

# De geokjemiske forutsetninger for gullmineraliseringene på Bømlo.

Hans-Jørgen Berg

## Abstract

The gold mineralisations at Bømlo have been formed at two stages. Stage I contains quartz, ankerite, chlorite and gold, formed at temperatures between 220 to 200°C. Stage II is dominated by quartz and some chalcopyrite, pyrite and gold formed at 240 to 220°C. Brecciated fragments of stage I are locally found in stage II quartz. The mineralised veins are situated along older diabase dykes, of which some have intruded existing normal faults. Stable isotope studies indicate that the carbon in the carbonates originates from a magmatic source, may be from vulcanites situated below. Water in equilibrium with carbonates might originally be meteoric, but have re-equilibrated with vulcanites situated below, at about 400°C. The gold has for both stages been transported as  $Au(HS)_2^-(aq)$ , and the source may be sulphides in the vulcanites or gabbro below. The stage I gold has been precipitated by a lowering of temperature, the stage II gold by an increase in pH and oxygen activity. Fluid inclusion studies indicate that both stages possibly were deposited at 8 km depth, while the source was at 13 km depth.

## Innledning

I slutten av forrige århundre var det stor aktivitet i gullfeltene på Bømlo. Driften ble nedlagt i 1898, og siden har det kun vært sporadisk undersøkelsesdrift. Nylig ble det gitt driftskonsesjon på gullstuffer til et privat selskap. Forekomstene er godt kartlagt og beskrevet, men det er gjort få geokjemiske undersøkelser av dem. Denne artikkelen presenterer resultatet av mikrotermometriske og stabil isotop analyser, og geokjemiske modelleringer basert på disse analysene. Hensikten med disse undersøkelser er å forsøke å få svar på hva som var kilden til gullet i mineraliseringene, hvordan ble gullet transportert fra kilden til forekomstene og hvilke mekanismer forårsaket utfelling av gullet.

## Regional geologi

De gullførende mineraliseringene befinner seg midt i Bømlo, Hordaland, i et allokont bergartkompleks kalt Lyklingofiolitten. Ofiolitten er eldst og omgitt av Lyklingfjordenheten, Siggjokomplekset og Sunnhordlandsbatolitten. Sistnevnte er yngst.

*Lyklingofiolitten.* Ofiolitten består av fire hoveddeler (Amalixsen, 1983):

- Nedre magmatiske sekvens.
- Blandet ekstrusiv/sedimentær sekvens.
- Plagiogranitter.
- Øvre sedimentære sekvens.

- *Nedre magmatiske sekvens:* Denne består av tektonisk betinget serpentinit, lagdelt og isotrop gabbro, plagiogranitt og grønnstein. Serpentinitten finnes kun ved tettstedet Lykling, og består av et serpentinkonglomerat. Det er usikkerhet om man kan relatere denne sekvensen til et marginalt basseng eller en større midthavsrygg i forbindelse med havbunnsbredning.

- *Blandet ekstrusiv/sedimentær sekvens:* Denne er også kalt Geitungenheten. Den består av basiske og trondhjemitiske ekstrusiver og intrusiver sammen med uren chert, jaspis og vulkanoklastiske sedimenter. Den undre delen er intrudert av tonalitt. Rb/Sr «whole rock» isokron fra kvartskaratofyrer gir en alder på  $535 \pm 10$  mill. år (Furnes et al. 1983) Denne sekvensen er antatt å representere en tidlig vulkansk øybue-utvikling, dannet på havbunnen (Amalixsen, 1983).

- *Plagiogranitt:* Denne har intrudert Geitungenheten og nedre magmatiske sekvens. Plagiogranitten er voluminøs og antatt relatert til en øybue-utvikling.

- *Søre Lyklingholmen formasjon (Øvre sedimentære sekvens):* Denne består av breksjer, konglomerater, sandsteiner, siltstein og uren chert. Den er antatt å være dannet i forbindelse med en oseanisk sprekke-/forkastningssone som kutter en primitiv vulkansk øybue (Amalixsen, 1983) eller i forbindelse med heving av en tilsvarende øybue i Iapetushavet (Amalixsen & Sturt, 1986).

Ofiolittkomplekset ble skjøvet på plass og foldet tidlig i den kaledonske orogenese.

Følgende bergartkomplekser omgir Lyklingofiolitten:

*Lyklingfjordenheten:* Denne enheten består av sandstein, svartskifer og muligens vulkanitter. Disse er sterkt foldet, og har en tilsynelatende lagning mot NØ - SV. Enheten er kun blottet i et mindre sør og sørvest for tettstedet Lykling. Kontakten mot ofiolitten er en skyveggen .

*Siggjokomplekset:* Dette komplekset består hovedsakelig av vulkanitter. Det ligger diskordant over både Lyklingofiolitten og Lyklingfjordenheten, med et tynt basalkonglomerat utviklet lokalt (Amalixsen, 1980). Sammensetningen varierer fra

rhyolitt til basalt. Rb/Sr «whole rock» gir en alder for andesitt og rhyolittlavaer på henholdsvis  $468 \pm 23$  mill. år og  $464 \pm 16$  mill. år (Fumes et al., 1983). Komplekset er intrudert av finkomete diabasganger (Amalixsen, 1983).

**Sunnhordlandsbatolitten:** Batolitten dekker et større område i de sentrale delene av Sunnhordland. Den intruderer både Siggjokomplekset og Lyklingofiolitten (Amalixsen, 1980). Bergartene i batolitten har en sammensetning som varierer fra gabbro til granitt (Andersen & Jansen, 1987). Disse er antagelig intrudert i flere faser, med gabbro som en av de første. Alderen ligger rundt midtre/sen Ordovicium til tidlig Silur. Rb-Sr «whole rock» isokronen for Håkre monzogranitten gir en alder på  $430 \pm 10$  millioner år (Andersen & Jansen, 1987). Batolitten intruderte gjennom kontinental skorpe i et tektonisk miljø i forbindelse med en havbunn - kontinent kollisjon (Andersen & Jansen, 1987).

#### Generell beskrivelse av mineraliseringene.

Gullmineraliseringene ved Lykling på Bømlo opptrer i omtrentlig N-S gående ganger (Figur 1). Lengden på gangene varierer, og kattes ofte av forkastninger. De relative tidsrelasjonene for hendelser og mineraliseringer er vist i Tabell 1. Den gullførende paragenesen kan deles inn i to faser:

**Fase I:** Ankeritt, kvarts, pyritt, gull og tetradymitt. Sidestensomvandlingen består av kloritt.

**Fase II:** Kvarts, gull, chalcopyritt og/eller pyritt. Galenitt og sfaleritt kan også forekomme. Sidestensomvandlingen består av kloritt.

De fleste gangene på den vestre delen av Figur 1 ser ut til å være assosiert med en eldre dia-

bas med et NNØ - SSV strøk. Unntaket er Flata-nes- og Kjenreidalens gang, hvor det er usikkerhet om den folierte sonen er en omvandlet diabas eller en foliert gabbro. På den østre delen av Figur 1 er det få synlige diabaser assosiert med de mineraliserte gangene. Reusch (1888), rapporterer imidlertid om en omvandlet diabas i Vigs gang og den østligste av Bjerkes gang (ikke med på Figur 1).

Gangene sør for Kammaren har en noe annen retning enn de nordenfor. Dette kan skyldes den skråttliggende forkastningen som går fra Kammaren og i en bue sørøstover. Assosiasjonen med diabas ser ut til å gjelde i dette området også.

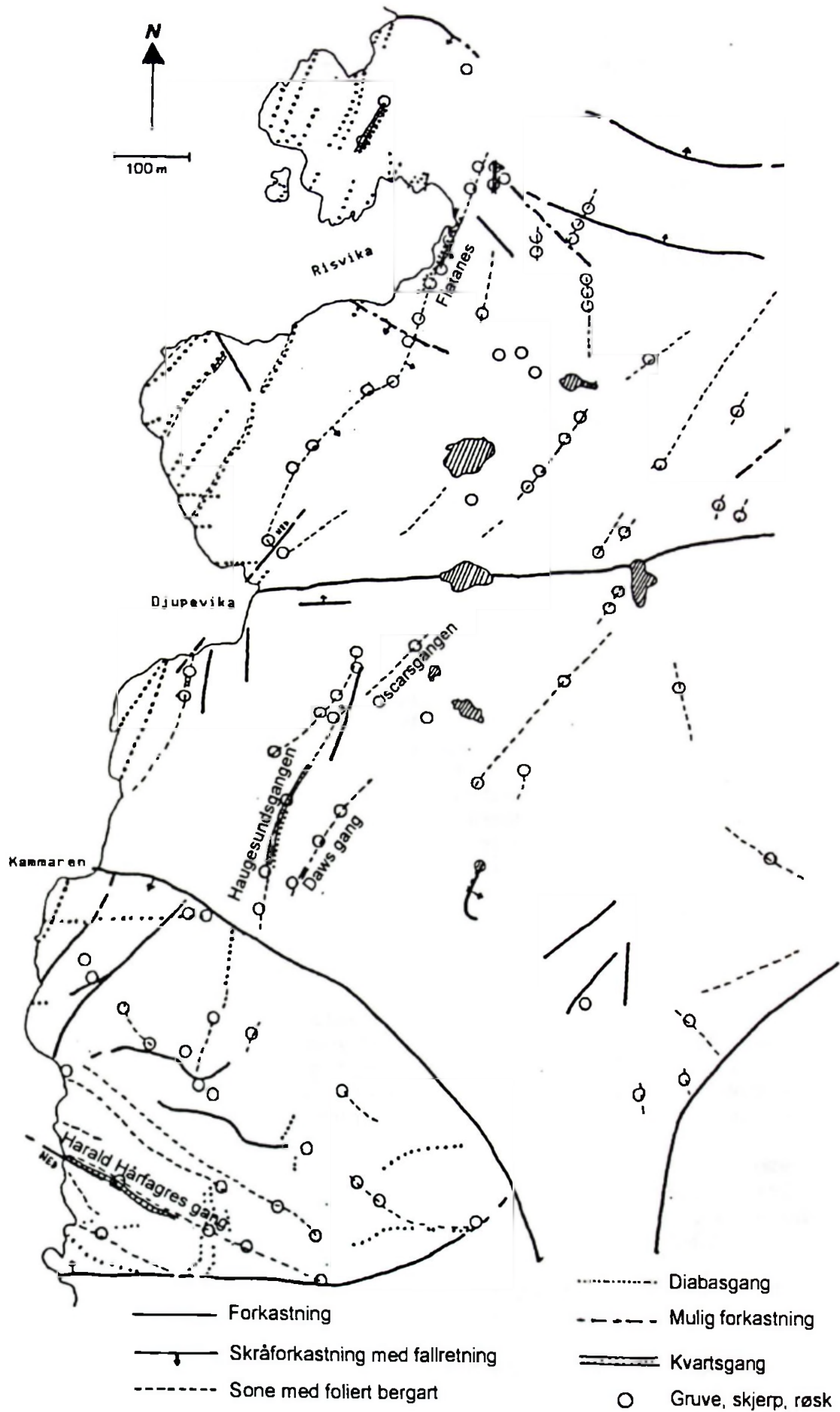
Kjemien til de nord - syd gående diabasgangene tilsier at disse kan relateres til kalkalkaline basalter (Amalixsen, 1980). Gangene har samme kjemi som diabasganger i Siggjo og Åreid, som igjen er korrelert med Kattnakkenvulkanittene (Amalixsen, 1980). Sistnevnte er datert til  $445 \pm 5$  mill. år (Amalixsen, 1980). Dette betyr at gullmineraliseringene sannsynligvis er yngre enn dette, muligens samtidig med intrusjonen av Sunnhordlandsbatolitten. Dette bekreftes til en viss grad av funn av ankerittmineraliseringer utenfor ofiolittkomplekset. I så fall er alderen på de gullførende mineraliseringene mellom 445 og 430 millioner år.

Diabasene ser ut til å ha en omvandling som går fra så og si uomvandlet, via en tektonisk foliert ankeritt-/klorittbergart til en homogen ankeritt-/klorittbergart. De så og si uomvandlede er ikke assosiert med senere mineralisering. De noe mer omvandlede er assosiert med massive kvartsganger med noe sulfidmineralisering. Ankeritt-mineralisering finnes også som årer i sidestenen. Tilsvarende mineralisering i diabasen eksisterer ikke. Omvandlingen i diabasgangene er begrenset til kloritt i foliasjons-planene. Eksempler på dette er

TABELL 1

Paragenetisk utvikling for de gullførende gangene på Lykling, Bømlo.

	<Fase I>	<Fase II>
«Felsisk intrusjon»	?	
«Ekstensjonssprekker»	----	----
«Diabas»	----	
«Tektonisk foliasjon»	----	
Ankeritt	? -----	
Gull	? -----	? -----
(Tetradymitt)	? -----	
(Turmalin)	? -----	
1. gen. kvarts	? -----	
Pyritt	? -----	---
Kloritt	-----	? ? ---
«Breksjering av diabas»		---
2. gen. kvarts (grå)		-----
3. gen. kvarts (hvit)		-----
Chalcopyritt		-----
Kalsitt		-----
Rekrystallisering		---



Figur 1. Kart over de viktigste forkastninger, diabas- og kvartsganger og soner med foliert bergart. Bergartsgrenser og de fleste topografiske trekk er utelatt. Kartet er basert på Amalixsen (1980) og egne feltobservasjoner.



