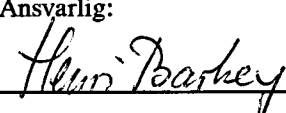


NGU Rapport 91.266

**Undersøkelse av innhold av platina-gruppe
elementer (PGE) og gull i ofiolittfragmenter
og overliggende sedimentære bergarter,
Nevernes og Nordfjellmark, Velfjord,
Nordland.**

Rapport nr. 91.266		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Undersøkelse av innhold av platina-gruppe elementer (PGE) og gull i ofiolittfragmenter og overliggende sedimentære bergarter, Nevernes og Nordfjellmark, Velfjord, Nordland.				
Forfatter: Lars Petter Nilsson og Brian A. Sturt		Oppdragsgiver: NGU / Nordland fylkeskommune		
Fylke: Nordland		Kommune: Brønnøy		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Mosjøen		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1825-4 Velfjord		
Forekomstens navn og koordinater: Nevernes senterkoord. (8800/5800) Nordfjellmark senterkoord (9100/4300)		Sidetall: 49		Pris: 290,-
Feltarbeid utført: 19.6.-23.6.90		Rapportdato: oktober 1994		Prosjektnr.: 67.2437.01
				Ansvarlig: 
Sammendrag: <p>Innholdet av platina, palladium og gull er undersøkt i flere ofiolittfragmenter og overliggende sedimentære bergarter på strekningen fra Nevernes i nord til Nordretjern i syd. Analyseresultatene (se tabell 1) viste at ikke én av de 118 analyserte prøvene hadde betydelig anomale verdier av Pt, Pd eller Au. 5 krommalmpøver ble videre analysert på Au og alle platina-gruppe elementene (Os, Ir, Ru, Rh, Pt og Pd), men heller ikke her framkom betydelig anomale verdier (tabell 2).</p> <p>Undersøkelsen bekreftet likevel noe av hovedtanken bak prosjektet, nemlig en obdusert ofiolitt med forvitring, transport, sedimentasjon og eventuell anrikning av ofiolittderiverte tungminerale i de overliggende sedimentene. Ultramafittfragmentet i Gunnardalen (UTM 9075/4375) viste et høyt sulfidinnhold (vesentlig i form av magnetkis) og den overliggende sandsteinssekvensen var også anomalt sulfidanrikt. Mikroskopering og mikrosondeanalyser viste at magnetkis med pentlandittlameller har overlevd forvitring, erosjon, transport, sedimentasjon og ev. resedimentasjon, diagenese og metamorf rekrystallasjon på veien fra magmatisk inneslutning i ultramafisk silikatbergart til rekrystallisert inneslutning i metasandstein. Rapporten konkluderer med at flere lokaliteter i tilknytning til ofiolitt-fragmenter i Nord-Trøndelag og Sør-Helgeland bør undersøkes fordi denne undersøkelsen kun har tatt for seg et begrenset område hvor vi fra tidligere har kjent til at sandsteinssekvensene over ofiolittfragmentene har vært oksyd- og sulfidførende.</p>				
Emneord: Geologi		Gull		
Kjemisk analyse		Tolkning		
Platinametall		Fagrapport		

Innhold

	side
1 Innledning	5
2 Beskrivelse av de enkelte prøvelokaliteter og prøveprofiler	6
2.1 Kvernhusenget	6
2.2 Nordretjern	7
2.3 Gunnardalen	7
2.4 Markaelv	8
2.5 Nordfjellmarkveien (midtre og øvre deler)	8
2.6 Nevernes (diverse lokaliteter)	9
2.7 Veien mellom Medby og bunnen av Langfjorden	9
2.8 Syd for Sausvatnet	10
3 Kommentarer til analyseresultatene i tabell 1 og 2	11
3.1 Utførelsen av analysene	11
3.2 Påliteligheten av analysene	11
3.3 Diskusjon av analyseresultatene	12
3.4 Generell diskusjon	14
4 Mikroskopundersøkelse av opakmineralene	16
4.1 Kommentarer til de enkelte lokaliteter	16
5 Mikrosondeundersøkelse	17
5.1 Kommentarer til resultatene i tabell 4	17
5.2 Kommentarer til elektronbildene i fig.11B og C.	18
6 Noen kommentarer til prosjektforslagets begrunnelse	20
7 Konklusjoner og anbefalinger	21
8 Etterord	22
9 Litteraturliste	23

