Mineraldannelsen i Konnerudkollen gruver

Tom V. Segalstad & Lasse Telstø

Introduksjon

Konnerudkollen gruver ved Drammen ble anlagt for a utvinne sølvholdig blyglans, sinkblende og kobberkis fra opprinnelig silurisk kalkstein og skifer / sandstein. Under dannelse av forekomsten ble disse bergartene omvandlet ved oppvarming til kontaktmetamorfe bergarter som marmor (rekrystallisert kalkstein) po hornfels (omvandlet skifer / sandstein). Deretter ble bergartene metasomatisk (vha. væsker) omvandlet til forskjellige typer skarn-berg-(kalsium-jern-magnesium-silikater). arter Skarn-bergarter består typisk av grønne brune mineraler (som andraditt, po diopsid-hedenepidot, grossular, og bergitt). Dannelsen av malmen skjedde etter dannelsen av alle disse bergartstypene.

Forekomstene befinner seg på begge sider av en graben, en nedsunket blokk (Goldschmidt, 1911; Ihlen, 1986). De største gruvene (Gott mit uns, Glückauf, Ehrlich, Wedels eie, Isdriften, Erlend, Minerva, Nordskjerpet, Frau Schön, Elenora, Dessau, etc.) ble drevet langs den vestre forkastning, mens bare små forekomster (Oran, Gomperud) ble drevet langs den østre forkastning.

Hydrotermale løsninger har sirkulert langs grabenens forkastningsplan og langs sprekker og langs lagflater i vertsbergarten. Malmens sulfidmineraler ble avsatt her, og opptrer sammen med kvarts, kalkspat, flusspat, kloritt, en mindre mengde hematitt, samt lokalt epidot og kalifeltspat. Andre har beskrevet albitt, men dette har vi ikke klart å finne. Analyser ved hjelp av elektronmikrosonde viser derimot at kalifeltspat er vanlig forekommende.

Drammensgranitten (biotitt-granitt av permisk alder) har intrudert like under forekomstene, og granitten er synlig i gruvenes underste stoller (gruveganger). Granitten er formodet å ha medvirket til dannelsen av denne skarnforekomsten, og granitten har en alder på ca. 265 millioner år basert på rubidium-strontium modellaldre (publiserte ⁸⁷Rb-⁸⁶Sr-aldre mellom 235 og 288 Ma; Walder & Segalstad, in prep.). ⁴⁰Kalium-⁴⁰argon-datering av to prøver av omvandlingsmineraler assosiert

med Konnerud-mineraliseringene ga minimumsaldre på 233 og 242 millioner år (Ineson et al., 1975).

Malmmineraliseringene befinner seg i granat-skarn, klinopyroksen-skarn, granat-pyroksen-skarn, hornfels, marmor / kalkstein, diabas, og i breksjer. Mesteparten av mineraliseringen opptrer i de sistnevnte breksjer, som dissemineringer i fragmenter av silisifisert granat-skarn, og som fyllinger av hulrom mellom de samme fragmentene.

Gruvene ble drevet i perioder fra 1729 til 1913, først som det *"Jarlsbergske Sølvhaltige Blye- og Kobber-Verk"*. Det ble totalt utdrevet ca. 1700 tonn sink, 600 tonn bly, 36 tonn kobber og 6,9 tonn sølv. Den assosierte svovelmengde bundet i disse sulfidene kan beregnes å være ca. 1000 tonn.

Vår rapport her tar for seg mineralenes dannelsesrekkefølge (paragenetisk sekvens) i forekomsten, karakteristikk av væskene som var til stede da forekomsten ble dannet, isotopforholdene for karbon, oksygen og svovel, og de kvantitative resultatene fra termokjemisk modellering av de termodynamiske forhold som førte til mineraldannelsen i Konnerud gruver (Telstø, 1998; Telstø & Segalstad, 1999).

Mineraler

Det vil her listes, i alfabetisk rekkefølge, de mineraler som er funnet i tilknytning til Konnerudkollen gruver. Første liste inneholder mineraler dannet ved pyro-metamorfose, pyro-metasomatose og hydrotermal utfelling. Den etterfølgende liste



Pontoppidan 1753

Dette gamle stikket fra 1753 viser "Bragness eller Dramen" (Bragernes eller Drammen, som det heter i dag) for ca. 250 ar siden. Det sakalte "Kahuset" over Wedels eie gruve, nær toppen av Konnerudkollen, ser vi øverst til venstre. Fra Erik Pontoppidan (den yngre); *"Forsøg paa Norges naturlige Historie"*, 1753.

inneholder mineraler dannet ved supergen omvandling og/eller sen hydrotermal omvandling. Fotnoter til mineral-listene: 1: Goldschmidt (1911); 2: Krause (1965); 3: Raade (1968); 4: Ineson et al. (1975); 5: Johansen (1981a); 6: Johansen (1981b); 7: Neumann (1985); 8: Nilsen (1993); 9: Ihlen (1986); 10: Røntgen-diffraksjon nr. 29502 ved Geologisk Museum, Universitetet i Oslo; 11: Berg (pers. komm.); 12: Telstø (1998) og dette arbeide.

Mineraler dannet ved pyro-metamorfose, pyro-metasomatose og hydrotermal utfelling: Aikinitt⁷, aktinolitt¹, albitt¹, anorthitt¹, antigoritt11 andraditt¹, antofyllitt⁵, aragonitt⁷, bavenitt³, biotitt¹², blyglans¹, bornitt¹, diopsid¹, emplectitt⁷, enargitt², epidot¹, fahlerts², flusspat¹, grossular¹, hedenbergitt¹, hematitt¹, hornblende⁶, ilvaitt⁸, kalkspat¹, kloritt⁴, kvarts¹. mackinawitt¹² kobberkis¹, magnetkis⁶, magnetitt⁶, miharaitt¹². molybdenglans¹, orthoklas¹, prehnitt^a. pyritt¹, rhodonitt⁷, sericitt¹², sinkblende¹, sølv⁶, sølvglans⁷, vesuvian¹, vismut¹, vismutglans⁷, willemitt¹, wollastonitt¹.