Haugesundsgangen og Williams gang. De mest omvandlede er representert ved en foliert til homogen ankeritt-/klorittdominert bergart. Ankeritten er tilsynelatende introdusert etter dannelsen av foliasjonen, kanskje også i slutfasen av denne prosessen. Relikter av opprinnelig plagioklas er rapportert (Reusch, 1888). Den utholdende kvartsgangen i de to ovennevnte eksemplene er nå degenerert til mer eller mindre utholdende kvartslommer og -soner. Eksempler er Oscars gang og Hewletts gang.

Mineraliseringen består hovedsakelig av ankeritt og kvarts. Chalcopyritt (cp), pyritt (py), galenitt, staleritt, tetradymitt, rutil, sølv og kalsitt forekommer også, da helst i de største gangene. Mineraliseringen kan deles inn i to faser, både etter mineralogi og alder. Den eldste, fase I, er dominert av ankeritt, pyritt og kvarts. Fase II er dominert av kvarts ± chalcopyritt og pyritt.

Ankerittmineraliseringer er også observert utenfor Lyklingofiolitten, blant annet i Siggjokomplekset og i kontakten mellom Lyklingfjordenheten og Siggjokomplekset (Amalixsen, 1983). I denne kontakten opptrer både ankeritt og diabasganger i konglomeratet.

### Væskelneslutninger

Kvartsgangene i det gullførende området på Bømlø bærer tydelig preg av å være rekrystallisert hvit massiv melkekvarter. Man finner relikter av krystaller som indikerer en på kamstruktur før rekrystalliseringen. Muligheten for å finne primære inneslutninger bevart i slik kvarts er liten. Prøvetakingen ble derfor konsentrert til områder i mineraliseringene hvor rekrystalliseringen var mindre fremtredende. Harald Hårfagres og Daws gang (Figur 1) ble valgt fordi disse er av de mest sentrale mineraliseringene, samt at de lokalt hadde mindre grad av rekrystallisering.

Denne begrensede tilgangen på brukbare prøver har medført at kun primære inneslutninger er undersøkt mikrotermometrisk. De sekundære inneslutningene representerer hendelser som er senere enn de gullførende paragenesene, og er derfor av liten interesse i denne sammenheng. Brukbare inneslutninger fra mineraliseringenes fase I ble ikke funnet.

Alle væskelneslutningene homogeniserte til væskefase. De primære besto av eu- til subhedrale negative krystalloformer. Noen inneslutninger inneholdt  $\text{CO}_2(\text{g})$  og  $\text{CO}_2(\text{l})$ , ingen inneholdt mer enn 15 volumprosent gass og væskefase. Noen få inneslutninger hadde kubiske datterkrystaller. Disse utgjorde aldri mer enn 2 volumprosent av inneslutningen.

Homogeniseringstemperaturene lå mellom 133 og 208°C. Gjennomsnittet lå rundt 140°C. Salinitetene lå mellom 4 og 10 vektprosent NaCl ekvivalenter med hovedmengden av inneslutningene mellom 4 og 6 vektprosent NaCl ekvivalenter. Tettheten av væskefasen i de primære inneslutningene

lå mellom 0,95 og 0,99 g/cm<sup>3</sup> med et gjennomsnitt på 0,97 g/cm<sup>3</sup>.

Det er liten forskjell i homogeniseringstemperatur og salinitet i de primære inneslutningene fra Daws og Harald Hårfagres gang (Figur 2). Resultatene vil derfor bli presentert sammen.

På grunn av manglende stratigrafiske data er det meget vanskelig å bestemme innfangningsstrykket for væskelneslutningene fra disse to mineraliseringene. Bruker man høyeste og laveste målte homogeniseringstemperatur og forutsetter at inneslutningene er innfanget på kokekurven, kan et minstetrykk for innfangningen bestemmes. Disse to temperaturene, 132 og 208°C, ga et minimum innfangningsstrykk på henholdsvis 3 og 22 bar. Dette korresponderer med et innfangningsdyp på 10 (lithostatisk) og 30 (hydrostatisk) meter for den laveste homogeniseringstemperaturen, og på 80 (lith.) og 225 (hydr.) meter for den høyeste. Disse innfangningsdypene er urealistisk grunne. Hvis en derimot forutsetter at alle inneslutningene er innfanget under samme trykk, og med en maksimum homogeniseringstemperatur på 208°C, gir et minimum innfangningsstrykk på ca. 780 bar, som korresponderer med 2900 (lithostatisk) og 8000 (hydrostatisk) meter som innfangningsdyp. Temperaturkorreksjonen for trykk blir da ca. + 80 og + 30°C for henholdsvis laveste og høyeste homogeniseringstemperatur, dvs. at minimum innfangnings-temperatur ligger mellom ca. 210 og 240°C.

### Stable Isotoper.

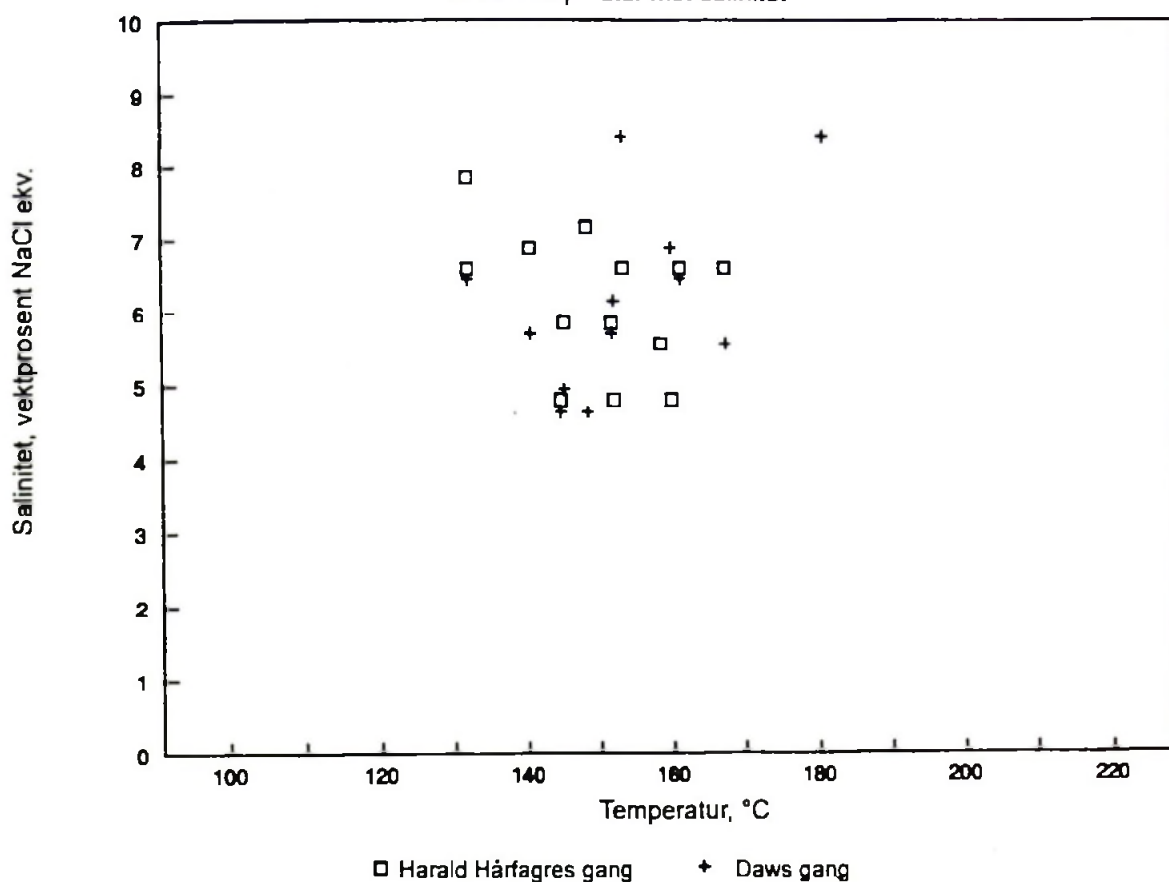
Analyser av  $\delta^{13}\text{C}$  og  $\delta^{18}\text{O}$  er hovedsakelig foretatt på prøver av ankeritt og sen kalsitt fra Haugesundsgangen (Figur 1). Et representativt utvalg av de forskjellige karbonatgenerasjoner er forsøkt analysert. Et mindre antall prøver fra Flatanesgangen (Figur 1) er også analysert. Det ble også analysert prøver av svarte grafitholdige skifre fra tre forskjellige lokaliteter i og utenfor Lyklingofiolitten. Disse finnes i og under ofiolitten, og ble derfor undersøkt for å se om de kan være karbonkilden for karbonatene i de gullførende gangene. Tre forskjellige generasjoner med karbonat ble analysert og ga følgende gjennomsnittresultat for  $\delta^{13}\text{C}$ , vist i Tabell 2.

Beregninger basert på likevektfraksjoneringskoeffisienter fra Deines et al. (1974) gir ved 220°C følgende  $\delta^{13}\text{C}$  verdier for  $\text{CO}_2(\text{g})$  og  $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq.})$  i likevekt med kalsitt (Tabell 3). I mangel av temperaturdata for de to generasjonene kalsitt blir samme temperatur som for ankeritt anvendt. Som en tommelfingerregel pleier kalsitt å felles i temperaturintervallet 200 til 250°C fordi løseligheten av  $\text{CO}_2(\text{g})$  i vann er lavest ved disse temperaturene (Drummond, 1981). Analyseresultatene fra disse generasjonene av kalsitt er ikke signifikant for tolkningene av de gullførende mineraliseringene siden gullmineraliseringene er yngre enn kalsitten.

$\delta^{13}\text{C}$  verdiene for kalsitt utfelt fra en hydrotermal løsning er også avhengige av pH- og oksygen-

# Bømlo

Hom. temperatur mot salinitet



Figur 2. Salinitet mot homogeniseringstemperatur for væskeinneslutninger fra Harald Hårfagres og Daws gang.

TABELL 2

Gjennomsnitt av  $\delta^{13}\text{C}$  verdier fra Haugesundsgangen og Flatanes.

- ankeritt (eldst)	:	-4,2‰ (PDB) 4 prøver
- kalsitt	:	-4,9‰ (PDB) 1 prøve
- kalsitt (yngst)	:	-4,9‰ (PDB) 2 prøver

TABELL 3

Gjennomsnitt av beregnede  $\delta^{13}\text{C}$  verdier for  $\text{CO}_2(\text{g})$  og  $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq.})$  i likevekt med kalsitt og ankeritt fra Haugesundsgangen og Flatanes. Beregnet ved 220°C.

	$\text{CO}_2(\text{g})$	$\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq.})$
- ankeritt (eldst) <sup>a</sup>	: -4,4‰	-5,3‰ (PDB)
- kalsitt <sup>b</sup>	: -6,2‰	-7,1‰ (PDB)
- kalsitt (yngst) <sup>b</sup>	: -6,2‰	-7,1‰ (PDB)

<sup>a</sup> P.g.a. manglende data for ankeritt er data fra Ohmoto & Rye (1979) for dolomitt -  $\text{CO}_2$  brukt. Ankeritt -  $\text{H}_2\text{CO}_3$  er basert på ovenstående relasjon og data for  $\text{H}_2\text{CO}_3$  -  $\text{CO}_2$  fra Deines et al. (1974).

<sup>b</sup> Beregningene er basert på data fra Deines et al. (1974).

aktiviteten til denne løsningen (Ohmoto, 1972). Basert på dette indikerer de relativt homogene  $\delta^{13}\text{C}$  verdiene at karbonatene fra Haugesundsgangen og Flatanes er dannet under oksiderende forhold (Ohmoto, 1972).

Analysen av grafitteholdige skifre fra tre lokaliteter; en i det underliggende Siggjokomplekset (Finnås prestegård), en fra øvre sedimentære sekvens i ofiolitten (Nordre Lyklingholmen) og en fra Lyklingjordene (Lykling), ble analysert for  $\delta^{13}\text{C}$ . Hensikten var å se om disse skifrene kunne være kilden til karbonet i karbonatene i de gullførende gangene. Resultatet av analysene ga en gjennomsnittlig  $\delta^{13}\text{C}$  verdi på  $-24,4\text{‰}$ , hvilket indikerer at dette er organisk karbon, sannsynligvis avsatt i marint miljø (Ohmoto, 1986). De jevne og høye  $\delta^{13}\text{C}$  verdier fra karbonatene fra Haugesundsgangen og Flatanesgangen utelukker at disse svarte skifrene er kilden til karbonet.

Ohmoto (1986) rapporterer at  $\delta^{13}\text{C}$  verdier for magmatisk karbon ligger rundt  $-5\text{‰}$ . Ut fra de verdier vist i Tabell 2 og 3 er det sannsynlig at karbonet i karbonatene i Haugesundsgangen og Flatanesgangen hovedsakelig er av magmatisk opprinnelse. Om kilden til det magmatiske karbonet er Sunnhordlandsbatolitten eller underliggende vulkanitter eller gabbroen selv, er derimot et åpent spørsmål. En nærmere diskusjon av dette kommer senere.

