrum. Derimot finner jeg ingen grunn til å tvile på at reaksjoner i fast fase og diffusjon gjennom krystaller kan spille en betydelig rolle ved rene metamorfoseprosesser.

Det forhold at en så hyppig finner kalkspatansamlinger i og omkring de gabbroide bergarter ved Modum som i Kongsberg-Bambleformasjonen for øvrig gir en grunn til å tenke seg at disse kalkspatansamlinger som til dels er av flere meters mektighet, kan være oppstått ved en eller annen form for kontakt-metasomatose. Eksempelvis at de gabbroer bergartene har trengt inn i, har vært plagioklas-førende, og at plagioklasen er hydrolysert i albit og kalsiumhydroksyd som sammen med kullsyre fra gabbromagmaet danner kalkspat (Arne Bugges spilitreaksjon) og at temperaturgradienter i bergartene forårsaket av gabbroen har vært årsak til konsentrasjonen.

Ren kontaktsmetasomatose vil jeg i denne forbindelse definere som: 1. Kjemiske prosesser og stofftransporter i bergarter som befinner seg under konstant hydrostatisk trykk. 2. Stofftransporten og de kjemiske prosesser skyldes temperaturgradienter i bergartene framkalt av en framtrengende eruptiv.

Da det hydrostatiske trykk er definert å være konstant, kan en se bort fra vanlig strømning og bare regne med diffusjon.

Det er vel kjent at dersom man har en fortennet oppløsning av et fast ikke flyktig stoff i en veske, vil det osmotiske trykk tilnærmet følge gasslovene. Det vil si at har man en slik fortennet oppløsning i et igjensmeltet glassrør, og holder den ene ende av glassrøret varmt og den annen ende kaldt, så vil det innstille seg en konsentrasjonslikevekt i vesken, forutsatt en hindrer konveksjonsstrømning i røret. Likevektskonsentrasjonene med hensyn til det oppløste stoff vil være omvendt proporsjonal med de absolutte temperaturer. Det vil si at en konsentrasjon av 1 g/l i den ene ende

av røret som holdes ved  $0^{\circ}\text{C}$  vil ha en likevekt-konsentrasjon  $=\frac{273}{373}=0,735\text{ g/l}$  i den annen ende som holdes ved  $100^{\circ}\text{C}$ .

Dersom en har et oppløst stoff som er mer løselig ved høy temperatur enn ved lav temperatur, vil en ha en stadig diffusjon av det oppløste stoff gjennom oppløsningen fra høy til lav temperatur og utkrystallisasjon ved den laveste temperatur. Stofftransporten vil gå på inntil alt fast stoff er oppløst ved den høye temperatur og inntil oppløsningen ved den høye temperatur er blitt så fortennet at konsentrasjonen forholder seg til mettingskonsentrasjonen ved den lave temperatur omvendt proporsjonalt til de absolutte temperaturer. Ved disse konsentrasjoner vil diffusjonen i begge retninger være like store og stasjonære tilstander inntråd.

Som et annet tilfelle kan vi betrakte et stoff som er vesentlig mindre løselig ved høyere temperatur enn ved lavere. Det vil si et stoff hvis oppløselighet synker raskere ved stigende temperatur enn proporsjonalt den resiproke verdi av den absolutte temperatur. Ved høye temperaturer og små differanser kan en regne dette som oppfylt dersom oppløseligheten avtar med økende temperatur. Et slikt eksempel har en i  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  og mange andre kalsium-forbindelser.  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  løses 1,22 g i 100 g vann ved  $288^{\circ}\text{K}$  og 0,6 g i 100 g vann ved  $363^{\circ}\text{K}$ . I et arbeide<sup>1</sup> har jeg nevnt hvorledes  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  omkrystalliserer fra lav til høy temperatur i et gjensmeltet glassrør. I den ene ende som senere ble holdt kald var anbragt fast  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . Røret ble fylt med destillert vann og midten av røret ble stoppet tett med bomullsvatt. Etter at røret var gjensmeltet ble den øvre ende holdt varm ved å anbringe den i et varmeskap. Etter ca. 1 ukes tid begynte det å krystallisere ut  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  krystaller i den varme ende av røret.