- Tabell 1. Innhold av Au, Pt og Pd i ppb i ultramafiske (ofiolitt) 38
 bergarter og overliggende sedimenter, Nordfjellmark - Nevernes,
 Velfjord, Nordland.
- Tabell 2. Innhold av Au, Pt, Pd, Ru, Rh, Ir og Os i ppb i krommalm fra 46
 Nevernes ofiolittfragment, Velfjord; Krutvassrøddiken
 serpentinitlinse, Krutvassdal, Hattfjelldal kommune og Ørnstolen
 ultramafittlinse, Selsøyvik, Rødøy kommune.
- Tabell 3. Mikroskopundersøkelse av opakmineraler i sulfidførende ultramafiske 47
 ofiolitt-bergarter (merket um) og overliggende sandsteiner (merket sst), Nevernes
 og Nordfjellmark, Velfjord.
- Tabell 4. Representative analyses of troilite (tr), hexagonal pyrrhotite (hpo), monoclinic 49
 pyrrhotite (mpo), pentlandite (ptl) and arsenopyrite (asp) in metamorphosed
 ultramafic rocks (um) and sedimentary overlying metasandstones (sst) from
 Gunnardalen, Nordfjellmark area, Velfjord-Tosen region, Central Norwegian
 Caledonides.
- Appendiks 1. Innhold av Au i diverse sulfid-mineraliseringer i de stratigrafisk øvre deler
 av Leka-ofiolitten (alle data er hentet fra E. Rundhovdes dr.ing.-avhandling
 1992).
- Appendiks 2. Sturt, B.A., Andersen, T.B. & Furnes, H. 1985: The Skei Group, Leka. An
 unconformable clastic sequence overlying the Leka ophiolite. I: Gee, D.G.
 & Sturt, B.A. (red.) The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas.
 John Wiley, New York, 657-669.
- Appendiks 3. Eksempler på supergen anrikning av Au i laterittprofiler fra Eastern
 Goldfields, Western Australia. (Figurer + tekst kopiert fra: The regolith and its
 exploration and economic significance; sammenstilt av R.R.Anand. I: An
 international conference on crustal evolution, metallogeny and exploration of
 the Eastern Goldfields, Excursion Guidebook, Record 1993/53; sammenstilt av
 P.R.Williams og J.A.Haldane.
- Appendiks 4. Lars Petter Nilsson & Brian A. Sturt:
 Magmatic and detrital pyrrhotite and pentlandite and magmatic troilite from
 Nordfjellmark, Velfjord-Tosen region, Central Norwegian Caledonides.
 (manuskript akseptert for publikasjon i F&U-temanummer av NGU-Bulletin
 høsten 1994).

1 INNLEDNING

Ideen bak prosjektet har vært å teste om de sedimentære bergartene som ligger med avsetningskontakt på ofiolitt-fragmentene i Velfjordområdet kunne være anrikt på Au og/eller platina-gruppe elementer (PGE) derivert fra ofiolittene. Prosjektideen modnet fram til et prosjektforslag i løpet av våren 1990, og en endelig utgave av dette ble godkjent i direktørkollegiet 18.06.90.

Feltarbeidet (prøvetakingen) ble utført av BAS og LPN i dagene 19.06 - 22.06 1990. Tilsammen 7 hovedlokaliteter (lokalitetsområder/prøveprofiler) ble undersøkt og prøvetatt. I tillegg stilte Terje Thorsnes prøvemateriale fra sin hovedfagsoppgave velvilligst til vår disposisjon.

Tilsammen 118 prøver ble valgt ut for analyse på Au, Pt og Pd. 106 av disse ble tatt innenfor de sedimentære sekvensene over ofiolittfragmentene, mens de resterende 12 prøvene ble tatt innenfor ofiolittfragmentene (metaharzburgitt, serpentinit, kromitt-impregnasjon i metadunit, osv.). Videre ble 5 krommalmprøver fra Nevernes analysert på alle de 6 platina-gruppe elementene Os, Ir, Ru, Rh, Pt og Pd samt på Au. Enn videre ble 7 andre krommalmprøver fra to andre krommalm-områder i Nordland (Rødøy og Hattfjelldal) analysert på de samme elementene for sammenligning. Krommalmprøvene var samlet inn av LPN under tidligere oppdrag i Nordland.