Mineraler dannet ved supergen og/eller sen hydrotermal omvandling Anglesitt⁶, omvandling: apofyllitt¹. azuritt¹, bismutitt⁸ aurichalcitt¹, blaubleibender covellin², brianyoungitt¹⁰, brochantitt⁷, cerussitt¹, covellin², cupritt⁶, devillin⁸, erythrin⁸, ferrimolybditt⁸, gips⁸ göthitt², goslaritt⁸, greenockitt¹, hawleyitt⁸, hemimorfitt¹, hydrocerussitt⁸, hydrozincitt⁷, idaitt², illitt⁴, kaolin⁴, kobberglans², langitt⁷ notronitt⁹ nukundamitt¹². linaritt⁷, malakitt¹, posnjakitt⁸. montmorillonitt⁹, rosasitt⁶, schulenbergitt⁸. pyrolusitt⁶, serpieritt⁸, smithsonitt¹, vanadinitt⁶. wroewolfeitt⁸, wulfenitt¹.

Dette gir et totalt antall på 86 (pluss halitt sylvin mineraler po væskeinneslutninger = 88) foreløpig funnet i tilknytning til Konnerudkollens aruver. som forfatterne kienner til. [Imidlertid oppgir Johansen (2002) på Internett at det visstnok skal være registrert 123 mineraler i Konnerudgruvene].

Mineralet *miharaitt* (Cu₄FePbBiS₆) representerer en førstegangsbeskrivelse for Norge. Miharaitt ble navngitt fra det første funnstedet Mihara gruve i Japan, en tilsvarende skarn-forekomst (Sugaki et al., 1980). Identifikasjonen i Konnerudmalmen ble gjort på optiske egenskaper i reflektert lys av polerpreparat, og kjemisk analyse ved hjelp av elektronmikrosonde (Telstø, 1998). Mineralet opptrer som et aksessorisk primært mineral i malmen, sammenvokst med sinkblende, kobberkis og blyglans, samtidig med aikinitt.

Petrografi

Konnerudforekomsten er dannet gjennom flere petrologiske hovedstadier: Hornfelsdannelse, skarndannelse, sulfid-utfelling, oksidasjon, supergen omvandling. Det supergene stadium vil ikke bli behandlet her. Mineralbeskrivelsene nedenfor er basert på mikroskopi i gjennomfallende og reflektert lys av polerte tynnslip, og i enkelte tilfeller vha. elektronmikrosonde og/eller røntgendiffraksjon (XRD).

Hornfels i Konnerudforekomsten er bandet. Dette skyldes vekslende lag, der noen lag er rikere på klinopyroksen og andre lag er rikere på plagioklas. Mineralene i hornfelsen er en ren diopsid, en ren anortitt, en plagioklas og en diopsid-hedenbergitt-pyroksen (mineralbestemmelser vha. elektronmikrosonde). Dette bekrefter hornfelsklasse VII til Goldschmidt (1911). Biotitt ble pavist som et aksessorisk mineral vha. XRD. Det er også funnet andraditt-plagioklas-diopsidhornfels i Konnerudforekomsten (Ineson et al., 1975), og dette er hornfelsklasse VIII.

Granatskarn består for det meste av grønn grossular og brun andraditt samt en blanding av disse mineralene, stedvis omvandlet til kloritt (sammen med hematitt og pyritt). Granatene er oftest sonerte, sektorsonerte eller vekstsonerte.

Pyroksenskarn opptrer som en brun-grønn bergart. Brunfargen i pyroksenskarnen skyldes forvitret kloritt dannet ved omvandling av klinopyroksen. Pyroksenskarn består av ca. 60 % klinopyroksen (diopsid-hedenbergitt-pyroksen) og ca. 40 % kloritt. Før kloritt-omvandlingen bestod pyroksenskarn av massiv klinopyroksen.

Granat-pyroksen-skarn består hovedsakelig av forskjellige pyroksener og granat. Klinopyroksen er her det vanligste mineralet, og mikrosonde-analyser gir sammensetningen manganførende diopsid-hedenbergitt. Granaten er en andraditt-grossular. Kloritt opptrer som et sent omvandlingsmineral.

Epidotskarn består av epidot, kalkspat, kalifeltspat og kloritt. Epidot er typisk dannet ved nedbrytning av plagioklas og/eller pyroksen.

Årer som kutter skarn, hornfels og marmor / kalkstein kan klassifiseres i flere typer, etter hvilke mineraler som er til stede. Årene kan være opp til 10 cm brede.

Kalkspat-sulfid-årer kutter granatpyroksen-skarn. Disse årene kan også føre kvarts og flusspat. Kalkspaten er felt ut samtidig med sulfidene, men er ikke resorbert.

Kalkspat-kalifeltspat-sulfid-årer er funnet i alle andre ovennevnte bergarter unntatt granat-pyroksen-skarn. Kvarts og flusspat er aksessoriske mineraler.

Kvarts-årer kutter den massive malmen, marmor / kalkstein og granatskarn, og opptrer oftest med kvarts, flusspat og sulfider som aksessoriske mineraler.

Kalkspat-flusspat-kvarts-årer kutter den massive malmen, hornfels og apofyser av granitt. Sideberget er oftest silisifisert. Hematitt, sulfider og kloritt kan opptre.

Den massive malmen har følgende hyppighetsrangering av malmmineraler: sinkblende > kobberkis > blyglans >> miharaitt > pyritt / magnetkis. Teksturelle relasjoner viser at sinkblende, blyglans og miharaitt er dannet samtidig under hoved-sulfidfellingen av den massive malmen.

Kobberkis har en kompleks Konnerudmalmen. i i tilstedeværelse Kobberkis kan opptre som separate mineralkom, og som "kobberkis-syke" kobberkiskorn) (hyppige, spredte sinkblende. Noe kobberkis er dannet samtidig med hoved-sulfidfellingen, mens noe kobberkis må være dannet senere. Bornitt og hematitt er observert dannet ved omvandling av kobberkis, og senere er ny kobberkis dannet ved nedbrytning av bornitt. Til slutt omvandles kobberkis til blaubleibender-covellin, covellin og kobberglans.

Hematitt opptrer som aksessorisk mineral i den massive malmen, men også på nytt sammen med den siste generasjon kobberkis, et oksiderende stadium som kan karakteriseres som hematittisering. Dessuten opptrer hematitt som omvandlingsmineral etter andre jernholdige sulfidmineraler.