Da  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  er forholdsvis lite løselig både ved lav og høy temperatur, går omkrystallisasjonen temmelig langsomt. I et annet forsøk har jeg derfor anvendt  $\text{Ce}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Dette stoff løses ifølge Handb. Phys. & Chem. 1947, 12 g i 100 g vann ved  $0^{\circ}\text{C}$  og 6 g i 100 g ved  $50^{\circ}\text{C}$ .

Under bibehold av en konsentrasjon av 6 g/100 ml ved  $323^{\circ}\text{K}$  tilsier Sorets likevekt en konsentrasjon av ca. 6,5 g/100 ml ved  $293^{\circ}\text{K}$ . En har derfor et diffusjonsdrivende konsentrasjonsfall lik ca. 5,5 g/100 ml ved en temperaturøkning av  $30^{\circ}$  fra  $20^{\circ}\text{C}$  til  $50^{\circ}\text{C}$ .

<sup>1</sup> I. Th. Rosenqvist, N. G. T. vol. 26.

I et ca. 4 mm vidt glassrør ble det fylt ca. 35 mg fast  $\text{Ce}_2(\text{SO}_4)_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Deretter ble røret fylt med mettet  $\text{Ce}_2(\text{SO}_4)_8$ -oppløsning og den midtre halvdel av røret ble stoppet tettest mulig med bomull. Deretter ble røret smeltet igjen. Den ende som inneholdt det faste  $\text{Ce}_2(\text{SO}_4)_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  ble holdt ved ca.  $20^\circ \text{C}$ , mens den annen ende ble holdt i et varmeskap på en temperatur av ca.  $50^\circ \text{C}$ . Etter 60—65 dager var all  $\text{Ce}_2(\text{SO}_4)_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  løst i den kalde ende av røret og utfelt i form av pene små krystaller i den varme ende av røret.

Regner en en transportveg ca. 15 cm får en en aktiv konsentrasjonsgradient  $= 3,7 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^4$  og en diffusjonskoeffisient  $= 1,16 \text{ cm}^2/\text{dag}$ . I betraktning av det høyst ufullkomne apparatur må resultatet sies å være meget tilfredsstillende.

Teoretisk er det klart at de temperaturgradienter som vil oppstå i omgivelsene av en opptrengende gabbro i en plagioklas-førende bergart kan forårsake centripetal diffusjon av det  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  som på grunn av hydrolyse alltid vil være til stede i porefilmen. Det ligger derfor vær å undersøke mulighetene for at denne centripetale diffusjon av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  kan ha gitt foranledning til dannelse av kalkspatganger av nevneverdig mektighet rundt gabbroene.

For å klarlegge en slik mulighet er det av den største viktighet å kjenne de temperaturgradienter som kan tenkes å oppstå.

Temperaturgradienten i horisontal retning for ethvert sted i sidestenen utenfor en vertikal kontakt av en eruptiv av konstant temperatur, vil være en funksjon av: 1) Tiden etter intrusjonen, 2) Den opprinnelige temperaturdifferens, 3) Avstanden fra kontakten, 4) Varmeledningsevnen i sidestenen, 5) Den spesifikke varme for sidestenen, 6) Sidestensens spesifikke vekt.

Dessuten av avstanden fra dag-overflaten. Regner man imidlertid denne avstand for stor, d.v.s. av størrelsesorden 200 m og derover spiller avkjølingen fra dag-overflaten liten rolle og kan settes ut av betraktning. Da problemet er av forholdsvis komplisert matematisk natur, har jeg bedt cand. real. Jan Garvick gjøre meg den tjeneste å foreta beregningen. Han fant<sup>1</sup>

$$\frac{\delta T}{\delta x} = -(T_1 - T_0) \cdot \sqrt{\frac{S \cdot C}{\pi \cdot t \cdot k}} \cdot e^{-\frac{S \cdot C \cdot x^2}{\pi^2 \cdot t \cdot k}}$$

her er  $\frac{\delta T}{\delta x}$  gradienten.

<sup>1</sup> Den matematiske utvikling vil bli offentliggjort i et senere arbeid.