Prøvematerialet ble preparert og klargjort for ekstern analyse på NGU's laboratorium sommeren 1990 og sendt til Sheen Analytical Pty Ltd, Western Australia høsten samme år. Sheen Analytical var på det tidspunktet det eneste laboratorium som analyserte kvantitativt på alle platina-gruppe elementene på kommersiell basis og med gode resultater. Resultatet av analysene ble rapportert tilbake til NGU 14.03.91.

Analyseresultatene var ikke oppmuntrende; ingen Au, Pt eller Pd-verdier særlig mye over bakgrunnsnivå fremkom (tabell 1). En av krommalmprøvene viste en moderat anriking i Os, Ir og Ru-innhold (sum = 520 ppb), men også dette er klart for lavt til å gå videre med i økonomisk sammenheng (tabell 2).

Det mest oppmuntrende med undersøkelsen var oppdagelsen av troilitt-lameller i hexagonal magnetkis i harzburgittfragmentet i Gunnardalen samt magnetkis med pentlandittlameller både i det samme harzburgittfragmentet og i de overliggende sandsteinene. Videre fant vi rikelig med magnetkis med pentlandittavblanding i en prøve fra den øverste delen av ultramafittfragmentet ved Nordretjern (=Tjønnbakken). Fra tidligere var tilsvarende po-ptl opptreden kjent fra Nevernes-området (Løseth 1985, side22), men så langt vi kan se den gang kun registrert og ikke beskrevet i detalj.

Rapporten ble skrevet ferdig i desember 1993. Den ble gjennomlest og kommentert av Terje Thorsnes (referee) på forsommeren 1994, og rettinger og forandringer ble foretatt i oktober 1994.

2 BESKRIVELSE AV DE ENKELTE PRØVELOKALITETER OG PRØVEPROFILER

Omtalen av prøvelokalitetene støtter seg i stor grad til de stratigrafiske beskrivelsene i hovedfagsoppgavene til Terje Thorsnes (1985) fra Nordfjellmark og Helge Løseth (1985) fra Nevernes samt deres felles publikasjon fra 1991 som omhandler begge disse områdene med en felles stratigrafisk nomenklatur.

2.1 Kvernhusenget (lok.1), fig.1, 2 og 3.

Lokaliteten på Kvernhusenget ble valgt fordi vi her hadde en blotning av hva vi antok kunne være selve kontakten mellom Vassbygdgruppens marmor og overliggende Gunnardalsskifre. Blotningen er i veiskjæring/veikant på sydsiden av en ny skogsbilvei som går opp langs Markaelva. Ofiolittfragmenter (metaharzburgitt) opptrer henholdsvis 1 km nord og 0,5 km syd for lok. 1, men er utkilt akkurat her på Kvernhusenget (fig.1 og 2).

Likevel anså vi lokaliteten verd å prøveta fordi det generelt er dårlig med blotninger i området og fordi lokaliteten rent stratigrafisk ikke kunne ligge langt over ofiolittnivået hvis dette var Gunnardalsskifer.