Paragenetisk sekvens

Konnerud-forekomsten viser, som for andre skarnforekomster i verden, at dannelsen har foregatt i flere, overlappende trinn. Først har det foregatt en metamorf hornfelsdannelse ved oppvarming. Dernest en metasomatisk dannelse av skarn ved pavirkning av gjennomstrømmende vandige løsninger. Så felles sulfider fra løsningene, før en oksidering finner sted. I Fig. 1 vises en forenklet paragenetisk sekvens for hovedmineralene Konnerud-forekomstene, i. basert på petrografiske beskrivelser (Telstø, 1998).

Basert på termodynamiske data for observerte metamorfe mineralers de stabilitetsområder (Fig. 3), kan vi estimere følgende temperatur-områder for kontaktmetamorfosen oq skarn-dannelsen: Hornfelser, bestaende av pyroksen, granat og plagioklas, ble dannet i temperaturintervallet 700 til 580EC. En tidlig skarndannelse dannet granat og pyroksen mellom 490 og 430EC. En senere skarndannelse fant sted ved ca. 420EC. da tidligere dannete granater oa pyroksener ble omdannet til nye pyroksener. Et enda senere skarn (epidotskarn) bestaende av epidot, Kfeltspat og kalkspat ble dannet mellom 420 og 280EC.

De fleste eruptive bergarter og deres volatiler (gasser og væsker) ser ut til a være internt bufret mht. oksygen gjennom mineral-oksiderings-prosesser (Haggerty, 1976; Burnham & Ohmoto, 1980). Oksygen-fugasitet er et mal for

MINERAL	HORNFELS- DANNELSE	SKARN - DANNELSE	SULFID- FELLING	OKSIDERING
Plagioklas				
Granat				
Kl-pyroksen				
Epidot				
K-feltspat				
Kalkspat				
Kvarts				
Flusspat				
Kloritt				
Sinkblende				
Blyglans				
Aikinitt				
Miharaitt				
Pyritt				
Kobberkis				_
Magnetkis				
Sericitt				
Bornitt				
Hematitt				

Fig. 1. Forenklet paragenetisk sekvens for hovedmineralene i Konnerud-forekomstene. Heltrukket linje er sikker opptreden, stiplet linje er usikker opptreden. Tidsaksen går fra venstre mot høyre. Kl-pyroksen = klinopyroksen (diopsid - hedenbergitt).

oksiderings-potensialet (se ytterligere forklaring i teksten til Fig. 2). Drammensgranitt-magmaet var oksygenbufret av kvarts + magnetitt / fayalittbufferen, men ved noe høyere oksygenfugasitet enn denne (Neumann, 1976), nær posisjonen til NiO / Ni bufferen. Dette fordi noe mangan inngår for jern i magnetitt og fayalitt i Oslo-eruptivene (Neumann, 1972). Analyser av væskeinneslutninger har vist at fluider utskilt fra Oslo-riftens alkaline magmaer også har vært tilsvarende bufret nær NiO / Ni (Norman et al., 1979; Walder, 1992). De forskjellige utviklingsstadier for Konnerud-forekomstene er tegnet inn langs NiO / Ni oksygenbufferen i Fig. 3, og plassert iht. utregnede mineralstabiliteter for hornfels- og skarn-mineraler (Einaudi et al., 1981).

Væskeinneslutninger

Inneslutninger av væsker og gasser i mineraler kan fortelle om de malmdannende løsningers saltholdighet (salinitet) og temperatur. Trykk er ofte en ukjent parameter. Hvis man har et uavhengig geotermometer, kan væskeinneslutningsdata benyttes til å beregne trykket. Det ble forsøkt å finne dannelsestemperatur vha. svovelisotoper koeksisterende sulfid-mineraler, men de oppnadde temperaturene varierte mellom 114 og 537EC, og viste seg til liten nytte for beregning av trykket.

En rekonstruksjon av stratigrafisk dyp for Konnerud-forekomsten ved dens dannelse ga ca. 3000 m, tilsvarende et lithostatisk trykk på ca. 800 bar. Hvis forekomsten ble dannet under et hydrostatisk trykk fra en 3 km høy væskesøyle, ville trykket ha vært ca. 300 bar. I og med at Konnerud-forekomstene er lokalisert langs hoved-forkastningene i graben-strukturen, og det faktum at det er hyppig forekommende mineralvekst i apne hulrom (druser), antas det at det kan ha vært et hydrostatisk trykk under dannelsen av Konnerudforekomstene. Derfor vil alle dannelsestemperaturer være fremkommet ved bruk av en hydrostatisk trykk-modell for homogeniseringstemperaturene.

294 væskeinneslutnings-prøver ble mikrotermometrisk analysert. Prøver var fra skarn, sulfidmineraliseringer og sent oksidasions-stadium. Det ble i størst mulig grad benyttet prøver fra fast fjell, der den petrografi og plassering i paragenetiske sekvens var bestemt. Malte homogeniseringstemperaturer varierte fra 132 til 336EC, beregnet salinitet fra 0 til NaCl-ekvivalenter, og 19.3 vekt-% beregnet tetthet 0,6 til 1,04 g/cm³. Væskeinneslutningene var alle to-fase væskedominerte, og homogeniserte til

væskefase. 3 typer datterkrystaller ble observert i noen av inneslutningene: Halitt, kalkspat, og mulig sylvin (halitt og sylvin kan, om ønskelig, inkluderes i ovenstående liste over mineraler funnet på Konnerud).

Prøver av kvarts og flusspat dannet samtidig med hoved-sulfidfellingen ga dannelsestemperaturer fra 218 til 292EC, med en medianverdi på ca. 280EC. Saliniteten var fra 5,1 til 9,9 med en medianverdi på 6,3 vekt-% NaClekvivalenter, tetthet 0,84 g/cm³.

For kvarts dannet samtidig med sen hematitt under oksiderings-stadiet, ble dannelsestemperaturer funnet å være fra 161 til 243EC, med en medianverdi på ca. 180EC. Saliniteten her var fra 0 til 1,4 med en medianverdi på 0,3 vekt-% NaClekvivalenter, tetthet 0.93 g/cm³.

Ser man på alle væskeinneslutningsdata, finner man at de hyppigst forekommende væsker i inneslutningene kommer fra populasjoner, to med henholdsvis 270EC og 7 vekt-% NaClekvivalenter, vs. 150EC og 1 vekt-% NaClekvivalenter. Dette sammenfaller med konklusjonene fra oksygenisotoper (nedenfor), at de to typer vann kan være dominert av henholdsvis magmatisk vann og "skorpevann" (Segalstad & Ohmoto, 1986).