$T_1$	eruptivens temperatur
$T_0$	sidestenens utgangstemperatur
$x$	avstanden fra kontakten
$t$	tiden etter intrusjonen
$k$	sidestenens ledningsevne $\approx 0.005$
$S$	tettheten $\approx 2.7$
$C$	sidestenens sp.v. varme $\approx 0.2$

Ved å innsette verdiene, får en derfor tilnærmet ved  $T_1 = 700^\circ\text{C}$   
 $T_0 = 100^\circ\text{C}$

$$\frac{\delta T}{\delta x} = -\frac{0.62}{\sqrt{t}} \cdot e^{-\frac{x_2}{300t}}$$

Her er  $t$  målt i år og  $x$  målt i meter. Som en ser stiger temperaturgradienten særlig ved små avstander fra kontakten meget raskt til et maksimum. Etter at maksimum er nådd, avtar gradienten langsomt asymptotisk mot 0.

Som et eksempel kan en ta en avstand fra kontakten = 10 m.

Ved derivasjon får en her  $\left(\frac{\delta T}{\delta x}\right)_{\text{max}} = 0.45^\circ\text{C/m}$  ved  $t = 0.66$  år.

Ved $t = 10$	år	er gradienten	$0.18^\circ/\text{m}$
Ved $t = 100$	" "	" "	$0.062^\circ/\text{m}$
Ved $t = 1000$	" "	" "	$0.020^\circ/\text{m}$
Ved $t = 10000$	" "	" "	$0.006^\circ/\text{m}$

Ved avstand fra kontakten = 45 m har man den maximale gradient =  $0.1^\circ/\text{m}$  etter 13 år.

Etter 100	år	er gradienten	$0.056^\circ/\text{m}$
" 1000	" "	" "	$0.019^\circ/\text{m}$
" 10000	" "	" "	$0.006^\circ/\text{m}$

Etter dette kan en med en viss rett regne med en temperaturgradient av størrelsesorden  $1^\circ/20$  m i horisontal retning i de nærmeste 50 m rundt en gabbrokontakt i et tidsrum av inntil 1000 år.

Regner en med et diffusjonsdrivende konsentrasjonstall =  $5 \text{ g/l} / 100^\circ$ , tilsvarer dette en diffusjonsdrivende konsentrasjonsgradient =  $2.5 \cdot 10^{-8} \text{ g/cm}^4$ .

I løpet av 1000 år vil det passere ca.  $1 \text{ g Ca(OH)}_2$  pr.  $\text{m}^2$  bergarttverrsnitt under den forutsetning at bergarten inneholder  $10 \text{ cm}^2$  veskefylte porer pr.  $\text{m}^2$ . Gjennom de faste krystaller vil det i samme tidsrum diffundere ca.  $1 \text{ mg/m}^2$ .

Dette under den forutsetning at diffusjonskoeffisienten i veskefasen settes til  $10 \text{ cm}^2/\text{dag}$  og diffusjonshastigheten i de faste krystaller er en milliontedel av hastigheten i vesken. Selv om en regner 10 ganger så stor diffusjonshastighet i de faste krystaller, må en fastslå: *Det er ikke mulig å få dannet de ofte flere meter mektige kalkspatganger en har i Kongsberg-Bamble-formasjonen, for eksempel i nærheten av Modum ved diffusjon framkalt av temperaturgradienter alene.*

Som mulighet nr. 2 har en en diffusjon framkommet ved at det rundt gabbrokontakten befinner seg en „kullsyrefront“ som er istand til fullstendig å utfelle diffunderende  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ .

Som et gjennomsnittlig maksimum kan en regne at sillimanitglimmerskifrene ved Modum har et aluminiumoverskudd =  $10\% \text{Al}_2\text{O}_3$ . Som et ekstremt tilfelle kan en tenke seg at hele dette aluminiumoverskudd er oppstått ved hydrolyse av anortit, og at all frigjort kalsiumhydroksyd er felt som kalkspat. Da en har kalkspatganger som er flere meter mektige, må en minst kunne regne at det gjennom et snitt i gangsidene på  $1 \text{ m}^2$  er transportert 1 t  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  forutsatt at kalkspatgangene er oppstått ved diffusjon alene. Forutsetter en videre at konsentrasjonen av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  i gangene er lik 0 og at temperatur og trykk er konstant, får en en diffusjonsdrivende konsentrasjonsgradient ca.  $2 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^4$  ved temperaturer ca.  $150^\circ\text{C}$ , idet oppløseligheten av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  her er ca. 3.5 g/l. Under bibehold av en diffusjonskoeffisient =  $10 \text{ cm}^2/\text{dag}$ , vil det medgå 12,5 mill. år bare for å få transportert 1 t  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  pr.  $\text{m}^2$  kalkspatgang ved diffusjon under forutsetning av  $10 \text{ cm}^2$  porer pr.  $\text{m}^2$ . Sannsynligvis er dette tall vesentlig for høyt. Videre er diffusjonskoeffisienten trolig for høy og dermed tiden vesentlig for lavt beregnet. *Under ingen omstendighet kan man anta at de opptil 10 m mektige kalkspatganger kan være dannet ved bare diffusjon av  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  inn mot en kullsyrefront.*