Fig. 3 viser kontakten på lok.1 i detalj. Over kalksteinen opptrer en mer eller mindre forvitret (jordomvandlet) og variabelt utviklet sandsteinssekvens. De enkelte lagene er vist i detalj, og mektigheter er angitt i cm. Lagene i den 1,5 m mektige prøvetatte sekvensen varierer fra lys, nær massiv sandstein til mørkere, sterkere foliert glimmerholdig sandstein (mørk skifer). Så langt vi kunne se er kontakten mellom kalksteinen og den overliggende sandstein en sedimentær kontakt med 15 cm finlaminert sandstein og skifer avsatt direkte på kalken. Her var ingen tegn til mylonittutvikling. Det ser ikke ut til å være noe skyveplan akkurat her slik som tolket på Thorsnes' oversiktskart i målestokk 1:12 500 (1985) eller på Fig. 4 i Thorsnes & Løseth (1991). Vi kan derfor ikke fastslå med sikkerhet om vår lok.1 er tatt nær toppen av Vassbygdgruppens bergarter eller nær bunnen av Gunnardalens(=Aunvatn) skifre. Thorsnes som har vært referee på rapporten sommeren 1994 sier følgende om denne kontakten og generelt om bergartskontaktene i Nordfjellmark-området: " Det er viktig å være klar over at bergartene har gjennomgått amfibolittfacies (medium-grad) metamorfose med omfattende rekrystallisering samtidig og etter skyvebevegelsene. Eksempelvis er den undre delen av den grovkornete Sørfjellet gabbroen redusert til en finkornet, tynnlaminert psammitt-liknende (hornblenderik) bergart, uten at mylonittstrukturer er synlig i felt. Det er kun ved å sammenligne med de mindre deformerte delene av gabbroen at man kan fastslå at dette er en rekrystallisert mylonitt. Det er derfor nødvendig å være litt mer forsiktig med å tolke denne kontakten som en primær avsetningskontakt, selv om muligheten på ingen måte skal avvises". Da dette bare er en meget liten blotning, og da det ellers ikke er andre blotninger innen rimelig nærhet

som kunne ha vært til hjelp ved tolkningen, velger vi å ikke forsøke å utdype problemstillingen sedimentær kontakt/skyvekontakt for denne lokalitetens vedkommende.

I tillegg til våre prøver fra lok.1 tok vi med en av Thorsnes' prøver (NFM 61, sulfidrik metasandstein) fra en blotning 200 meter nord for lok.1 til analyse. Denne lokaliteten ligger godt inne i Gunnardals-skiferen ifølge Thorsnes' kartlegging.

2.2 Nordretjern (=Tjønnbakken) (lok.2), fig.1, 2, 4 og 5

Forholdene ved Nordretjern lengst syd i det undersøkte området (fig.1) er langt enklere enn på Kvernhusenget. Her er et lite fragment av metaharzburgitt "Tjønnbakken ultramafite" med sedimentær kontakt mot overliggende Gunnardalsskifre (fig.4 og 5). Kontakten mellom de to enhetene er dårlig blottet i det sterkt myrlendte terrenget i området. Thorsnes hadde imidlertid tidligere funnet kontakten i en liten bekk (lok.2A-2K), og vi fant i tillegg en ny blotning i veigrøfta på en helt ny traktorvei gjennom området (lok.2L), se fig.4. Vi valgte å prøveta i detalj langs bekken med 13 prøver (fig.5) supplert med bare en sandsteinsprøve fra veigrøfta i tillegg.

Langs kontakten til omgivende bergarter er metaharzburgitten sterkt/totalt serpentinisert og viser tegn til begynnende talkomvandling. Den har imidlertid beholdt sin massive struktur helt inn til den siste halvmeteren fra kontakten mot overliggende skifre hvor den brått blir sterkt forskifret, noe mer fortalket samt mulig også klorittholdig. En 10-15 cm tykk finlaminert lys grønn skifer ligger med avsetningskontakt på serpentiniten. Derover følger en relativt lys, grågrønn, svakt foliert litt tykkbenket skifer, videre en kalkbenk, derpå diverse sandsteinslag med litt forskjellig utvikling. Vi tok 11 prøver innenfor de nederste 3,5 meter av sedimentsekvensen som vist i fig. 5. Det er relativt lite detritus fra serpentiniten selv i det underste 10-15 cm tykke skiferlaget rett over serpentinit-kontakten.

I tillegg til våre prøver fra kontakten mot overliggende skifre valgte vi ut Thorsnes' prøve NFM 153 fra de mer sentrale deler av ultramafitten for analyse, se fig. 2 for lokalisering. Dette var en prøve med en smal åre av kromitt-impregnasjon i verts-serpentiniten. Åren ble saget ut så rent som mulig før prøvepreparering.