Drammensgranittens væsker er karakterisert av Olsen & Griffin (1984a. 1984b). Det magmatiske vann holdt opprinnelig en temperatur på 750 -800EC, og hadde en salinitet på så mye som ca. 40 - 60 vekt-% NaCl-ekvivalenter. Løsningene var også rike på metaller som sink, jern og kobber. I et diagram hvor væskeinneslutningenes dannelsestemperaturer er plottet mot deres saliniteter, ligger Konnerudforekomstenes kjølige væsker, varme væsker, og Drammensgranittens væsker på en rett linje. En mulig tolkning er at sulfidmineraliseringen fant sted som følge av at de magmatiske væsker blandet seg med "skorpevann", og at denne sammenblandingen førte til avkjøling og fortynning av de magmatiske væskene der Konnerudforekomstene i

dag befinner seg. Denne tolkning støttes av oksygenisotoper og termokjemisk modellering (Telstø, 1998).

Svovel-isotoper

Svovel-isotoper fra Konnerud-forekomstene er tidligere analysert av Segalstad (1982). Ytterligere sulfid-prøver ble analysert for svovel-isotoper i forbindelse med dette arbeidet, slik at totalt antall analyserte prøver er 20. De målte *³⁴S i sinkblende, blyglans og kobberkis varierte fra -10,7 til -3,5 ‰. Dette er betydelig lavere verdier enn for øvrige sulfidforekomster i Osloriften (Segalstad, 1982).

Som nevnt ovenfor, ga sulfidmineralpar stor og urealistisk spredning i de beregnede likevekts-temperaturer. Men en annen hensikt var å kunne bestemme kilden til svovel (oppløst H_2S i den malmdannende vandige løsning) i Konnerud-forekomsten. For hoved-sulfidfellingen har *³⁴S for løsningens H_2S , i likevekt med sulfidmineralenes *³⁴S, blitt beregnet til ca. -5 ‰ ved de tilhørende væskeinneslutningers medianverdi på ca. 280EC.

Nå skal det gjøres oppmerksom på at flere av sulfidmineral-parenes *³⁴S ikke er i isotopisk likevekt ved den formodete likevektstemperaturen på ca. 280EC. Dette er ikke unikt for Konnerudforekomsten, men er funnet for mange andre hydrotermale forekomster (Ohmoto & Rye, 1979). En av flere mulige forklaringer på dette er at svovelet i den malmdannende løsningen kan ha kommet fra forskjellige kilder med forskjellige *³⁴S, og at svovelet i løsningen derfor ikke har vært homogent.

Karbon- og oksygen-isotoper

Hensikten med isotop-analyser av C og O er a karakterisere kildene til disse grunnstoffene. 26 karbonat-prøver ble analysert for *¹³C og *¹⁸O. Verdiene for sistnevnte er uttrykt på SMOW-skalaen. Hydrotermalt dannet kalkspat fra Konnerud-forekomsten ga *¹³C fra -7,2 til -2,6 ‰, og *¹⁸O fra 6,5 til 14,5 ‰. Tilsynelatende uomvandlet silurisk kalkstein fra området ga *¹³C på 4,8 ‰ og *¹⁸O på 22,1 ‰.

Beregnet *¹⁸O er fra -1,6 til 7,5 ‰, med en medianverdi på 1,5 ‰, for vann i likevekt med de analyserte hydrotermalt dannete kalkspat-prøver ved malte dannelsestemperaturer fra væskeinneslutnings-mikrotermometri. De laveste verdiene tilsvarer verdier funnet for "skorpevann" (Frøyland & Segalstad, 1992; Segalstad, 2001), mens de høyeste verdier vil være tilsvarende magmatisk vann i likevekt med Drammensgranittmagmaet (Segalstad & Ohmoto, 1986). Medianverdien på 1,5% vil tilsvare en blanding på ca. 50% av hver av disse to vannkilder.

Beregnete verdier for *¹³C i vannløste karbonforbindelser, i likevekt med de hydrotermalt dannete karbonater, ligger mellom beregnete verdier for *¹³C i likevekt med de lokale siluriske kalksteiner og *¹³C for magmatisk vann i likevekt med et kontaminert Drammensgranitt-magma. Dette støtter beregningene basert på *¹⁸O om ca. like store deler med "skorpevann" og magmatisk vann der malmdannelsen fant sted på Konnerud.

Ved hjelp av isotopisk massebalanse er det i denne blandingsmodellen beregnet at vannet med temperatur 320EC hadde *18O pa 2 ‰ og hadde ca. 40% skorpevann tilblandet det magmatiske vann; vannet med 280EC hadde *¹⁸O på 0,9 ‰ og ca. 60% skorpevann tilblandet; vannet med 240EC hadde *¹⁸O pa 0 ‰ og ca. 70% skorpevann tilblandet; og vannet med 180EC hadde *¹⁸O pa -1,2 ‰ og ca. 80% skorpevann tilblandet. Disse beregnete blandingsforhold ble lagt til grunn for var termokjemiske modellering.

Metall- og svovel-budsjett

Metallene og svovel kan ha hatt forskjellige kilder. Ut fra Konnerudverkets produksjonsdata, isotopdata og geologiske forhold, er det hensiktsmessig å gjennomføre beregninger som sannsynliggjør forskjellige modeller for malmdannelsen på Konnerud (Telstø, 1998).

Modell 1: Metaller og svovel fra Et mantel-derivert granittmantelen. magma har her ikke hatt noen interaksjon med sine omgivelser, og har avgitt samtlige metaller og svovel til forekomsten. Ut fra relevante fordelingsfaktorer for metaller mellom magma og det utskilte magmatiske vann, beregnes det mer enn nok kobber, men for lite sink, bly og svovel. Forventet *³⁴S i magmatisk svovel fra mantelen skulle vært ca. 0 ‰ (Ohmoto & Rye, 1979), mens H₂S i den mineraliserende løsning på Konnerud ble beregnet til ca. -5 ‰. Denne enkleste magmatiske modellen, som mange forestiller seg er representativ for dannelse av kontakt-skarn-forekomster, er derfor ikke tilstrekkelig for a balansere metall- og svovel-budsjettet.