Nå kan det naturligvis tenkes at det først har funnet sted en anrikning av kalkspat ved hjelp av diffusjon og deretter videre transport ved strømming i sprekker. En må være oppmerksom på at fahlbåndbergartenes aluminiumoverskudd ikke er begrenset til noen få titall meter rundt gabbroen. Oftest vil de sillimanitførende soner være av mektighet på flere hundre meter og opptil kilometre. *Under ingen sannsynlig geologisk prosess kan dette aluminiumoverskudd være oppstått ved diffusjon alene uten at det vil medgå tidsrum som må regnes i milliarder år, dersom diffusjonen finner sted gjennom en veskefilm eller i billioner—trillioner år, dersom diffusjonen*

*finner sted gjennom de faste krystaller.* Dette gjelder enten man tenker seg aluminiumoverskuddet som et residuum etter hydrolyse av feldspat, eller man tenker seg aluminium tilført ved en eller annen metasomatisk prosess. *De samme resonnement som er anvendt ved betraktningene over „degranitisasjon“, kan med små endringer også anvendes på granitisasjon framkalt ved diffusjon alene.* Også i tilfelle granitisering vil det kreves milliarder år for å få granitisert områder av kilometers mektighet utelukkende ved diffusjon. Når H. Ramberg (l. c. 14 b.) antar at eksempelvis kvartsganger hurtigere kan dannes ved diffusjon enn ved strømming, beror denne antagelse på en overvurdering av diffusjonshastigheten med flere tierpotenser. Likeledes er hans resonnement om de store vannmengder som er nødvendig for transport av kiseltsyre ikke holdbart.

Riktignok er det så at  $\text{SiO}_2$  bare løses 0.22% i destillert vann ved  $350^\circ\text{C}$  og dersom en derfor hadde bergarter som besto av pro analysi kiseltsyre og destillert vann, ville hans resonnement være riktig. Da imidlertid bergartene inneholder adskillige baser som vil frigjøres ved hydrolyse er regnstykket over de kolossale vannmengder irrelevant. En må være oppmerksom på at eksempelvis sure kalisilikater er meget lett løselig i vann i nærheten av det kritiske punkt for rent vann. En kan si at allerede små mengder vann senker smeltepunktet for alkalisilikater til temperaturer rundt  $300^\circ\text{—}400^\circ\text{C}$ , se Morey (l. c.).

Ved senkning av temperaturen vil disse vannholdige alkalisilikat-smelter dekomponeres. Således dekomponeres vannholdig  $\text{K}_2\text{Si}_4\text{O}_9$  ved ca.  $360^\circ\text{C}$ , slik at lav-kvarts blir den stabile fase.

En må gå ut fra at hverken granitisering eller degranitisering kan finne sted i den utstrekning dette må ha skjedd ved Modum, bare ved diffusjon. En må derfor se på den annen mulighet, en kombinasjon av diffusjon og strømming.

Strømningshastigheten for viskøse vesker gjennom trange porer er gitt ved den velkjente Darcy's lov,  $V = \frac{K}{\eta} \gamma \frac{dp}{dx}$ . Her er K strømningskonstanten,  $\eta$  = veskens viskositet målt i pois,  $\gamma$  = veskens spesifikke vekt,  $\frac{dp}{dx}$  = trykkgradienten i porene. Strømningskonstanten stiger meget raskt med porediameteren. Dette er i motsetning til diffusjonskoeffisienten. Ved porediameter ca.  $0.1 \mu$  kan man muligens i analogi med leirer regne mer K av størrelsesorden 0.1—0.01, tiden



målt i døgn, avstand i cm. Ved  $\eta = 0.01$  pois gir det en strømnings-hastighet =  $0.01-0.001$  cm/dag ved trykkgradienten =  $1$  g/cm.