Analysen av  $\delta^{18}\text{O}$  fra ankeritt- og kalsittprøvene fra Haugesundsgangen og Flataneset ga følgende verdier vist i Tabell 4.

I motsetning til analysene av karbonisotopene, er det en markant forskjell mellom prøver med to timers reaksjonstid og prøver med sju dagers reaksjonstid. I følge Walters et al. (1972) er den først dannede  $\text{CO}_2(\text{g})$  i en reaksjon mellom  $100\%$  fosforsyre og kalsitt opp til  $3\text{‰}$  lettere med hensyn til  $\delta^{18}\text{O}$  enn den sist dannede. Det er mulig at en tilsvarende effekt er gjeldende for ankeritt. Hvis dette er tilfelle, vil denne effekten sammen med fraksjoneringskoeffisienten for dolomitt - kalsitt (Sheppard & Schwarcz, 1970) kunne forklare forskjellen på to timers og sju dagers reaksjonstid.

Basert på fraksjoneringskoeffisienter for  $\delta^{18}\text{O}$  fra O'Neil et al. (1969) og Northrop & Clayton (1966) for kalsitt -  $\text{H}_2\text{O}$  og dolomitt -  $\text{H}_2\text{O}$ , er følgende  $\delta^{18}\text{O}$  verdier for  $\text{H}_2\text{O}$  beregnet ved  $220^\circ\text{C}$  (Tabell 5).

På grunn av manglende data for ankeritt -  $\text{H}_2\text{O}$ , er dolomitt -  $\text{H}_2\text{O}$  og kalsitt -  $\text{H}_2\text{O}$  brukt. Dessverre er dolomitt -  $\text{H}_2\text{O}$  dataene kun gyldige i temperaturområdet  $300$  til  $510^\circ\text{C}$  (Northrop & Clayton, 1966). Anvendelsen av dolomitt -  $\text{H}_2\text{O}$  data på ankeritt, i tillegg til at disse data er anvendt utenfor sitt temperaturområde, vil sannsynligvis gi større usikkerheter enn anvendelse av kalsitt -  $\text{H}_2\text{O}$  data vil gi. Det er derfor valgt å legge hovedvekt på sistnevnte.

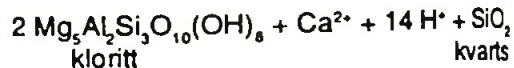
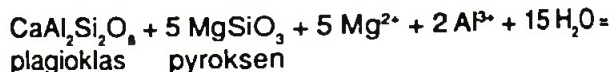
Det er tre muligheter for vann i likevekt med

kalsitt, som kan forklare de målte  $\delta^{18}\text{O}$  verdiene i fase I mineraliseringen (Ohmoto, 1986):

1. Metamorft vann (5 til  $25\text{‰}$ ).
2. Vann som har reagert med sidesteinen.
3. Magmatisk vann (7 til  $13\text{‰}$ ).

Det ble ikke observert noen tegn på en dehydreringsmetamorfose innenfor det aktuelle området. Dette utelukker metamorft vann som bidragsyter til gullmineraliseringene.

Den observerte omvandling i Haugesundsgangen består av en opp til 2 meter tykk sone hvor gabbroens primære mineraler er omvandlet til kloritt. Omvandling av plagioklas og pyroksen til kloritt vil, etter følgende reaksjon:



kreve et minimum vann/bergartsforhold på  $0,35$  for at omvandlingen skal kunne skje. Et dataprogram WAT-ROCK skrevet av T. V. Segalstad ble brukt for å modellere hvordan vann fra forskjellige kilder vil endre oksygenisotopinnhold ved en reaksjon med sidesteinen. Metoden er beskrevet i Taylor (1979). Åpent system ble valgt under modelleringen.  $\delta^{18}\text{O}$  for gabbroen ble satt til  $6\text{‰}$  (Faure, 1986, side 468). Fraksjoneringskoeffisienten for plagioklas -  $\text{H}_2\text{O}$  ble basert på Friedmann & O'Neil (1977). Data for pyroksen er ikke tilgjengelig. Modellering med sjøvann som utgangspunkt ga  $\delta^{18}\text{O}$  verdier som lå  $3\text{‰}$  lavere enn de målte i likevekt med ankeritt, selv ved et vann/bergartsforhold på  $10$  (Tabell 6). Den dominerende kilden til det hydrotermale vannet kan derfor ikke være sjøvann. Modellering med en startverdi på  $6 \pm 1\text{‰}$  ga  $\delta^{18}\text{O}$  verdier som korresponderer med de målte i likevekt med ankeritt (Tabell 6).

De målte verdier for vann i likevekt med kalsitt ved  $220^\circ\text{C}$  ligger noe lavere enn det typiske området for magmatisk vann;  $7$  til  $13\text{‰}$  (Ohmoto, 1986). Eksperimentelle data fra Ohmoto (1986) og Ohmoto & Oskvarek (in prep.) indikerer at området for magmatisk vann bør utvides til  $5 - 15\text{‰}$ . Den beregnede  $\delta^{18}\text{O}$  for vann i likevekt med kalsitt ligger innenfor disse verdiene. Dette tyder på at vannet kan være av magmatisk opprinnelse, men den relativt lave  $\delta^{18}\text{O}$  verdien utelukker ikke en reaksjon med sidesteinen, eller magmatisk vann fra en kilde dominert av mafiske intrusiver. Slike mafiske intrusiver utgjør den første delen av intrusivsekvensen i Sunnhordlandsbatolitten (Andersen & Jansen, 1987). Det lave vanninnholdet i mafiske intrusiver gjør sistnevnte mulighet mindre sannsynlig. Resultatene fra Tabell 6 indikerer at vann fra en magmatisk



**TABELL 4**

Gjennomsnitt av  $\delta^{18}\text{O}$  verdier fra Haugesundsgangen og Flatanes.

- Ankeritt <sup>a</sup>	: 13,7‰ (SMOW)
- Ankeritt <sup>b</sup>	: 15,2‰ (SMOW)
- Ankeritt <sup>c</sup>	: 12,2‰ (SMOW)
- Kalsitt	: 14,3‰ (SMOW)
- Kalsitt	: 16,4‰ (SMOW)

<sup>a</sup> Gjennomsnittsverdi for alle analyser av ankeritt.

<sup>b</sup> Gjennomsnittsverdi for ankeritt med 2 timers reaksjonstid med fosforsyre.

<sup>c</sup> Gjennomsnittsverdi for ankeritt med sju dagers reaksjonstid med fosforsyre. Aldersrelasjonene mellom karbonatene er som i Tabell 2.

**TABELL 5**

Gjennomsnitt av  $\delta^{18}\text{O}$  verdier for  $\text{H}_2\text{O}$  i likevekt med kalsitt og ankeritt (beregnet som dolomitt) fra Haugesundsgangen og Flataneset. Beregnet ved 220°C.

- Ankeritt <sup>a</sup>	: 2,5‰ (SMOW)
- Ankeritt <sup>b</sup>	: 4,1‰ (SMOW)
- Ankeritt <sup>c</sup>	: 1,0‰ (SMOW)
- Ankeritt <sup>d</sup>	: 5,6‰ (SMOW)
- Kalsitt	: 6,3‰ (SMOW)
- Kalsitt	: 8,3‰ (SMOW)

<sup>a</sup> Gjennomsnittsverdi for alle analyser av ankeritt (Northrop & Clayton, 1966).

<sup>b</sup> Gjennomsnittsverdi for ankeritt med 2 timers reaksjonstid med fosforsyre (Northrop & Clayton, 1966).

<sup>c</sup> Gjennomsnittsverdi for ankeritt med sju dagers reaksjonstid med fosforsyre (Northrop & Clayton, 1966).

<sup>d</sup> Beregnet fra kalsitt -  $\text{H}_2\text{O}$  data og gjennomsnittsverdien for alle analyser av ankeritt (O'Neil et al., 1969).

Aldersrelasjonene mellom karbonatene er som i Tabell 2.

**TABELL 6**

$\delta^{18}\text{O}$  verdier for vann som har reagert med gabbro ( $\delta^{18}\text{O} = 6\text{‰}$ ) ved 220°C.

(Åpent system)

Vann/bergartsforhold:	0,32	1	3,2	10
Startverdi (SMOW):				
0‰ (sjøvann)	-2,0	-1,3	-0,6	-0,2
6‰ (magmatisk vann)	-0,5	1,7	3,9	5,2

kilde kan ha reagert med sidestenen. En mer ekstensiv reaksjon med sidestenen ved høyere temperatur, kan heller ikke utelukkes. Dette vil bli diskutert senere.

De to sene kalsittgenerasjonene har begge verdier som indikerer at de er felt ut i likevekt med vann av magmatisk opprinnelse. Det ser ut til at  $\delta^{18}\text{O}$  verdien øker med avtagende alder. Dette kan komme av at vannet som felte karbonatene er isolert fra sidestenen av kvarts og dermed ikke har hatt mulighet til å reagere med denne. Mer hypotetisk kan denne økningen skyldes en stadig mer granittisk kilde for vannet. En slik utvikling er rapportert fra området (Andersen & Jansen, 1987). En reaksjon med sidestenen ved høyere temperatur kan dog ikke

utelukkes, og vil bli diskutert senere.

Hovedkonklusjonen av isotopanalysene indikerer at både karbonet og vannet i likevekt med karbonatene kan være av magmatisk opprinnelse. For de hydrotermale løsningene som felte ut ankeritt, kan dog ikke en reaksjon med sidestenen utelukkes. En hypotese er at den magmatiske kilden er Sunnhordlandsbatolitten, ca. 8 km lenger nord. Andre kandidater kan ikke utelukkes, men ligger i så fall i dypet. En mer ekstensiv isotoputveksling med sidestenen ved høyere temperaturer kan heller ikke utelukkes.

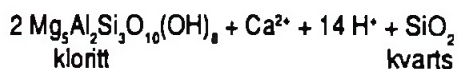
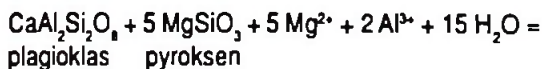
**Geokjemisk modellering.**

Fase I:

Mangelen av temperaturdata for fase I mineraliseringen i de gullførende gangene på Børnlo gjorde det nødvendig å benytte programmene FO2PH og FO2T (Ripley & Ohmoto, 1979; Berg, 1992) til å beregne omtrentlige dannelses-temperaturer fra termodynamiske data. Det faktum at  $\text{CO}_2(\text{g})$  har sin laveste løselighet i vann i temperaturintervallet 200 til 250°C (Drummond, 1981) ble benyttet i utgangspunktet. Resultatet av denne modelleringen ble at de tre hovedmineralene i fase I mineraliseringen (ankeritt, pyritt og kloritt) kun er koeksisterende i temperaturintervallet 180 til 260°C. Ved høyere aktivitet av total svovel skrumper dette intervallet ytterligere inn. Dette fordi ved høy aktivitet av total S ( $>10^{-3}$  molal) skrumper stabilitetsfeltet til sideritt inn til fordel for pyritt. Ut fra disse modelleringene ble det videre i modelleringen av fase I mineraliseringen valgt å bruke 220 og 200°C i beregningen av gull-løseligheter.

Programmet FO2PH beregner stabiliteten av sideritt i likevekt med pyritt ± chalcopyritt, pyritt ± bornitt (bn), hematitt (hem), magnetitt (mt), og pyrrhotitt, og ikke ankeritt som er det dominerende karbonatmineralet i den gullførende paragensen. Termodynamiske data for ankeritt er ikke hensiktsmessig å bruke i modelleringen. Ankeritt kan anses som en jernholdig dolomitt eller en sideritt. Stabiliteten av ankeritt kan derfor som en tilnærming modelleres ut fra de termodynamiske data fra en av disse to mineralene. Basert på data fra Bowers et al. (1984) over spline-tilpassete log K for hydrolysereaksjonene for de enkelte karbonatmineraler, er forskjellen mellom dolomitt og sideritt minimal ved temperaturer rundt 220°C. Det burde derfor spille mindre rolle hvilken av disse man bruker som en tilnærming for modelleringen av ankeritt. Termodynamiske data for sideritt er derfor valgt som en tilnærming for ankeritt videre i modelleringen. Dette fordi denne stabiliteten allerede beregnes av programmene FO2PH og FO2T. Det må presiseres at denne tilnærmelsen kun gjelder ved  $220 \pm 20^\circ\text{C}$ . Utenfor dette temperaturintervallet kan man risikere at usikkerheten blir større.