Modell 2: Metaller og svovel fra mantel og assimilert alunskifer. I denne modellen har magmaet assimilert 10% alunskifer. Denne skifermengden er blitt anslatt ved studier av strontium-isotoper og sporelementer (Walder & Segalstad, 1986; Walder, 1992; Walder & Segalstad, in prep.). Alunskifer har et høyt innhold av kobber, sink, bly og svovel. Magmaet hadde allerede et visst metalloa svovelinnhold fra sin mantelopprinnelse, men fikk tilført mer metall og svovel gjennom assimilasjonsprosessen. Imidlertid har alunskiferens svovel høve verdier for *³⁴S (Segalstad, 1992), slik at *³⁴S for blandingen vil bevege seg ytterligere vekk fra beregnet *³⁴S for malmdannende H₂S på Konnerud. Selv om modellen gir mer enn rikelig med svovel (ca. 15 ganger mer enn beregnet mengde i uttatt malm), balanseres imidlertid ikke metallbudsjettet for sink og bly. Den magmakontaminerte modellen blir derfor heller ikke tilstrekkelig for a forklare de observerte data.

Modell 3: Metaller og svovel fra mantelen, fra assimilert alunskifer og vertsbergart, samt avgassing av svoveldioksid. Modellen har samme utgangspunkt som foregående modell, men før den vandige fasen skilte seg fra

magma, ble noe av svovelet avgasset som SO₂. Denne avgassingen kan ha foregatt under dannelsen av Lindem- og/eller Fjellbreksjen og/eller langs forkastningene langs graben-strukturen på Konnerud. Avgassing av SO₂ fører til at SO₂ anrikes på ³⁴S, mens gjenværende svovel i magmaet vil anrikes på ³²S (Zheng, 1990). En Rayleigh fraksjonerings-beregning viser at nesten 99% av alt svovel må avgasses for a gi magmaets gjenværende H₂S en *³⁴S på -5 ‰. En slik avgasset mengde SO₂ er ikke urimelig, sammenlianet med menader fra målte vulkanutbrudd (Palais & Sigurdsson. 1989). Imidlertid kan det ikke utelukkes at svovel med negativ *34S fra kalkstein (Segalstad, 1982) kan ha vært tilført malmen fra skorpevannet. Modellens beregninger (Tabell 1) sannsynliggjør at mesteparten av sink og kobber kom fra både mantelen og assimilert alunskifer, men at vertsbergartene har hatt et betydelig potensiale til a bidra med sink, oa mesteparten av bly og svovel. Modellen tilfredsstiller også svovelisotopdataene. Dessuten forklares forekomstens varierende svovelisotop-verdier, som kan skyldes en inhomogen svovelkilde med svovelbidrag fra forskjellige kilder med forskiellige *34S.

betydelig svovel-bidrag Et fra vertsbergartene på avsetningsstedet, og relativt svovelfatting en magmatisk løsning, vil også være gunstig for transport og avsetning. En stor andel av metallene kan da transporteres med den magmatiske løsning som kloridkomplekser, mens metallsulfider kan felles når den magmatiske løsning avkjøles, samtidig som den blandes med skorpevann med oppløst svovel og noe metaller ekstrahert fra vertsbergartene.

Drammensgranitt-magmaet må ha utgjort et betydelig malmdanningspotensiale. Olsen & Griffin (1984b) paviste meget høyt metallinnhold i væskeinneslutninger fra Drammensgranitten: Representative konsentrasjoner av metaller i den magmatiske løsning ville være 1300 ppm sink, 220 ppm kobber, og

Tabell 1. Oversikt over beregnet masse (i tonn) for viktigste grunnstoffer i Konnerud gruver fra forskjellige bidragsytere iht. Modell 3: Metaller og svovel fra mantelen og assimilert alunskifer etter avgassing av svoveldioksid (kolonne 3) og potensielt bidrag fra vertsbergarten til forekomsten (kolonne 4) (Telstø, 1998).

GRUNNSTOFF	PRODUK- SJONSDATA KONNERUD GRUVER	ANRIKET I MAGMATISK VANN ETTER AVGASSING	POTENSIELT BIDRAG FRA VERTS- BERGART	SUM MULIG BIDRAG FRA MAGM. VANN + VERTS-B.A.
Kobber	ca. 36	7225	162	7387
Sink	ca. 1700	1190	764	1954
Bly	ca. 600	267	676	943
Svovel	ca. 1000	210	2664	2875

200 ppm jern. I følge Barnes (1979) er en løsning med mer enn 10 ppm av slike metaller tilstrekkelig til å danne en malmforekomst (under forutsetning av at systemet tilfredsstiller andre nødvendige kriterier til energi, størrelse, permeabilitet for løsningene, og avsetningsmuligheter).

Termokjemisk modellering av malmdannelsen

hjelp av fundamentale Ved energirelasjoner, sakalte termodynamiske data. forbindelser, kjemiske kan mellom mineralstabiliteter og konsentrasjoner av stoffer i løsning beregnes ut fra observerte for forekomsten. For utgangsdata løselighet av metaller ble dataprogrammet GEOMOD (Norman et al., 1988) benyttet. Termokjemisk beregning av mineralgjort vha. stabiliteter ble dataprogrammene FO2PH og FO2T (Ripley & Ohmoto, 1979), betydelig modifisert og utvidet av bl.a. Segalstad og hans forskningsgruppe.

Det ble først beregnet fellingseffektivitet for små forandringer i relevante parametre av betydning for malmdannelsen: Fortynningsgrad, pH (surhetsgrad), og temperatur. Forandring i trykk vil ikke ha særlig effekt på utfellingen, fordi de kjemiske likevektskonstantene er lite trykkavhengige for faste mineralfaser (Fletcher, 1993).

Man ville først anta at temperaturfall og fortynning av løsningen var det som ville føre til utfelling av malmens metallsulfider (under forutsetning av at de kjemiske komponenter var til stede i tilstrekkelige mengder). Modelleringen at temperaturfall og imidlertid viste fortynning av løsningen alene ikke er tilstrekkelig til å felle ut de observerte metallsulfider i Konnerud gruver. Beregningene viser i stedet at den mest effektive fellingsmekanismen er en pH-økning fra 4 til 5.