Gjennom et tverrsnitt av bergarten som inneholder  $10$  cm<sup>2</sup> porer av  $0.1 \mu-1 \mu$  diameter vil det med en trykkgradient =  $1$  g/cm passere ca.  $0.01$  cm<sup>3</sup>— $10$  cm<sup>3</sup> veske pr. dag. Forutsetter en at et område som er  $1$  km. bredt og er utsatt for en trykkgradient =  $1$  g/cm, vil det medgå ca.  $0.1-100$  mill. år. for å fjerne  $1$  vektprosent CaO for bergarten under forutsetning at CaO er løst  $1$  0/0 i den utpressete veske. Da porediametere, viskositet, trykkgradienter og oppløselighet er usikre faktorer i dette regnestykket, kan en ikke tillegge regningen særlig verdi. Hensikten har kun vært å antyde at det er mulig å framkalle betydelig metasomatose ved strømming. Der er derimot fysisk umulig innen geologiske tidsrom å framkalle merkbare metasomatiske prosesser over avstander større enn noen meter, bare ved diffusjon dersom diffusjonen foregår gjennom en intergranular film. Dersom diffusjonen skal foregå gjennom de faste mineraler kan ikke regnes med transport over avstander større enn noen centimeter. Diffusjon kan finne sted enten med eller mot temperaturgradienten avhengig av oppløselighetsforholdene. Det er forutsatt en trykkgradient =  $1$  g/cm. En slik trykkgradient synes rimelig under en fjellkjedefoldning. Tenker en seg en sprekk fylt med veske av sp.v. =  $1$  ned til et dyp av  $1$  km., har en denne trykkgradient i den omgivende bergart inntil en avstand av ca.  $2$  km. forutsatt en sp.v. av bergarten =  $3$ .

### Konklusjon.

Som konklusjon på denne artikkel angående degranitisering ved de glimmerskifre og silimanitbergarter en har ved Modum og andre steder vil jeg sette:

Jeg antar at de angjeldende bergarter har erhvervet sitt aluminiumoverskudd ved metasomatisk metamorfose. Denne metasomatose har vært av den art at en opprinnelig urbergart med normalt aluminium-alkaliforhold under en fjellkjedefoldning har vært utsatt for en trykkgradient.

Denne trykkgradient har vært stor nok til at den veskefilm som eksisterte i urbergarten med det gitte vann-innhold og ved egnet temperatur og trykk delvis er presset ut av bergarten.

De opprinnelige mineraler i urbergartene var delvis hydrolysert og veskefilmen holdt oppløst vesentlig mer baser enn aluminium.

På grunn av utpressningen av relativt mer baser enn aluminium (og silisium) er det oppstått et aluminiumoverskudd i residuet. Dette er samtidig blitt vannfattig. Mineralkombinasjonen silimanit-muskovit-kalifeldspat er i enkelte tilfeller blitt stabil.

I områdene rundt og i enkelte eruptivbergarter er det av en eller annen grunn (volumkontraksjon ved krystallisering<sup>2</sup>) oppstått relative undertrykk som har ført til at de bl. a. kalsiumholdige silikatoppløsninger for en relativt stor del er strømmet fram i og nær ved gabbroene. Her er miljøet vært særlig rik på CO<sub>2</sub>. Dette har ført til utfelning dels av kvarts, dels av kalkspat.

Ved utkokning av volatiliene har de senest utpressede oppløsninger for en del blitt overmettet og avsatt årer og ganger rike på sur oligoklasalbit, en del kvarts og kisminerale i de høyere nivåer.

Som en illustrasjon, mer enn et eksakt bilde kan prosessen sammenlignes med utskillelsen av forbrenningsprodukter i det menneskelige legeme. Disse *diffunderer* på grunn av aktivitetsgradienten ut av sellene og inn i kapillærene. Herfra *strømmer* det venøse blod først gjennom kapillære og siden gjennom større vener. Strømningen skyldes trykkgradienter framkalt av hjerteslagene. Til sist utskilles forbrenningsproduktene i nyrene og lungene.