Den observerte sidestensomvandling indikerer at de primære mineralene i den lagdelte gabroen, plagioklas og pyroksen, hovedsakelig er omvandlet til kloritt. Denne omvandlingen kan representeres av følgende reaksjon:



Denne reaksjonen indikerer at sidestensomvandlingen har bidratt med  $\text{H}^+$ ,  $\text{SiO}_2$  og Ca til den opprinnelige vandige løsningen. Pyroksen kan inneholde Na og noe Ti, og kan derfor også bidra med disse grunnstoffene under omvandlingen. Observa-

sjonen av rutil i kvarts understøtter sistnevnte, fordi løseligheten av Ti er lav i hydrotermale løsninger og vil derfor ikke bli transportert langt før felling. Dette betyr at den primære vandige løsningen sannsynligvis har hatt følgende maksimums-konsentrasjoner før sidestensomvandling (basert på modellering ved hjelp av FO2PH):

molalitet K	: 0,2	molalitet Na	: 0,5
molalitet Ca	: 0,2	molalitet Ba	: 0,001
molalitet Mg	: < 0,1	sum molalitet S	: 0,001
molalitet Cl	: 1,0	log sum mol. Cu	: -8,0
sum molalitet C	: 0,5		

Som en foreløpig konklusjon ser det ut til at den primære vandige løsningen har hatt en temperatur på 240 til 200°C ved felling av de observerte mineraler, fordi utenfor dette temperaturintervallet stemmer ikke den modellerte paragensen med den observerte. Løsningen har vært hovedkilden for svovel, K, Cl, Na, Al og karbon, sistnevnte i form av løst  $\text{CO}_2$ . Omvandlingen kan ha vært en bidragsyter for Ca, Na og Ti. Hvis også jernrike pyroksener er blitt omvandlet, så har sidestensomvandlingen bidratt med Fe. Reaksjonen med sidestenen kan også ha vært en viktig kilde til  $\text{SiO}_2$ . Reusch's (1888) observasjon av turmalin og tetradymitt indikerer også at den primære løsningen har inneholdt B, Te og Bi.

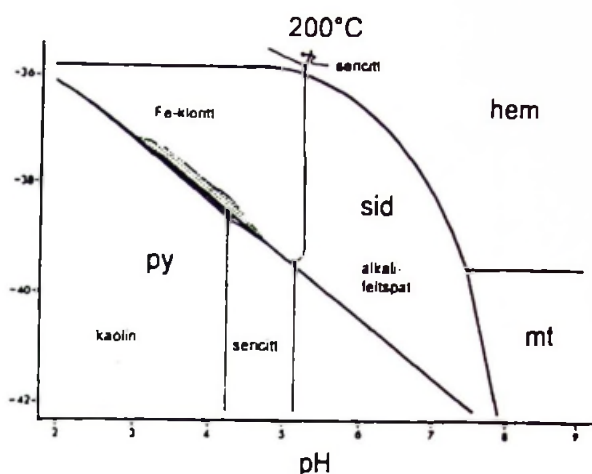
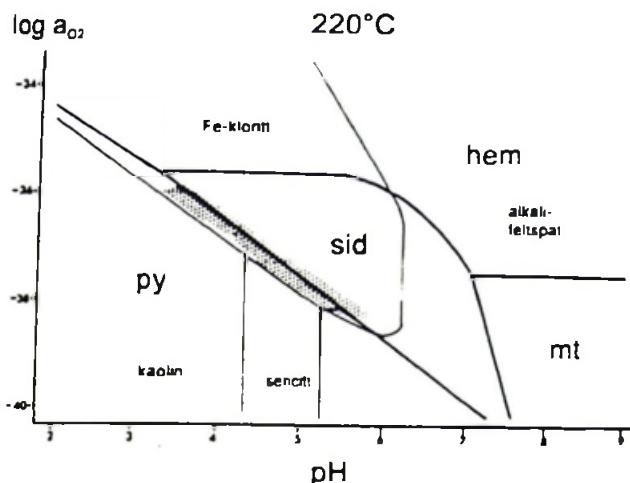
Modellerte fasediagrammer av fase I mineraliseringen ved 220 og 200°C er vist i Figur 3. De skraverte områdene er mineraliseringens omtrentlige plassering i pH/oksygen-aktivitetsområde, basert på den observerte mineralparagense. Reusch's (1888) observasjon av «jernerts», antagelig hematitt eller magnetitt, passer ikke inn i denne paragensen. Verken hematitt eller magnetitt er stabile sammen med ankeritt og pyritt. «Jernertsen» er enten relatert til fase II mineraliseringen eller et relik fra den primære mineralogien i diabasen.

#### Fase II:

De mikrotermometriske undersøkelsene indikerer en minimum dannelsesstemperatur for den 3. kvartsgenerasjonen (hvit kvarts) i fase II mineraliseringen på 240 til 210°C. Temperaturdata for 2. generasjon kvarts (grå) eksisterer ikke, fordi den var for rekrystallisert for mikrotermometrisk analyse. Det gitte temperaturintervall funnet for 3. generasjon kvarts er derfor benyttet for hele fase II mineraliseringen.

Det er mulig at utfellingen av den grå kvartsen har isolert den vandige løsningen fra kontakt med sidestenen på et tidlig stadium av fase II mineraliseringen. Dette betyr at eventuelle endringer i fluidkjemien ikke er dokumentert i sidestensomvandlingen. Observasjoner av kloritt, pyritt og chalcopyritt i kvartsen indikerer at disse mineralene har vært stabile under hele eller deler av fase II mineraliseringen. Modelleringen vil som en forenk-





Figur 3. Fasediagram for fase I mineraliseringen. Skravert felt angir den observerte paragenese. Molaliteter: K; 0,1 m, Na; 0,5 m, Ca; 0,2 m, Ba; 0,001 m, Mg; 0,1 m, Cl; 1,0 m. Total svovel: 0,001 m. Total C: 0,01 m. Log molalitet Cu: -8.

ling anta at disse mineralene har vært stabile under hele denne fasen. Den uregelmessige opptreden av chalcopyritt ± pyritt i kvarts indikerer dog at total S og/eller  $Cu/Fe^{2+}$  aktivitetsforholdet kan ha variert (andre variable holdt konstant).

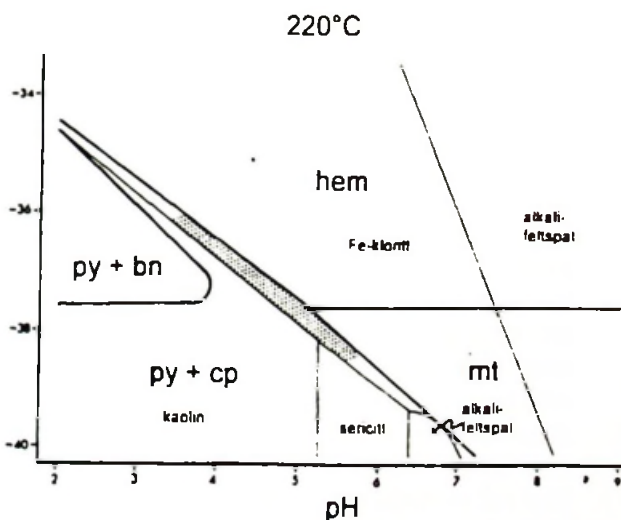
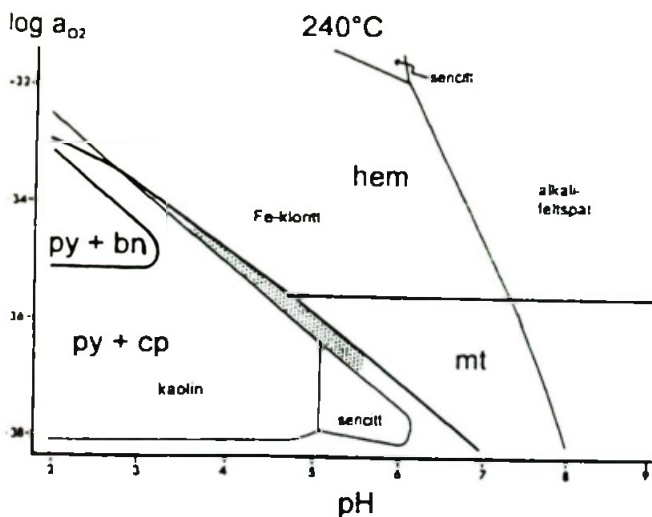
Ut fra temperaturdataene fra den mikrotermometriske undersøkelsen, indikerer modellering ved hjelp av FO2PH (Figur 4) at den observerte paragenese har vært i likevekt med en vandig løsning med følgende konsentrasjoner eller konsentrasjonsintervall av følgende grunnstoffer:

molalitet K	: 0,2 - 0,01	Molalitet Na	: 0,8 - 0,6
molalitet Ca	: 0,2	molalitet Ba	: 0,001
molalitet Mg	: 0,1	sum molalitet S	: 0,01 - 0,001
molalitet Cl	: 1,0	log sum mol. Cu	: -6
sum molalitet C	: 0,1 - 0,01		

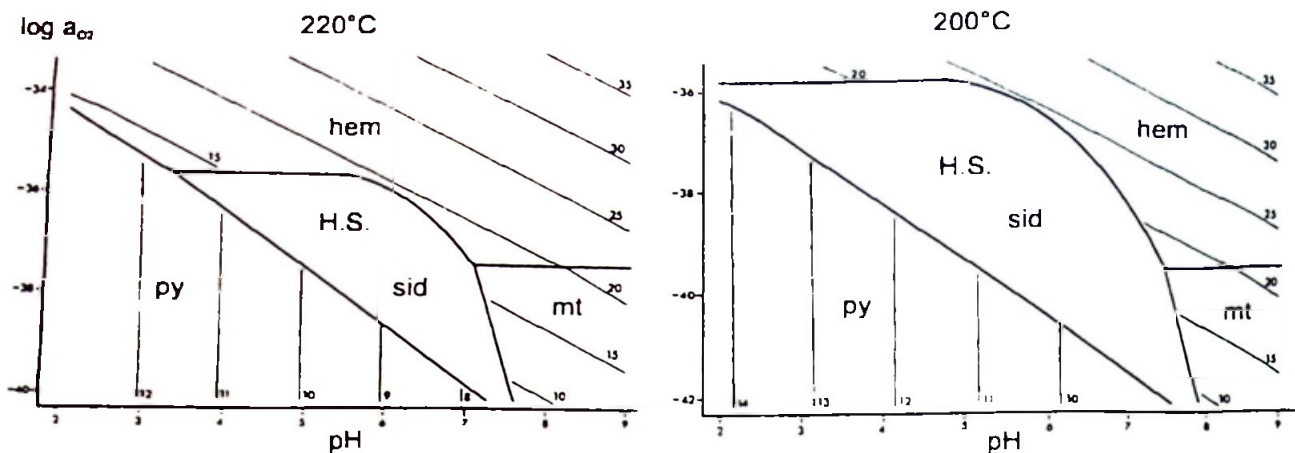
På grunn av den mulige isoleringen fra side-steinen, er disse konsentrasjonene og konsentrasjonsintervallene sannsynligvis identiske med de i den primære vandige løsningen. Sidestens-omvandling kan dog ha bidratt med Fe, Mg, Ca og

$SiO_2$  tidlig i denne paragenesen, samtidig med utfelling av grå kvarts. Det faktum at chalcopyritt og pyritt begge opptrer, men sjelden sammen, indikerer at  $Cu/Fe^{2+}$  aktivitetsforholdet kan ha vekslet. Det er midlertidig lokale variasjoner i denne vekslingen. Veksling i total svovel vil medføre sulfidfrie og sulfidførende perioder i fase II mineraliseringen. Total C må midlertidig ha vært lav, ellers ville kalsitt eller sideritt (ankeritt) blitt stabil på bekostning av pyritt og chalcopyritt i perioder med lav svovelaktivitet. Teoretisk kan Reusch's (1888) «jernerts» være stabil i fase II mineraliseringen. Den opptrer riktignok i en omvandlet diabas og er ikke observert i kvartsgangen. Tar man med i betraktningen at fase II mineraliseringen sannsynligvis har vært isolert fra sidesteinen, så burde også «jernertsen» være representert i kvartsen hvis den er relatert til fase II mineraliseringen. Hvilket den ikke er. «Jernertsen» kan være et reliket fra diabasgangen.

Som et foreløpig sammendrag kan følgende sies om de geokjemiske forhold under utfelling av



Figur 4. Fasediagram for fase II mineraliseringen. Skravert felt angir den observerte paragenese. Molaliteter: K; 0,01 m, Na; 0,8 m, Ca; 0,1 m, Ba; 0,001 m, Mg; 0,1 m, Cl; 1,0 m. Total svovel: 0,001 m. Total C: 0,01 m. Log molalitet Cu: -6.



Figur 5. Løseligheten av  $Au(HS)_2$  i fase I mineraliseringen som en funksjon av log oksygenaktivitet og pH, og i likevekt med  $Au(s)$ , hem, sid, py + bn, py + cp og mt. Løseligheter i - log molal. Molaliteter; K: 0,1 m, Na: 0,5 m, Ca: 0,2 m, Ba: 0,001 m, Mg: 0,1 m, Cl: 1,0 m. Total svovel: 0,001 m. Total C: 0,01. Log total molalitet Cu: -8. H.S. = høy løselighet (high solubility).

#### fase I og II mineralisering.

- Begge er felt ut fra en vandig løsning i likevekt med kloritt, pyritt og kvarts. Fase I har i tillegg ført Bi, Te og B, fase II har ført Cu.

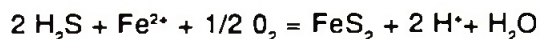
- Begge fasene er felt ut geokjemisk sett nær ko-stabilitetspunktet for hematitt/magnetitt/pyritt, innenfor stabilitetsfeltet til pyritt ± chalcopyritt.

- Begge er utfelt innenfor temperaturintervallet 240 - 200°C.