For modelleringen ble blandingsforhold benyttet som funnet fra isotopisk massebalanse for oksygen-isotoper, referert ovenfor. Den vandige løseligheten av metaller er ekstremt pH-avhengig. Modelleringen av metall-løselighet ved 320 og 300EC måtte gjøres ved pH 4 for å få løst tilstrekkelig med metaller. For å få en effektiv felling av metall-sulfidene ved 280EC er pH i modellen øket til 5, etter ytterligere blanding med skorpevann, som hadde en høyere pH (beregnet pH = 6) etter å ha oppnådd likevekt med de lokale kalksteiner. Ved 180EC er pH satt til 6 i modelleringen. Saltholdigheten av de forskjellige blandingene ble satt iht, målte saltholdigheter fra væskeinnesiutningene.

Metall-igseligheter ble i denne modellen beregnet for vandlae sinkkomplekser i likevekt med sinkblende, blvkomplekser i likevekt med blyglans, sølvkomplekser i likevekt med sølvalans, kobber-komplekser i likevekt med kobberkis +/bornitt avhengig av stabilitetsforhold, jern-komplekser i likevekt med de forskjellige jernholdige mineraler avhengig av deres stabilitetsforhold, og gull-komplekser i likevekt med gu!

Modelleringen viser at det ved 320EC kan være løst opptil 10300 ppm sink, 500 ppm bly, 270 ppm sølv, 2000 ppm kobber, 700 ppm jem, og 8 ppm gull. Ved 280EC kan det bare være løst opptil 12 ppm sink, 0,4 ppm bly, 1 ppm sølv, 7 ppm kobber, 0.08 ppm jem, og 0.3 ppm gull. Fellingseffektiviteten for metallene fra 320 til 280EC, under modellens gitte forhold, er for sink og bly 99,9%, sølv og kobber 99.6%, jern 99.99%, og gull 96%. Dette under forutsetning at løsningen hele tiden er mettet på de respektive metaller i nærvær av de tilhørende mineraler. Den termokjemiske modellering gir her en kvantitativ. begrunnelse for tilstedeværelsen av malmforekomsten på Konnerud!

I den klassiske skamforekomst felles metall-kompleksene til metallsulfider ved reaksjon med vannoppløst H₂S. Samtidig dannes H*-ioner, som kan løse opp kalkstein og gi plass til de utfelte metall-sulfider (Seward & Barnes, 1997). elegante modellen er ikke Denne anvendbar på Konnerud-forekomsten. Vi observerer nemlig her at metallsulfider og kalkspat er utfelt i likevekt med hverandre, uten at kalkspat ser ut til å ha vært utsatt for syreangrep. Malmen har i stedet fatt plass i tektonisk dannede sprekker og hulrom i breksjer, og ser derfor ut som en hydrotermal forekomst dannet ved utfelling

i sprekker. Det betyr at pH unde utfellingen har vært tilstrekkelig høy til a kalkspat har vært stabil, og ikke gått oppløsning.

Ser vi på modelleringens beregn inger av de enkelte metall-kompleksert konsentrasjoner, vil det for sink være [ZnCl₂]²⁻ som dominerer over 250EC [Zn(HS)3] vil ha ubetydelig forandring løselighet innenfor det aktuelle temperaturomrade, sa bisulfidkomplekset vil ikke kunne bidra til felling av sinkblende i forekomsten. For bly vil det være de vandige kompleksene [PbCl2] og [PbCl] som dominerer over 290EC. Løseligheten av [PbS(H₂S)]⁶ er lavere enn 0,8 ppm over hele det aktuelle temperaturomradet, sa bisulfidkomplekset vil heller ikke bidra nevneverdig til malmdannelse av blyglans her.

For sølv er det [AgCl₂] som er det dominerende komplekset for transport av Alle til forekomsten. andre sølv sølvkomplekser vil ha løseligheter mindre enn 1 ppm mellom 320 og 180EC. For kobber er det hovedsakelig [CuCl]^o som bidrar til kobbertransport til malmen. Under 280EC vil ca. 10 ppm kobber holde seg i løsning som Cu⁺, og bidra til mobilisering av kobber i den sene fase av mineraldannelsen. For jern vil de aktuelle komplekser være [FeCl] og [FeCl2].

For gull ville $[AuCl_2]$ vært et aktuelt kompleks for transport av gull over 280EC, men under denne temperatur vil bisulfidkompleksene $[Au_2(HS)_2S]^2$ og $[Au(HS)_2]$ øke sin stabilitet, og effektivt løse opp og transportere vekk eventuelt gull som måtte ha blitt utfelt i malmen. Dette er en mulig forklaring på det lave gullinnhold i Konnerud-malmen.

Termokjemisk modellering av sen hematittisering (oksidering)

Den sene nedbrytning av kobberkis, dannelse av bornitt, deretter nedbrytning av bornitt og dannelse av ny kobberkis sammen med hematitt, kan forklares som en oksidering av malmen fra en beregnet log oksygen-fugasitet på -45,6 til -39,6 bar ved 180EC i en løsning dominert av

skorpevann ved pH = 6 (Fig. 2).

Beregningene viser at under oksideringen øker løselighetene av kobber og gull, mens løselighetene for sink, bly og sølv er konstant. Det vil si at kobber har vært mobil og har hatt god mulighet for den observerte deltagelse i oppløsning og utfelling av forskjellige kobber-mineraler på dette sene stadium av den hydrotermale mineraldannelse. Eventuelt dannet gull ville hatt god mulighet for a løses opp og transporteres vekk. Allerede utfelt sinkblende, blyglans og sølvglans forventes å forbli stabile ved dette stadium, mens løsningen kan inneholde så meget som 200 ppm Cu⁺ når stabiliteten av hematitt er nådd.



Fig. 2. Beregnede mineralstabiliteter projisert i planet pH (surhetsgrad) vs. log fo₂ (logaritmen til oksygen-fugasitet; termodynamisk uttrykk for trykk for reelle gasser, målt i bar) for sene mineralreaksjoner assosiert med først nedbrytning og senere nydannelse av kobberkis (cp) sammen med hematittisering (hm), som følge av oksidering langs pilen. Øvrige forkortelser: py = pyritt; bn = bornitt; po = magnetkis (pyrrhotitt); mt = magnetitt; cc = kalkspat (stabil over og til høyre for stiplet linje). Diagrammet er konstruert ved 180°C og følgende molaliteter (konsentrasjoner som antall mol oppløst stoff pr. kg vann): K = 0,005; Na = 0,05; Ca = 0,01; Ba = 0,001; Mg = 0,004; log Cu = -3,2; Cl = 0,07; Σ S = 0,002; Σ C = 0,006.