Til sist vil jeg minne om det forhold at en i mange norske glacielle marine leirer har beholdt mesteparten av det saltinnhold leirene hadde ved avsetningen. Dette gjelder de leirer som ikke har vært utsatt for særlig utlutning på grunn av strømning av vann. I disse leirer har diffusjonen virket i ca. 10 000 år og med et vesketverrsnitt av ofte mer enn 7000 cm<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>. I andre mektige leiravsetninger som på grunn av terrengforholdene har befunnet seg under trykkgradienter ofte ikke større enn 0.02 g/cm er det *ikke spor* av NaCl igjen. Her har strømningen fullstendig utbyttet veskefasen.

Selv om de porediametre en har i leirene sannsynligvis er større enn de en har i en bergart under metamorfose, er forholdet meget illustrerende for forskjellen i hastighet mellom metasomatose framkalt ved strømning og metasomatose framkalt ved diffusjon.

Oslo, februar 1948.

### Summary.

The present paper is a continuation of an earlier paper, dealing with the fahlbands of Modum Cobalt Mines. In the first paper, I suggested that the rocks of fahlband zones originated by a process called "degranitisation". "Degranitisation" is defined as a process characterised by metasomatic removal of alkali and lime, leaving a solid residue rich in silicia and alumina.

The present paper is dealing with the granitisation and degranitisation processes from a general point of view. In the first part the solubility conditions of rockforming minerals is treated. A summary of the modern theories of solubility and the "hole" theory is given. The summary does not go into the physical details and the mathematical problems are not dealt with.

It is concluded that no rock will probably be deprived completely of a fluid phase between the crystalline minerals.

The amount of intergranular fluid phase is depending on temperature, pressure and stress conditions, and the chemical nature of the minerals. The amount of fluid phase will probably rise exponentially with temperature and pressure. The conditions are illustrated by assuming that the solidus-liquidus curves of ordinary rocks continue below the temperature usually regarded as the lower melting point of the rock. This part of the curve must necessarily be very steep, approaching to the vertical.

The diffusion coefficients of ions in liquids and crystals is briefly dealt with. It is stressed that the variations in the diffusibility of ions in liquids are relatively moderate. As an approximation the diffusion coefficients of the rockforming ions in the pore liquid is suggested to be  $10 \text{ cm}^2/\text{day}$  at temperatures of  $500^\circ \text{ K}$ — $750^\circ \text{ K}$ . It is found reasonable that the actual value may be between  $0.1$  and  $100 \text{ cm}^2/\text{day}$ . In the crystalline minerals the coefficient is thought to be between  $10^{-4}$  and  $10^{-10} \text{ cm}^2/\text{day}$ . As an approximation the value of  $10^{-5} \text{ cm}^2/\text{day}$  is used in the calculations. Both in the case of the pore liquids and the crystals, the diffusion constants are much higher than values found in the laboratories. It might however be possible that the high pressures will depress the activation energies so much that the values used could be the right ones. Anyhow the values used in the calculations are probably not too low. The metasomatic phenomena treated in the case of granitisation and de-

granitisation in the Modum area are so extensive that diffusion neither in the solid state nor in the intergranular liquid can be responsible for the transport.

At Modum as well as in other parts of the Kongsberg-Bamble formation great calcite veins are encountered around and in part in the gabbro massives. The possibility of centripetal diffusion of lime caused by the temperature gradients around the intrusive gabbro magmas, is discussed. A new formula for the temperature gradient around an intrusive magma is given. It is concluded that the temperature gradient will vanish in a relatively short time e. g. 10 000 years. This means that even the centripetal diffusion of lime will be unimportant in the case of calcite veins of a thickness more than a few cm across. The thickness of the Modum veins often exceed 10 m.

A second possibility discussed is diffusion caused by a carbon-dioxide frontier around the gabbros. It seems unlikely that calcite veins of any importance should be formed in this way by diffusion only, neither through the intergranular solution nor through the mineral lattices.

At last it is concluded that the metasomatic processes undoubtedly found, is caused by a combination of flow and diffusion. It is not necessary to suppose any extraordinary great pressure gradients to cause a sufficiently rapid flow in the intergranular solutions.