#### Modellering av gull-løseligheter.

Modellering av løseligheten til  $Au(HS)_2$  i det aktuelle pH-/oksygenaktivitets- og temperatur-område for fase I mineraliseringen er vist i Figur 5. Innenfor stabilitetsfeltet til ankeritt/sideritt er løseligheten urealistisk høy, slik at mettet løsning mht.  $Au(HS)_2$ , ikke kan forventes. En senkning av pH p.g.a. omvandlingen av den primære mineralogien i diabasen til kloritt vil medføre at pyritt blir stabil sammen med ankeritt/sideritt. Løseligheten er betydelig lavere ved pyritt/ankeritt (sideritt) fasegrensen enn innenfor ankeritt (sideritt) stabilitetsfeltet. Tar en utgangspunkt i en middels anriket gullholdig løsning på  $10^{-6}$  molal (Berg, 1992; Berg & Segalstad, in prep), vil effektivitetsfaktoren ved 220°C og log oksygenaktivitet på -38, være på 90%. To log-enheter høyere oksygenaktivitet medfører en effektivitetsfaktor på 99 %. Modelleringen indikerer at den vandige løsningen har ligget innenfor dette oksygenaktivitetsområdet og sannsynligvis vært relativt konstant under utfellingen av mineralparagenesen. En økt oksygenaktivitet sammen med senket pH under mineraliseringen ville ha økt effektiviteten ytterligere, men en slik økning er ikke observert verken i felt eller ved modelleringen. En temperatursenkning på 20°C vil gi en effektivitetsfaktor på 99 % eller høyere. Den geokjemiske situasjon for fase I mineraliseringen er slik at en temperatur-

senkning på 20°C eller en pH-senkning, vil i praksis tulle alt løst gull i løsning. Utfelling av pyritt og sidestensomvandlingen vil gi en senkning av pH:



Produksjonen av  $H^+$  vil bli bufret av tilstedeværelsen av karbonat, slik at en stor senkning av pH ikke er mulig

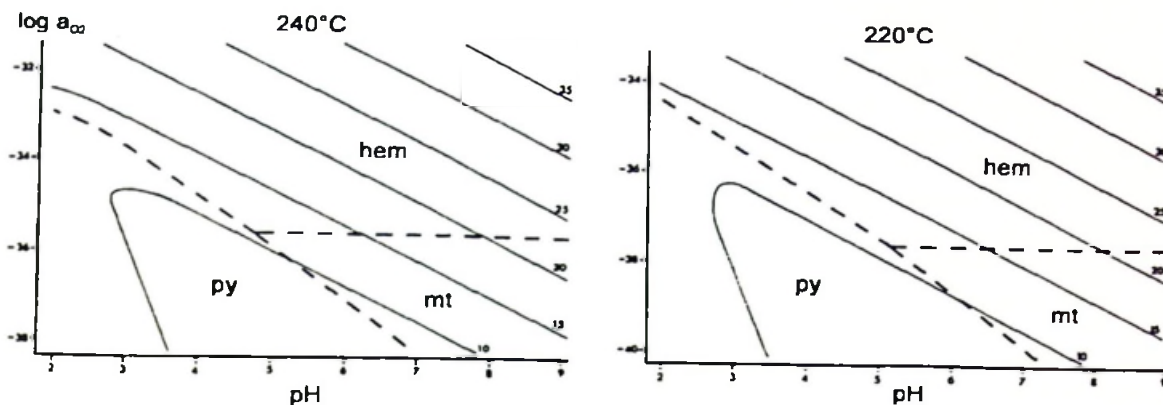
Kloridkomplekset kan også felles ved en senkning av temperaturen og/eller pH, men krever en høyere utgangskonsentrasjon. Ved 200°C og log oksygenaktivitet på -39, vil en effektivitetsfaktor på 99 % kreve en utgangskonsentrasjon på  $10^{-7}$  molal. Dette er opp mot det maksimale en kan forvente i en naturlig forekommende hydrotermal løsning (Berg, 1992; Berg & Segalstad, in prep). Ved høyere oksygenaktivitet og temperatur synker effektiviteten drastisk. Tilsammen betyr dette at kloridkomplekset er en mindre sannsynlig bidragsyter til fase I gullmineraliseringen. Baserer man seg på Helgeson (1969) sine data for løselighet av kloridkomplekset, vil løseligheten være for lav til at en effektiv felling vil finne sted. Et temperaturfall på 20°C i fase I mineraliseringen medfører 10 % lavere løselighet av  $H_4SiO_4(aq.)$  (Fournier, 1985). Resultatet er felling av kvarts.

Gullet i fase II mineraliseringen opptrer på tre forskjellige måter:

- sammen med grå kvarts i kontakt med sidestenen.
- sammen med pyritt, chalcopyritt og hvit kvarts.
- sammen med hvit kvarts.

Dette kompliserer modelleringen av gull-løseligheten noe, fordi kvartsførende og kvarts + sulfidførende parageneser må modelleres separat.





Figur 6. Løseligheten av  $Au(HS)_2^-$  i fase II mineraliseringen som en funksjon av log oksygenaktivitet og pH, og i likevekt med  $Au(s)$  og kvarts. Stabilitetsfeltene til hem, mt og py er projisert inn. Løseligheter i - log molal. Molaliteter; K: 0,01 m, Na: 0,8 m, Ca: 0,1 m, Ba: 0,001 m, Mg: 0,1 m, Cl: 1,0 m. Total svovel: 0,001 m. Total C: 0,001. Log total molalitet Cu: -6.

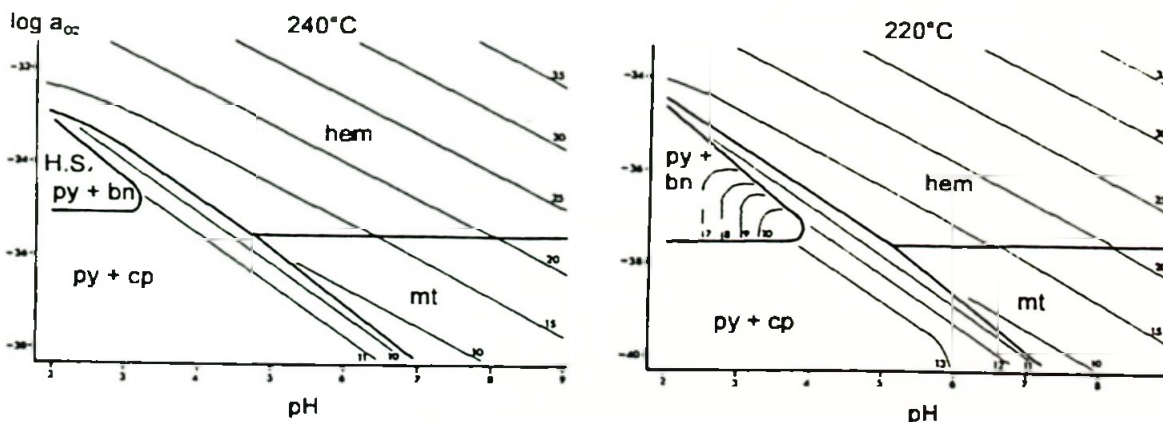
I tillegg kommer muligheten for at den grå kvartsen har isolert den vandige løsningen fra sidestenen. Dette medfører at eventuelle endringer av fluid-kjemien ikke er dokumentert i sidestensomvandlingen. Modelleringen av løseligheten til  $Au(HS)_2^-$  (Figur 6) indikerer at slike endringer kan ha skjedd. Dette vil bli nærmere diskutert i gjennomgåelsen av de tre ovenstående paragenesene.

Selv om den grå og den hvite kvartsen ikke er samtidige i den gullførende paragenesen, er utfellingsmekanismen ganske tilsvarende for begge. Disse vil derfor bli gjennomgått sammen. Den mest effektive utfellingsmekanismen for gullbisulfid-komplekset i likevekt med kvarts er en økning av både pH og oksygenaktivitet. En endring på en halv log-enhet for begge medfører en effektivitetsfaktor på 99 %. En tilsvarende endring av bare pH eller oksygenaktivitet vil medføre en effektivitetsfaktor på ca. 90 %. Omvandling av sidestenen ville ha medført en senkning av pH. Felling av gull vil da være umulig p.g.a. økende løselighet. Dette indikerer at all sidestenen langs den mineraliserte gangen var omvandlet til kloritt allerede før den grå kvartsen ble felt ut, og at den vandige løsningen var i likevekt

med kloritt. Alternativt vil tilstedeværende karbonater bufre pH. En senkning av temperaturen innenfor det aktuelle temperaturområdet har liten effekt på løseligheten av bisulfid-komplekset.

Løseligheten av kloridkomplekset i likevekt med kvarts er i det aktuelle temperatur-, pH- og oksygenaktivetsområdet for høy til i kunne forvente metning.

Løseligheten av gull i likevekt med pyritt ± chalcopyritt er vist i Figur 7. Den mest effektive fellingsmekanisme i det aktuelle mineralselskap er en kombinasjon av senket pH og oksygenaktivitet. Den høyeste effektivitetsfaktoren en kan forvente uten å forlate klorittstabilitetsfeltet er ca. 60 %. En senkning av kun pH eller oksygenaktivitet vil ha en betydelig lavere effektivitet. En kombinasjon av et temperaturfall på 20°C og en pH-senkning på 0,2 enheter vil gi en effektivitetsfaktor på 97 %. Temperaturfallet alene vil gi 90 %. Utfelling av sulfider kan gi en pH-senkning, men denne senkningen må være liten, ellers ville kaolin blitt stabil på bekostning av kloritt. Temperatursenkningen har sannsynligvis vært den mest effektive utfellingsmekanismen ved fase II mineraliseringen. Teoretisk sett kan



Figur 7. Løseligheten av  $Au(HS)_2^-$  i fase II mineraliseringen som en funksjon av log oksygenaktivitet og pH, og i likevekt med  $Au(s)$ , hem, sid, py + bn, py + cp og mt. Løseligheter i - log molal. Molaliteter; K: 0,01 m, Na: 0,8 m, Ca: 0,1 m, Ba: 0,001 m, Mg: 0,1 m, Cl: 1,0 m. Total svovel: 0,001 m. Total C: 0,01. Log total molalitet Cu: -6.



$\text{AuCl}_2^-$ ; også ha bidratt til gullutfelling sammen med den sulfidførende delen av fase II mineraliseringen. For å få en effektivitetsfaktor på 90%, må utgangskonsentrasjonen ligge opp mot den maksimale konsentrasjonen en kan forvente å finne i naturlig forekommende hydrotermale løsninger. Dette gjør kloridkomplekset til en mindre sannsynlig bidragsyter enn bisulfidkomplekset. Baserer man løseligheten av kloridkomplekset på data fra Helgeson (1969), blir løseligheten for lav til å få en effektiv utfelling. Et temperaturfall på 20°C i fase II mineraliseringen medfører 10 % lavere løselighet av  $\text{H}_2\text{SiO}_4(\text{aq})$  (Fournier, 1985). Resultatet er felling av kvarts.

### Sammendrag og diskusjon.

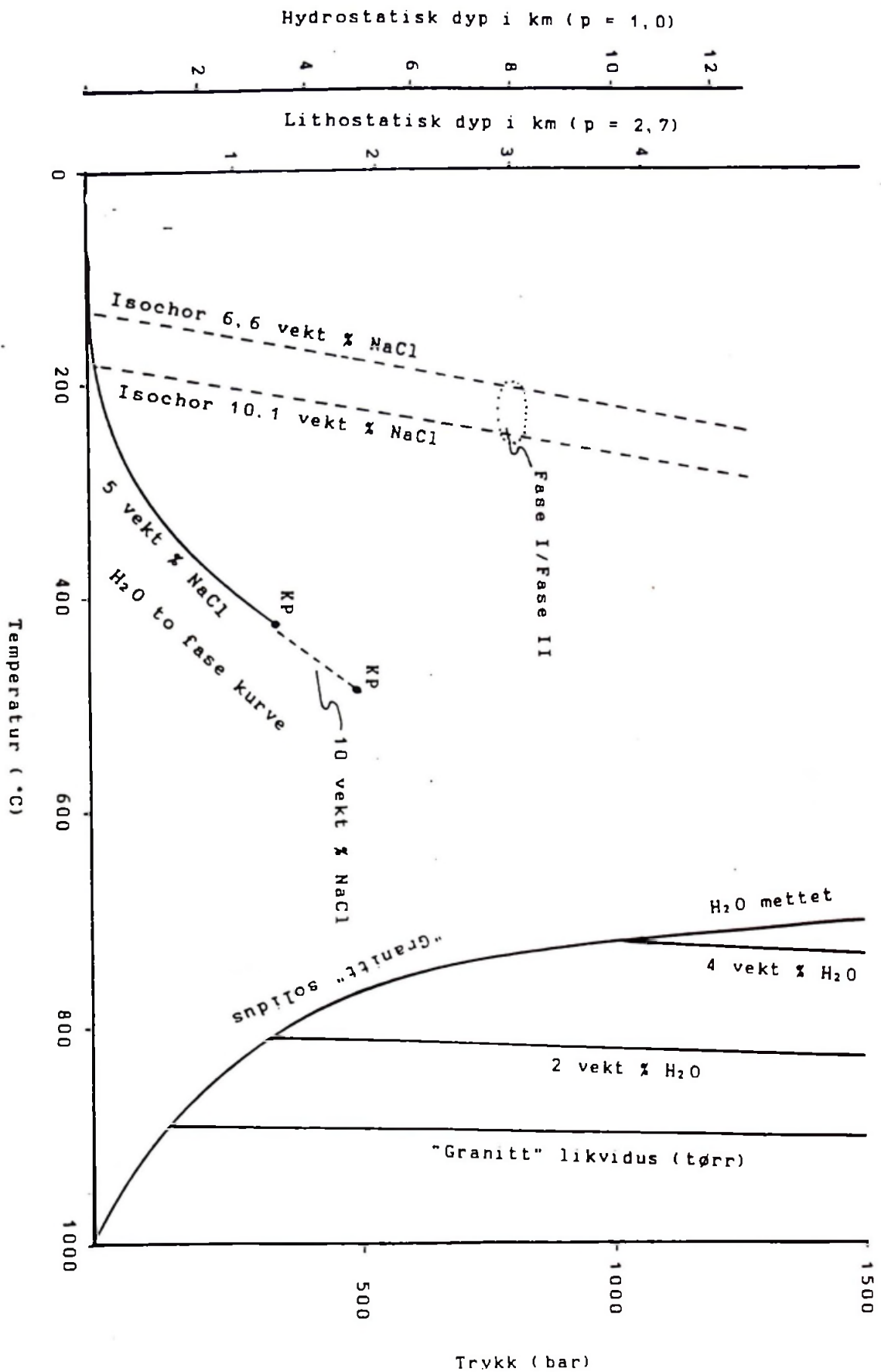
Den paragenetiske utvikling i de gullførende gangene ved Lykling, Bømb, kan kort beskrives som følgende:

1. Øst - vestlig ekstensjon med intrusjon av diabas i vertikale sprekker relatert til ekstensjonen. Alder  $445 \pm 5$  mill. år.
2. Foliering av diabas, sannsynligvis p.g.a. skjærbevegelse i de svakhets-soner diabasen representerer. Denne bevegelsen er vanskelig å dokumentere i felt.
3. Introduksjon av ankeritt i foliasjonsplan i diabas.
4. Omvandling av gabbro langs diabasgangene til kloritt. Dette medfører en senkning av pH i den vandige løsningen som har sirkulert i den svakhets-sonen diabasen representerer. Vannets temperatur har vært mellom 220 og 200°C. Fallet i pH medfører stabilisering av pyritt og felling av gull. Et temperaturfall på 20°C bidrar også til en effektiv utfelling av gull. Gullet har hovedsakelig blitt transportert som  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ . Den relativt høye løseligheten av kloridkomplekset gjør at denne er en mindre sannsynlig kandidat. Baserer man seg på data fra Helgeson (1969), blir løseligheten for lav til å få en effektiv felling.
5. Bevegelse i svakhets-sonene langs diabasgangenene. Breksjering av ankerittmineraliseringene. Sementering vha. senere kvarts.
6. Grå kvarts og gull. Gullet er blitt utfelt ved en økt pH og/eller oksygenaktivitet. Dette indikerer at sidestensomvandlingen er opphørt, og at den vandige løsningen har vært i likevekt med kloritt. Løsningen har holdt en temperatur på 240 til 220°C. Gullet er mest sannsynlig transportert som bisulfidkompleks, kloridkomplekset kan utelukkes p.g.a. meget høy løselighet.
7. Hvit kvarts, chalcopyritt og/eller pyritt og gull. Utfellingsmekanismen for gull og hvit kvarts er den samme som for gull og grå kvarts. Dette gjelder også temperaturen. Utfelling av gull sammen med sulfider har hovedsakelig skjedd ved et temperaturfall. Muligens har et lite fall i pH bidratt til utfellingen. Den separate opptrøden av pyritt eller chalcopyritt

indikerer at  $\text{Cu}^+/\text{Fe}^{2+}$  forholdet har endret seg. Den stødvis sulfidfrie kvartsen indikerer også at svovelinnholdet har endret seg. Løsningen må ha vært  $\text{CO}_2$ -fattig, ellers ville karbonatfaser vært stabile. Relikter av kvartskrystaller indikerer at mineraliseringen har skjedd i åpne sprekker. Gullet har hovedsakelig blitt transportert som bisulfidkompleks, selv om kloridkomplekset ikke kan utelukkes som en mindre bidragsyter i den sulfidførende delen av paragenesen. Gullgehalten i løsningen har avtatt med tid.

8. Kalsitt.
9. Reaktivering av sprekkesystemene. Rekrystallisering av kvartsgangene.
10. Kalsitt.

Mineraliseringen er maksimum  $445 \pm 5$  mill. år gammel, muligens relatert til Sunnhordlandsbatolitten; 430 mill. år. Dannelsesdypet er noe usikkert, men mikrotermometriske undersøkelser indikerer et dannelsesstrykk på 780 bar, som gir et dannelsesdyp på 2900 meter lithostatisk eller 8000 meter hydrostatisk. Kilden til vannet og karbonet kan være magmatisk. En hypotetisk kandidat er Sunnhordlandsbatolitten, som er den nærmeste kjente batolitt innenfor den aktuelle tidsperioden. Det er dog indikasjoner på at en granittisk pluton ikke behøver å være kilden til de hydrotermale løsningene. Væskeinneslutningene er relativt lavsaline, og inneholder ikke datterkrystaller som vanligvis blir forbundet med løsninger evolvert fra granittiske magmaer. Det er ikke observert noen kontaktaureole som indikerer en pluton i dypet. Den måtte i så fall ligge meget dypt. Det er en stor temperaturforskjell mellom det vannet som eventuelt er avblandet fra granittisk magma og de målt i væskeinneslutningene. De magmatiske løsningene ville i så fall hatt en lang transportvei før de ble kjølt ned til de aktuelle temperaturer. De observerte oksygenisotopverdier i mineraliseringen kan ikke forklares med et magmatisk vann som utgangspunkt. Ser man på Figur 8, hvor mineraliseringen er plassert i et trykk/temperaturdiagram, viser det seg at et granittisk magma neppe kan være kilden til de gullførende hydrotermale løsningene, såfremt de ikke ligger meget dypt (mer enn 8 km under nåværende overflate). Dette indikerer at Sunnhordlandsbatolitten, eller en annen batolitt, neppe er kilden til de mineraliserende løsningene ved Lykling. Batolitten er nødvendigvis heller ikke varmekilden. Forutsetter man et hydrostatisk system (som medfører et dannelsesdyp på 8 km), en overflatetemperatur ved dannelsen av mineraliseringene på 20°C, og en varmegradient i de omliggende bergartene på mellom 25 og 30°C/km, får man en temperatur på ca. 240 ± 20°C. Både fase I og fase II mineraliseringene er dannet ved disse temperaturene. En magmatisk varmekilde er derfor strengt tatt ikke nødvendig for å oppnå de temperaturene som mineraliseringene ser ut til å være dannet under. Dette er et paradoks,



Figur 8. Antatt område for innfangning av væskeinneslutninger i fase I og II som en funksjon av trykk og temperatur, med korresponderende hydrostatisk og lithostatisk trykk. Figuren er modifisert fra Segalstad (in prep.). Beregning av H<sub>2</sub>O to-fase kurven og isochoren er basert på data fra Ohmoto og Rye (1970). KP = kritisk punkt.

når man ser på oksygen- og karbonisotopenes tilsynelatende magmatiske signatur. Dette betyr at hypotesen om et vann fra en primær magmatisk kilde må revurderes, og at en reaksjon med sidestenen, samt vann fra en annen kilde kan være årsak til de observerte isotopverdier. Den nærmeste kandidaten med tilsvarende magmatisk signatur, er gabbroen som mineraliseringene sitter i. Med de vann/bergartsforholdene indikert i Tabell 7 ( $> 1,5$ ), burde man i så fall se en omvandling av gabbroen i et større område rundt mineraliseringene. Bortsett fra en opp til 2 meter tykk sone med kloritt langs de mineraliserte gangene, postdaterer de observerte omvandlingene de gullførende mineraliseringene. Det er også tvilsomt om permeabiliteten i gabbroen var så stor at den kunne slippe gjennom en fluidstrøm av denne størrelsen, uten en samtidig omvandling over et større område enn det som er observert. Under ofiolitten, som er mellom 4 og 5 km tykk (Amalixsen & Sturt, 1986), ligger Siggjokomplekset. Dette består av basiske, intermedieære til sure vulkanitter. Med en varmegradiert på ca.  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , vil temperaturen bli ca.  $400^{\circ}\text{C}$ . Dypet blir ca. 13 km. Magmatisk vann som ekvilibrerer med disse bergartene, og senere med gabbroen, kan ikke forklare de observerte oksygenisotopverdier. Derimot kan en ekvilibrerings med meteorisk vann og vulkanittene i Siggjokomplekset og senere med gabbroen i ofiolitten, gi isotopverdier tilsvarende de observert i gullmineraliseringene (Tabell 7 og 8).

Meteorisk vann vil ved ca.  $400^{\circ}\text{C}$  gi et vann med isotopverdier mellom 3 til  $7\text{‰}$  ved ekvilibrerings med vulkanitter tilsvarende Siggjokomplekset.

Ekvilibrerer dette vannet med gabbroen i ofiolitten, vil dette vannet få følgende verdier som vist i Tabell 8. I følge Tabell 7 og 8 vil meteorisk vann som har ekvilibret med vulkanitter og deretter gabbro, få isotopverdier som ligger mellom 3 og  $7\text{‰}$ . Disse verdiene er basert på gjennomsnittlig  $\delta^{18}\text{O}$  for mafiske ( $\delta^{18}\text{O} = 6,5\text{‰}$ ) og sure vulkanitter ( $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$ ) (Faure, 1986). Gabbroer og basalter ligger vanligvis mellom  $5,5$  og  $7,4\text{‰}$ , og granittiske bergarter mellom  $7$  og  $13\text{‰}$  (Faure, 1986). Tar man hensyn til de høyeste og laveste  $\delta^{18}\text{O}$  verdier disse bergartene kan ha, får man oksygenisotopverdier mellom 1 og  $10\text{‰}$ . Dette er i samsvar med de observerte verdier fra karbonater i mineraliseringene. Med utgangspunkt i at de hydrotermale fluidene kan være av meteorisk opprinnelse, må også den tilsynelatende magmatiske signaturen til karbonisotopene revurderes. Det er vanskelig å skille magmatisk karbon ( $\delta^{13}\text{C} = -5 \pm 2\text{‰}$ ) fra atmosfærisk  $\text{CO}_2$  ( $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ ). Muligheten for ekstraksjon av magmatisk karbon fra vulkanittene i Siggjokomplekset er til stede, samtidig som at karbonet kan stamme fra atmosfærisk  $\text{CO}_2$ , løst i det meteoriske vannet. Modellering av  $\delta^{13}\text{C}$  i kalsitt og  $\text{CO}_2$  basert på Ohmoto (1972), gir ved  $220^{\circ}\text{C}$  og  $\Sigma\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ , gir  $\delta^{13}\text{C} = -5,3\text{‰}$  for kalsitt og  $\delta^{13}\text{C} = -6,6$  for  $\text{CO}_2$ . Disse verdiene er i samsvar med de observerte i karbonater og for  $\text{CO}_2$  i likevekt med disse. Det er derfor tre mulige kilder for karbonet:

1. Karbonet er ekstrahert fra vulkanittene i Siggjokomplekset, og kanskje også fra gabbroen i ofiolitten. Karbonet er da hovedsakelig av magmatisk opprinnelse.

TABELL 7.

Modellerte  $\delta^{18}\text{O}$  verdier for meteorisk vann ( $\delta^{18}\text{O} = -10\text{‰}$ ) som har ekvilibret med vulkanitter (Siggjokomplekset) ved  $400^{\circ}\text{C}$  med hypotetiske  $\delta^{18}\text{O}$  verdier (åpent system. Vann/bergartsforhold = 0,006).

	Oksygenisotop-utvekslende mineral		
	kvarts	plagioklas	pyroksen
Sure vulkanitter ( $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$ ):	5,4	7,0	---
Mafiske vulkanitter ( $\delta^{18}\text{O} = 6,5\text{‰}$ ):	---	3,4	5,9

Isotopverdier for bergartene: Faure (1986). Isotopverdiene for vulkanittene er et omtrentlig gjennomsnitt for disse typene bergarter. Fraksjoneringskoeffisienter for kvarts og plagioklas: Friedmann & O'Neil (1977). Fraksjoneringskoeffisient for pyroksen: Matthews et al. (1983).

TABELL 8.

Modellerte  $\delta^{18}\text{O}$  verdier for vann (høyeste, laveste og gjennomsnittsverdi fra Tabell 7) som har ekvilibret med gabbro (Lyklingofiolitten) (gjennomsnittlig  $\delta^{18}\text{O} = 6,5\text{‰}$ ) ved  $220^{\circ}\text{C}$  (åpent system. Vann/bergartsforhold = 1,65).

	Oksygenisotop-utvekslende mineral	
	Plagioklas	Pyroksen
$\delta^{18}\text{O} = 7,0\text{‰}$ (høyeste):	6,6	7,1
$\delta^{18}\text{O} = 3,4\text{‰}$ (laveste):	3,2	3,6
$\delta^{18}\text{O} = 5,2\text{‰}$ (gjennomsnitt):	4,9	5,3

Isotopverdi for gabbro: Faure (1986). Fraksjoneringskoeffisienter for plagioklas: Friedmann & O'Neil (1977). Fraksjoneringskoeffisient for pyroksen: Matthews et al.: (1983).