Konklusjon

Drammensoranittens intrusion for ca. 265 millioner år siden førte til en grabendannelse i overliggende bergarter ved Konnerud. Siluriske kalksteiner og skifre ble metamorfosert til henholdsvis marmor og hornfelser (bestående av pyroksen, plagioklas) i temperaturgranat og 700 til 580EC. intervallet En tidlia skarndannelse dannet granat og pyroksen mellom 490 og 430EC. En senere skarndannelse fant sted ved ca. 420EC. da tidligere dannete granater oa pyroksener omdannet ble til nye pyroksener. Et enda senere skarn (epidotskarn) bestaende av epidot, Kfeltspat og kalkspat ble dannet mellom 420 og 280EC. Temperaturomradene er estimert ut fra termodynamiske data for de observerte mineralers stabilitetsområder. Hornfels og skarn kuttes av en rekke mineraliserte arer, inneholdende sinkblende. blyglans, kobberkis. pyritt, magnetkis, kalkspat, kvarts, kalifeltspat og flusspat, utfelt av hydrotermale løsninger.

Hoved-sulfid-fellingen fant sted mellom 300 og 280EC som følge av blanding av magmatisk vann med skorpevann, bekreftet av væskeinneslutnings-termometri, karbon- og oksygenisotoper og termokjemisk modellering. Den termokjemiske modellering viser at en assosiert pH-økning fra 4 til 5 var essensiell, og ville medvirke til en fellingseffektivitet for de transporterte metallklorider på mer enn 99%. Ved 180EC fant det sted en oksidering av malmen i en løsning dominert av skorpevann ved pH 6, som førte til mobilisering av kobber, samt oppløsning og utfelling av kobbermineraler assosiert med hematittisering.

Utregnede oksygenfugasiteter og funnete dannelsestemperaturer for hovedsulfid-fellingen og den senere oksideringen er tegnet inn i Fig. 3.

Svovel-isotoper og beregninger av metall- og svovelbudsjett viser at svovel i stor grad hadde sin opprinnelse fra vertsbergartene til forekomsten. Drammensgranitten bidro med metaller (kobber og sink) både fra mantelen og fra assimilert alunskifer, men også vertsbergarten må ha bidratt med metaller (særlig bly og også sink) til Konnerudgruvene.

Takk

Forfatterne vil benytte anledningen til å takke stiftelsen Konnerudverket Konnerudverkets venner, ved Nils Otto Larsen og Toralf Kristiansen, for tilgang til gruvene og for øvrig hjelp og opplysninger. Arbeidet ble gjort mulig ved at Norges Forskningsråd avbrøt forskningsstøtten til forfatternes pågaende studier av sink- og blyforekomster på Svalbard, slik at arbeidet, av økonomiske hensyn, måtte flyttes til en forekomst nær Oslo. Det presenterte forskningsarbeidet er finansiert av Mineralogisk-Geologisk Museum, Universitetet i Oslo. En takk gar også til Fred Steinar Nordrum ved Norsk Bergverksmuseum, for invitasjonen til å presentere resultatene fra dette arbeidet på Kongsberg Mineralsymposium 2002.

Referanser

BARNES, H.L. (1979): Solubilities of ore minerals. *In* BARNES, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits,* 2nd edition, 404-460. John Wiley, New York.

BURNHAM, C.W. & OHMOTO, H. (1980): Late stage felsic magmatism. *Mining Geology Special Issue* **8**, 1-11.

EINAUDI, M.T., MEINERT, L.D. & NEWBERRY, R.J. (1981): Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 317-391.

EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. (1962): Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *Journal of Petrology* **3**, 82-125.

FLETCHER, P. (1993): Chemical Thermodynamics for Earth Scientists, 464 pp. Longman Scientific & Technical, Essex.

FRØYLAND, M. & SEGALSTAD, T.V.



Fig. 3. Beregnede mineralstabiliteter projisert i planet temperatur (i grader C) vs. log fo₂ (i bar) med relevans for dannelsen av Konnerud-forekomstene. Pilene mellom punktene 1 til 6 representerer utvikling i tid og væskeutvikling fra adskillelse fra [1] Drammensgranittmagmaet, [2] dannelse av hornfels (dannet ved varmevirkning), [3] tidlig skarn, [4] sen skarn, [5] sulfidmineral-dannelse, og [6] sen oksidering (hematittisering) av Konnerudforekomstene. Diagrammet er konstruert for ca. 500 bar totaltrykk (valgt mellom formodet lithostatisk trykk ca. 800 bar og hydrostatisk trykk ca. 300 bar, relevant for dannelsen av forekomstene); pH = 5; Σ S = 0,01 molal; Σ C = 0,01 molal; molbrøk CO₂ = 0,1. Ved høyere andel CO₂ ville sideritt stabiliseres under ca. 230°C på bekostning av hematitt og magnetitt. Referanser til de viktigste relevante mineralstabiliteter og mineral-likevekter for hornfels og skarn, se Einaudi et al. (1981). For konstruksjon av bufferlinjene er følgende grunnlagsdata benyttet: For hematitt (hm) / magnetitt (mt), nikkeloksid (NiO) / nikkel (Ni), og kvarts (qz) + magnetitt (mt) / fayalitt (fa) "QFM-bufferen" etter Eugster & Wones (1962); for CO₂ / CH₄ og SO₂ / H₂S etter Ohmoto & Kerrick (1977); for [HSO₄]⁻ / SO₂ og [HSO₄]⁻ / H₂S etter Pisutha-Amond & Ohmoto (1983). Øvrige forkortelser: ad = andraditt; hd = hedenbergitt; wo = 47 wollastonitt; cc = kalkspat.

(1992): Geochemistry of lead-zinc sulfide deposits in the Fiskum Area, Southern Norway. 20th Geological Winter Meeting, Reykjavik, 44.

GOLDSCHMIDT, V.M. (1911): Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskapsselskapets Skrifter, I. Matematisk-Naturvidenskapelig Klasse 1911 (1), 483 pp.