2. Karbonet var løst som  $\text{CO}_2$  i meteorisk vann, og er hovedsakelig karbon av atmosfærisk opprinnelse.

3. De observerte isotopverdier er et resultat av en kombinasjon av punkt 1 og 2.

Fraksjoneringskoeffisienter for ankeritt -  $\text{CO}_2$  er ikke tilgjengelige. Det er derfor vanskelig å anvende ovenstående diskusjon på ankeritt. Det er midlertidig lite sannsynlig at kilden til karbonet i ankeritten skal være radikalt forskjellig fra karbonet i kalkspaten. De relativt høye oksygenisotopverdiene for vann i likevekt med kalsitt ( $\delta^{18}\text{O} = 8,3\text{‰}$  (SMOW)) indikerer at også de siste hydrotermale fluidene har ekvibrert med

gabbroen, og ikke som tidligere antatt vært isolert fra sidestenen av kvartsen. De modellerte verdiene fra Tabell 8 kan ikke alene forklare de observerte oksygenisotopverdiene i den siste generasjonen kalsitt uten en senere utveksling av oksygenisotoper fra gabbroen (jfr. Tab 8).

En mulig kilde til gullet kan være sulfider i vulkanittene i Siggjokomplekset, eller sulfider i Geitungenheten. Sulfider i Lyklingfjordenheten (Amalixsen, 1983) er også en mulig kilde. Løseligheten for  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  er meget høy ( $> 10^{-7}$  m) i likevekt med pyritt ± chalcopyritt ved  $400^\circ\text{C}$  og  $10^{-8}$  m ved  $300^\circ\text{C}$  i det aktuelle pH/oksygenaktivitets-område. De hydrotermale løsningene har vært i stand til å lute ut gull fra sidestenen over en stor del av transportetappen. Figur 6 og 7 indikerer at fase II mineraliseringen har hatt en metningskonsentrasjon av bisulfidkomplekset på ca.  $10^{-10}$  m. Modelleringen av oksygenisotopene indikerer et vann/bergartsforhold på ca. 0,0006, ved  $400^\circ\text{C}$  og ca. 13 km dyp. Dette betyr at 1 tonn bergart kan frigi ca. 30 mol vann. For å få en løsning med en konsentrasjon av  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  på  $10^{-10}$  m må et tonn bergart inneholde ca.  $3 \times 10^9$  mol Au, som er ca. 1000 ganger anrikt på gull i forhold til gjennomsnittlig kontinental skorpe (Taylor, 1964). Dette indikerer at vann/bergartsforholdet kan ha vært lavere enn indikert av oksygenisotopene eller at gull er blitt ekstrahert fra sidestenen over en større del av transportetappen av en konstant vannmengde. Løselighetspotensialet er stort nok i temperaturintervallet 400 til  $300^\circ\text{C}$ . Med en varmegradient på  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , tilsvarer dette en transportetappe på ca. 3 km. Forutsetter man en slik transportetappe med et gjennomsnittlig gullinnhold på  $10^{-12}$  mol/tonn ( $2,7 \times 10^{-7}$  ppm), åpent system og et vann/bergartsforhold på 0,0006, vil løsningen ha en konsentrasjon på  $1,4 \times 10^{-10}$  m med hensyn til  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ . Dette er, i henhold til Figur 6, metningskonsentrasjon til bisulfidkomplekset ved  $220^\circ\text{C}$  ( $10^{-10}$  m). I praksis betyr dette at for hvert gram Au utfelt i mineraliseringen, kreves det over  $5 \times 10^9$  tonn kildebergart eller ca. 2  $\text{km}^3$ . Disse konsentrasjonene virker noe urealistiske, spesielt når en tenker på at et års produksjon i Haugesundsgangen (6,9 kg i perioden 1890-91, Amalixsen, 1980)

alene vil kreve 13800  $\text{km}^3$  kildebergart! Det er derfor grunn til å anta at gullkonsentrasjonen i kildebergarten har vært høyere. Tar man igjen utgangspunkt i en bergart som er ca. 1000 ganger anrikt på gull ift. gjennomsnittlig kontinental skorpe, ca.  $10^{-8}$  mol/tonn, vil 1 g Au i løsning kreve 0,002  $\text{km}^3$  kildebergart. Dette er mer realistiske størrelser. Allikevel vil den nevnte årsproduksjon i Haugesundsgangen kreve ca. 14  $\text{km}^3$  kildebergart. Det er vanskelig å si noe mer definitivt om dette uten mer konkrete data over gullinnholdet i Siggjokomplekset og Geitungenheten. Med utgangspunkt i de ovenstående betraktningene er det klart at gullmineraliseringen må ha et kildeområde som er flere titalls  $\text{km}^3$  stort.

En annen mulig kildebergart er sulfider i Lyklingofiolitten, tilsvarende sulfidmineraliseringene på Karmøy (Bugge, 1978). Sulfidmineraliseringer av samme størrelse er ikke kjent i Lyklingofiolitten, men det har vært mindre gruvedrift på chalcopyritt og pyritt flere steder i Lyklingofiolitten (pyritt- og kobberskjerp ved Sakseid og Kuleseid; NGU register for malmbforekomster; forekomstnr. 257 og 256, kisgruver ved Alsvåg; forekomstnr. 262, 263, 264 og 261). Gullinnholdet i disse sulfidmineraliseringene er ukjent. Som en tilnærming er gullinnholdet i sulfidmineraliseringene ved Vigsnes gruver, Karmøy, benyttet til beregningene av størrelsen av kildebergarten, løseligheten til gull, etc. Gullinnholdet i Gåseklev-sonen ligger mellom 11 og 183 ppb (pers. kom. Bernt Røsholt, A/S Prospektering), som tilsvarer 0,03 til 0,5 g Au per tonn bergart (egenvekt bergart satt til 3 t/m<sup>3</sup>). Sonen er pyrittdominert og mindre sulfidmineralisert enn hovedmineraliseringene. Kobberkonsentratet fra gruvene inneholdt 0,4 g Au per tonn (pers. kom. Bernt Røsholt, A/S Prospektering). Gullinnholdet i råmalm blir da 0,006 g Au/t ( $3,3 \times 10^{-4}$  mol/tonn) eller 0,02 g Au/m<sup>3</sup> ( $1 \times 10^{-3}$  mol/m<sup>3</sup>) (basert på driftsresultater gitt av Geis, 1965). Gullinnholdet har muligens vært høyere fordi en del gull kan ha blitt borte under beredningsprosessen av kobberkonsentratet. Et års produksjon ved Haugesundsgangen (6,9 kg i perioden 1890-91; Amalixsen, 1980) vil med et slikt gullinnhold kreve ca. 0,0004  $\text{km}^3$  kildebergart. I motsetning til vulkanittene i Siggjokomplekset ville en slik hypotetisk sulfidmineralisering befunnet seg på et maksimumsdyp på 13 km ved dannelsen av gullmineraliseringene på Bømlo. Basert på en varmegradient på  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , vil temperaturen i denne hypotetiske kilden ha ligget mellom ca.  $240^\circ\text{C}$  (basert på geokjemisk modellering av fase II) og  $400^\circ\text{C}$ . Løseligheten til  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  er meget høy ( $> 10^{-7}$  m) ved temperaturer over  $300^\circ\text{C}$ , i likevekt med py ± cp. Reekvilibrering av meteorisk vann med gabbro i temperaturområdet 240 til  $400^\circ\text{C}$ , vil gi  $\delta^{13}\text{C}$  verdier for vann i likevekt med kalsitt og ankeritt tilsvarende de observerte.

Ut fra de foreliggende data er det ikke mulig å si hvilken av de to ovenstående hypotetiske

kilden til gullet som er mest sannsynlig. En kombinasjon av de to er også en mulighet.

Det virker noe merkelig at fluidene kan være under hydrostatisk trykk på et dyp på nærmere 13 km dyp. Nyere arbeider av Fournier (1991) indikerer at fluidtransport langs sprekker kan skje under hydrostatisk trykk ved temperaturer over 370°C, spesielt i mafiske bergarter, men prosessen er periodisk og kortlivet, som regel kort etter episoder med breksjering. Breksjering ved temperaturer over 370°C skjer helst ved ekstrem deformasjon, som for eksempel ved intrusjon av en magmakropp. Hanor (1979) har observert vann under dominerende hydrostatisk trykk på 5 km dyp i forbindelse med borer i Mexicogolten.

Figur 9 viser et trykk/temperaturdiagram hvor fluidkilde, transportvei og mineralisering er plassert. Figuren indikerer at fluidene har fulgt en varmegradiert på 25 til 30°C/km under hydrostatisk trykk. Fluidene var superkritiske ved innfangning. Drivkraften bak fluidstrømmen var sannsynligvis trykkforskjellen i det åpne systemet, spesielt ved overgangen fra lithostatisk til hydrostatisk da sprekkesystemet åpnet seg. Trykkforskjellen var da ca. 2 kbar.

#### Oppsummering.

- Kilden til de gullførende fluidene kan være sulfider i Siggjokomplekset, Geitungenheden og/eller Lyklingfjordenheten. Kilden har i så fall befunnet seg på ca. 13 km dyp ved dannelsen av mineraliseringen, og utgjorde sannsynligvis et område på flere titalls km<sup>3</sup>. Temperaturen i kilden har vært ca. 400°C. En annen mulig kilde for de gullførende fluidene kan være sulfidmineraliseringer i Lyklingotiolitten. Kilden til gullet har i så fall befunnet seg på et maksimumsdyp på 13 km ved dannelsen av gullforekomsten, ved en temperatur på mellom 240 og 400°C. Fluidene har, for begge de to hypotetiske kildeområdene, sannsynligvis vært av meteorisk opprinnelse, og har ekvibrert med kildebergarten, samt lutet ut gull.

- Åpning av sprekker kan ha medført overgang fra lithostatisk til hydrostatisk trykk. Dette kan ha vært drivkraften til fluidstrømmen. Fluidene kan ha fulgt en varmegradiert på 25 til 30°C/km. Det er indikasjoner på at fluidene også har fulgt kontakten mellom Siggjokomplekset og Lyklingfjordenheten. Basalkonglomeratet her har sannsynligvis vært en god transporthorisont.

- Det er to faser med gullmineralisering. Fase I har blitt felt ved en temperatur på ca. 210°C. Årsaken til felling har mest sannsynlig vært et temperaturfall. Fase II er blitt felt ved en temperatur på ca. 230°C. Hovedårsaken til felling av gull var først en økning av pH og/eller oksygenaktivitet, deretter et temperaturfall, mulig kombinert med et lite fall i pH. Mengden av gull i løsning har sunket over tid.

Figur 10 viser en skematisk skisse over kildeområde, transportveier og plassering av mineral-

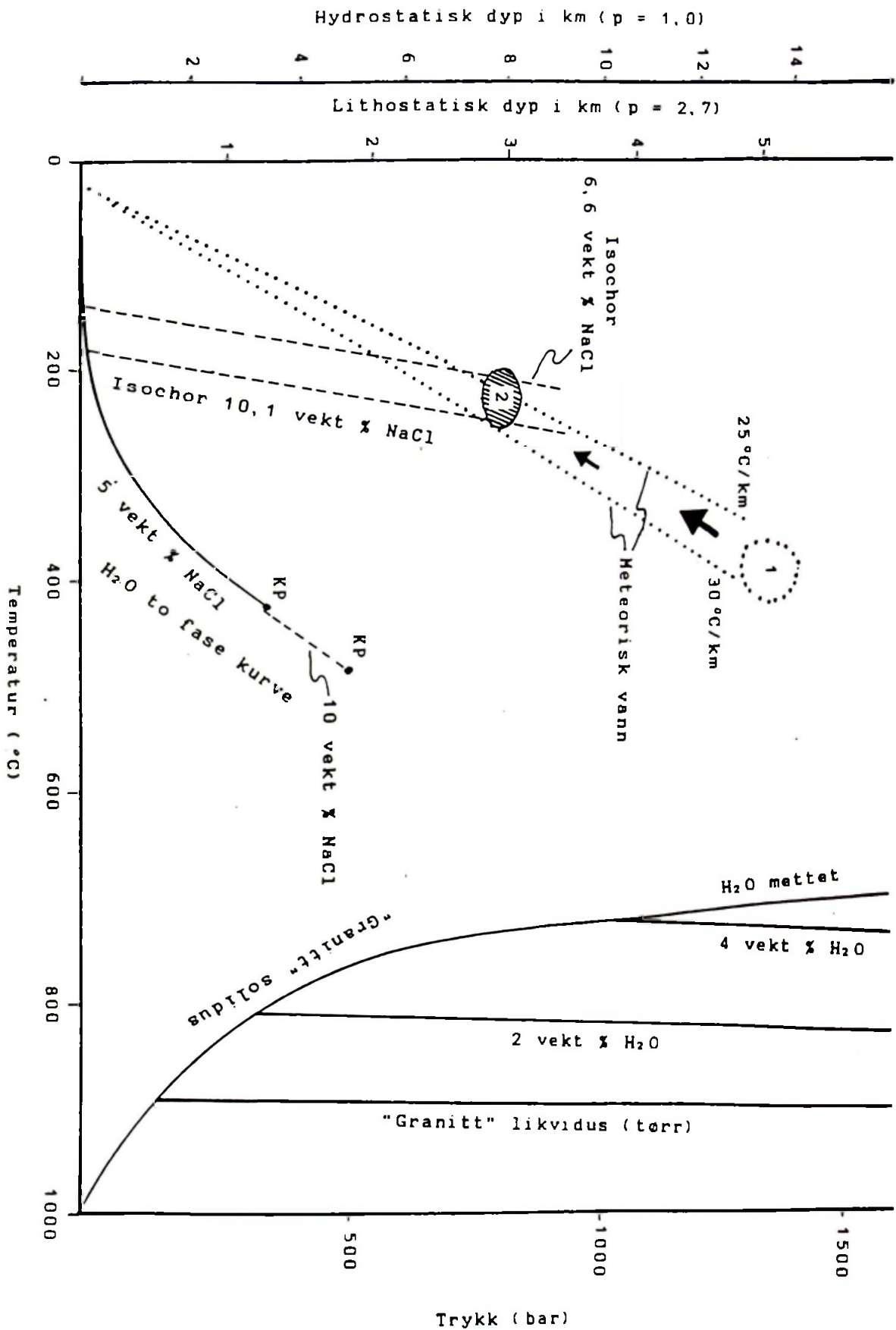
iseringene.