HAGGERTY, S.E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *In* RUMBLE, D., III (Ed.): Oxide minerals. *Mineralogical Society of America Short Course Notes (Reviews in Mineralogy)* **3**, 101-300.

IHLEN, P.M. (1986): The Konnerudkollen skarn deposits - a roadlog. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca* **59**, 43-48.

INESON, P.R., MITCHELL, J.G. & VOKES, F.M. (1975): K-Ar dating of epigenetic mineral deposits: an investigation of the Permian metallogenic province of the Oslo Region, southern Norway. *Economic Geology* **70**, 1426-1436.

JOHANSEN, D.W. (1981a): Mineraler fra Drammenstraktene. In Halsen, O.: Turer i Drammenstraktene, 112-116. Drammen Geologiforening, Drammen.

JOHANSEN, D.W. (1981b): Mineraler funnet ved Konnerud gruver. *NAGS-nytt* 8 (1), 15.

JOHANSEN, K. (2002): Mineraler på Konnerud. Stiftelsen Konnerudverket / Konnerudverkets venner. http://www.konnerud.no/gruve/gruvene.ht m

KRAUSE, H. (1965): Contribution to the mineralogy of Norway, No. 33. Idaite, Cu₅FeS₆, from Konnerud near Drammen. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **45**, 417-421.

NEUMANN, E.-R. (1972): The distribution of Mn²⁺ and Fe²⁺ between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *American Journal of Science* **274**, 1974-1088.

NEUMANN, E.-R. (1976): Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos* **9**, 85-109.

NEUMANN, H. (1985): Norges mineraler. Norges Geologiske Undersøkelse, Skrifter 68, 278 pp.

NILSEN, Ø.J. (1993): Konnerudområdets sekundærmineraler. Stein 20 (1), 12-21.

NORMAN, D.I., CROWLEY, N., APODACA, L., BEHR, C. & WALDER, I.F. (1988): Modeling precious metal deposition of epithermal ore fluids using data from micro analysis of fluid inclusions. I: Experimental investigations of hydrothermal processes: Applications to ore deposit genesis. The Mineral Exploration Reserch Institute, Montreal, Quebec, Canada, 19.

NORMAN, D.I., HOLT, L.E. & LANDIS, G.P. (1979): Chemistry of post-magmatic fluids associated with alkalic intrusives, Oslo, Norway. *EOS* 60, 974.

OHMOTO, H. & KERRICK, D. (1977): Devolatilization equilibria in graphitic systems. *American Journal of Science* **277**, 1013-1044.

OHMOTO, H. & RYE, R.O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. *In* BARNES, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition, 509-567. John Wiley, New York.

OLSEN, K.I. & GRIFFIN, W.L. (1984 a): Fluid inclusion studies of the Drammen granite, Oslo Paleorift, Norway. I. Microthermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **87**, 1-14.

OLSEN, K.I. & GRIFFIN, W.L. (1984 b):

Fluid inclusion studies of the Drammen granite, Oslo Paleorift, Norway. II. Gasand leachate analyses of miarolytic quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **87**, 15-23.

PALAIS, J.M. & SIGURDSSON, H. (1989): Petrologic evidence of volatile emissions from major historic and pre-historic volcanic eruptions. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* **52**, 31-53.

PISUTHA-ARNOND, V. & OHMOTO, H. (1983): Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko District of Japan. *Economic Geology Monograph* **5**, 523-558.

RAADE, G. (1968): Contribution to the mineralogy of Norway, No. 39. Bavenite from druses in the biotite granite of the Oslo Region. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **48**, 259.

RIPLEY, E.M. & OHMOTO, H. (1979): A FORTRAN program for plotting mineral stabilities in the Fe-Cu-S-O-system in terms of log (Γ SO₄ / Γ H₂S) or log fo₂ vs. pH or T. *Computers & Geosciences* 5, 289-300.

SEGALSTAD, T.V. (1982): Geokjemi av stabile isotoper i Oslo-riften. *Geonytt* **17**, 44-45.

SEGALSTAD, T.V. (2001): Gedigent sølv fra Kongsberg. *In* ROALDSET, E. & SJULSEN, S.-E. (Eds.): *Høydepunkter utvalgte attraksjoner*, 34-39. Universitetets naturhistoriske museer og botanisk hage, Universitetet i Oslo.

SEGALSTAD, T.V. & OHMOTO, H. (1986): Magmatic and crustal waters in hydrothermal solutions associated with ore deposition in the Permian Oslo Rift, Norway. *Terra Cognita* **6**, 555. SEWARD, T.M. & BARNES, H.L. (1997): Metal transport by hydrothermal ore fluids. In BARNES, H.L. (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd edition, 435-486. John Wiley, New York.

SUGAKI, A., SHIMA, H. & KITAKAZE, A. (1980): Miharaite, Cu₄FePbBiS₆, a new mineral from the Mihara mine, Okayama, Japan. *American Mineralogist* **65**, 784-788.

TELSTØ, L. (1998): Geokjemi av malmdannende prosesser ved Konnerud Zn-Pb-Cu-skarnforekomst, Drammen. Upublisert Cand.scient. hovedoppgave, Universitetet i Oslo, 250 pp.

TELSTØ, L. & SEGALSTAD, T.V. (1999): Geokjemi av sink-bly-kobbermineraliserende løsninger tilknyttet skarndannelse. *Geonytt, Norsk Geologisk Forenings landsmøte, Stavanger,* 97-98.

WALDER, I.F. (1992): Geology and geochemistry of the molybdenum mineralization of the Drammen granite, Permian Oslo Rift, Norway. Unpublished Ph. D. thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, 246 pp.

WALDER, I.F. & SEGALSTAD, T.V. (1986): Hydrothermal vein molybdenum deposits associated with the Drammen biotite granite in the Permian Oslo Rift, Norway. *Terra Cognita* **6**, 556.

WALDER, I.F. & SEGALSTAD, T.V. (in prep.): Hydrothermal vein molybdenum deposits associated with the Drammen biotite granite in the Permian Oslo Rift, Norway. Manuskript, 25 pp.

ZHENG, Y.-F. (1990): The effect of Rayleigh degassing of magma on sulphur isotope composition: a quantitative evaluation. *Terra Nova* **2**, 74-78.