#### Takk

En hjertelig takk til Merethe Frøyland for en kritisk og konstruktiv gjennomgåelse av denne artikkelen. Forfatteren vil også takke T.V. Segalstad for støtte gjennom hovedfagsarbeidet som denne artikkelen er en del av, T. Andersen for hjelp med de mikrotermometriske undersøkelsene, B. Berge for utmerkete tynnslip, ansatte ved Inst. for Energiteknikk som assisterte med analysene av stabile isotoper og Tom Hoel, Niels-Jørgen Abildgaard og Kjersti Gaarder for verdifulle opplysninger om gullet opptreden på Bømlø. Økonomisk støtte til feltarbeidet og de mikrotermometriske analysene ble gitt i forbindelse med Batholittprosjektet, finansiert av NTNf, og i samarbeid med NGU og Inst. for Geologi, Univ. i Oslo.

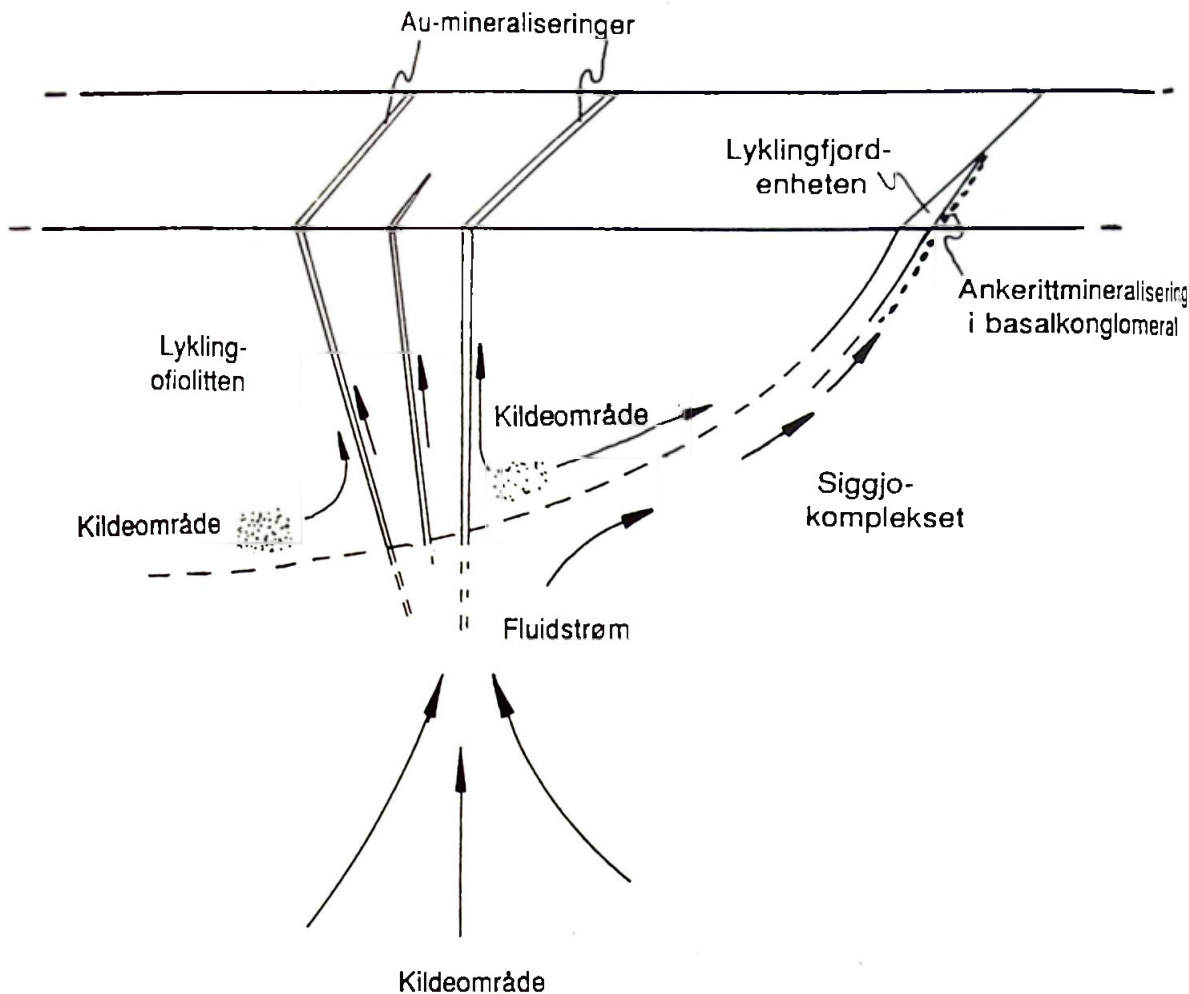
#### LITTERATURFORTEGNELSE.

- Amalixsen, K.G., 1980, Gullforekomster på Bømlø. Bømlø, Hordaland. Undersøkelse av Statens Bergrettigheter. *NGU Rapport nr. 1750/35 A*. 48 s., 11 bilag, 1 kart.
- Amalixsen, K.G., 1983, The Geology of the Lykling Ophiolite Complex, Bømlø, SW Norway. *Upubl. Cand. Real. oppgave, Univ. i Bergen*. 417 s.
- Andersen, T.B. & Jansen, Ø.J., 1987, The Sunnhordland Batholith, W. Norway: Regional Setting and Internal Structure, with Emphasis on the Granitoid Plutons. *NGT 67*, 159-183.
- Amalixsen, K.G. & Sturt, B.A., 1986, The Søre Lyklingholmen Formation: Coarse Sedimentary Breccias Related to Submarine Faulting in the Iapetus Ocean. *Journal of Geology* 84, 109-120.
- Berg, H.-J., 1992, Geokjemi av Gull i Hydrotermale Systemer, Anvendt på tre Norske Forekomster. *Upubl. hovedfagsoppgave ved Univ. i Oslo*, 304 sider.
- Berg, H.-J. & Segalstad T.V., in prep, The Geochemistry of Gold in Hydrothermal systems.
- Bowers, T.S., Jackson, K.J. & Helgeson, H.C., 1984, Equilibrium Activity Diagrams. *Springer-Verlag*. 397 s.
- Bugge, J.A.W., 1978, Norway. I Bowie, S.H.U., Kvalheim, A. & Haslam, H.W. (Eds.): *Mineral Deposits of Europe. Volume 1: Northwest Europe*, 119-249.
- Deines, P., Langmuir, D. & Harmon, R.S., 1974, Stable Carbon Isotope Ratios and the Existence of a Gas Phase in the Evolution of Carbonate Ground Water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1709-1733.
- Drummond, S.E. Jr., 1981, Boiling and Mixing of Hydrothermal Fluids; Chemical Effects on Mineral Precipitation. *Upubl. doktoravhandling, Penn. State University*. 380 s.
- Faure, G., 1986, Principles of Isotope Geology,



Figur 9. Forslag til fluidutvikling som en funksjon av trykk og temperatur, med korresponderende hydrostatisk og lithostatisk dyp. Kurvene for meteorisk vann er basert på en gradient på henholdsvis 25 og 30°C/km og en overflate temperatur på 20°C. Figuren er modifisert fra Segalstad (in prep.). Beregning av H<sub>2</sub>O to-fase kurven og isochoren er basert på data fra Ohmoto og Rye (1970). KP = kritisk punkt.





Figur 10. Skjematisk skisse over antatte fluidstrømmer og hypotetiske kildeområder for gullmineraliseringer i Lyklingofiolitten. Snittet er orientert omtrentlig vest - øst, sett fra syd.

- second edition. J. Wiley & Sons. 589 s.
- Fournier, R.O., 1985, The Behavior of Silica in Hydrothermal Solutions. I Berger, B.R. & Bethke, P.M. (Eds.) *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology* 2, 45-59.
- Fournier, R.O., 1991, The Transition from Hydrostatic to greater than Hydrostatic Fluid Pressure in Presently Active Continental Hydrothermal Systems in Crystalline Rock. *Geophysical Research Letters* 18, nr. 5, 955-958.
- Friedmann, I. & O'Neil, J.R., 1977, Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest. I Fleischer, M. (Ed.) : *Data of Geochemistry*, 6. utg., Kapittel KK. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK*. 12 s. 49 figurer.
- Furnes, H., Austrheim, H., Amalixsen, K.G. & Nordås, J., 1983, Evidence for an Incipient Early Caledonian (Cambrian) Orogenic Phase in Southwestern Norway. *Geol. Mag.* 120, 607-612.
- Geis, H-P., 1965, 100 Jahre Vigsnes Kobberverk. *Tidsskrift for Kjemi, Bergvesen og Metallurgi* bind 25, nr. 8 - 9, 194-202.
- Hanor, J.S., 1979, The Sedimentary Genesis of Hydrothermal Fluids. I Barnes, H.L. (Ed.) : *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed., John Wiley & Sons*, 137-171.
- Helgeson, H.C., 1969, Thermodynamics of Hydrothermal Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *American Journal of Science* 267, 729-804.
- Matthews, A., Goldsmith, J.R & Clayton, R.N., 1983, Oxygen Isotope Fractionation Involving Pyroxenes: the Calibration of Mineral-Pair Geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 631-644.
- Northrop, D.A. & Clayton, R.N., 1966, Oxygen-Isotope Fractionations in Systems Containing Dolomite. *Journal of Geology* 74, 174-196.
- Ohmoto, H., 1972, Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Econ. Geol.* 67, 551-578.
- Ohmoto, H., 1986, Stable Isotope Geochemistry

- of Ore Deposits. I Taylor, H.P., O'Neil, J.R. & Valley, J.W. (Eds.) : Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. M.S.A. *Reviews in Mineralogy* 16, 491-559.
- Ohmoto, H. & Oskvarek, J.D. (in prep.) An Experimental Study of Oxygen Isotope Exchange Reactions in the System Muscovite - CO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - KCl - NaCl at T=400°C and P=5 kilobars.
- Ohmoto, H. & Rye, R., 1970, The Bluebell Mine, British Columbia I. Mineralogy, Paragenesis, Fluid Inclusions and the Isotopes of Hydrogen, Oxygen and Carbon. *Econ. Geol.* 65, 417-437.
- Ohmoto, H. & Rye, R.O., 1979, Isotopes of Sulfur and Carbon. I Barnes, H.L. (Ed.) : *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed., John Wiley & Sons*, 509- 563.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. & Mayeda, T.K., 1969, Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, 5547-5558.
- Reusch, H., 1888, Bømmeløen og Karmøen med omgivelser. *P.F. Steenballes Boghandel. A.W. Brøgers Bogtrykkeri, Christiania.* 422 s.
- Ripley, E.M. & Ohmoto, H., 1979, A Fortran Program for Plotting Mineral Stabilities in the Fe - Cu - S - O System in Terms of log (SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S) or log fo<sub>2</sub> vs. pH or T. *Computers & Geosciences* 5, 289-300.
- Segalstad, T.V., (in prep.), Dynamics of Granite Intrusion: Contrasting Intrusion Mechanisms for Biotite Granites in the Oslo Rift, Norway; Implications for Metallogenesis.
- Sheppard, S.M.F & Schwarcz, H.P., 1970, Fractionation of Carbon and Oxygen Isotopes and Magnesium between Coexisting Metamorphic Calcite and Dolomite. *Contr. Mineral. and Petrol.* 26, 161-198.
- Taylor, S.R., 1964, The Abundance of Chemical Elements in the Continental Crust- a New Table. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1273-1285.
- Taylor, H.P. Jr., 1979, Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits. I Barnes, H.L. (Ed.) : *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits, 2nd ed., John Wiley & Sons*, 236-277.
- Walters, L.J., Claypool, G.E. & Choquette, P.W., 1972, Reaction Rates and <sup>18</sup>O Variation for the Carbonate-Phosphoric Acid Preparation Method. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 129-140.