2.3 Gunnardalen (lok.3), fig.1, 2 og 6.

De stratigrafiske forholdene er her ganske analoge med forholdene ved Nordretjern med en sandsteinssekvens avsatt direkte på et lite ofiolittfragment, av Thorsnes & Løseth (1991) benevnt metaharzburgitt tilsvarende som ved Nordretjern. Blotningsgraden er imidlertid mye bedre enn ved Nordretjern, særlig takket være de lange veiskjæringene som går på langs av ultramafittlinsen. Vi prøvetok sandsteinen i flere av veiskjæringene stratigrafisk

rett over den sydlige delen av den smale metaharzburgittlinsen (pr.3E-3H pluss senere medtatt TT's prøve NFM161) samt metaharzburgitt og metadunitt innenfor selve linsen litt lenger nord (pr.3i-A,3i-B og 3i-C), se fig.6.

Den særlig rødlig rustbrune vitringshuden på prøve 3i-A, B og C samt på blotninger vi observert i området omkring lok.3i var påfallende og stort sett noe ulik vitringshuden på Tjønnbakken-ultramafitten som vitert mer gråbrunt. Den rustne vitringsfargen skyldes et uvanlig høyt innhold av finfordelte sulfider, vesentlig i form av magnetkis som stedvis viser avblandingslameller av pentlanditt. Pentlanditt-avblandingen og teksturen forøvrig viser at det er primære, magmatiske sulfider vi har å gjøre med og ikke bare sekundære sulfider dannet ved tilførsel av svovel fra nabo-sedimentene under metamorfose. Svovel må ha vært tilstede på et tidlig tidspunkt, dvs. under bergartens krystallisasjon i mantelen. Dette er helt uvanlig for det lave stratigrafiske nivået i en ofiolitt som dette lille fragmentet antas å representere. Harzburgitten i Gunnardalen representerer et lite stykke utarmet mantel ("depleted mantle") som utgjør den laveste delen av en komplett ofiolittsekvens. Vanligvis opptrer sulfider først på et langt høyere stratigrafisk nivå innenfor ofiolittene, nemlig i gabbro-enhetene og i gang-komplekset ofte flere kilometer stratigrafisk over mantelharzburgitten. Flere av sandsteinsprøvene var også unormalt rustne på grunn av sulfidimpregnasjon. Sulfidene ble undersøkt spesielt ved mikroskopering og mikrosondeanalyser, se kapittel 4 og 5.

2.4 Markaelva (lok.4), fig.1, 2, 7 og 8

Hensikten med dette største av alle prøveprofilene (40 prøver) var å få et profil så komplett som mulig gjennom en smal, nedfoldet, sulfidførende sydlig utløper av Nordfjellmark-skiferen i Ånes-konglomeratet, fig.1 og 2. Fig.7 og 8 viser prøveprofilet i detalj. Det består av tre delprofiler med henholdsvis 21, 8 og 11 prøver i hvert av disse. Det ikke er helt samsvar mellom Thorsnes' kart (basis for fig.7) og våre observasjoner (fig.8) i detaljsskala. Grensen mellom Finnmyrbekken skifer (inkludert Granskaret kalkstein) og Ånes-konglomeratet burde ha vært flyttet minimum en 25-30 meter østover til et sted øst for den østlige enden av prøveprofilet, sml. fig.7 og 8. Profilet går hele veien gjennom en monotont utviklet, rusten (sulfidholdig) finlaminert metasandstein. Vår tanke var at dette kunne være en tungmineral-placer anrikning, derfor den store prøvetettheten med bare en meter mellom hver prøve. Nå viste imidlertid suceptibilitetsmålingene våre så lave verdier som 6×10^{-5} til 25×10^{-5} SI-enheter, verdier som praktisk talt utelukker magnetitt i prøveprofilet.

2.5 Nordfjellmarkveien (midte og øvre deler) (lok.5), fig.1, 2, og 7

Dette prøveprofilet består av 9 prøver tatt innenfor det som er kartlagt som de

tektonostratigrafiske enhetene Glømmen psammitt og Ånes-konglomerat av Thorsnes (1985). Enhetene består henholdsvis av kalkholdig, hornblende- eller kvartsrik sandstein (psammitt) og av et polymikt mafisk konglomerat. Prøvene er tatt i spredte blotninger langs Nordfjellmarkveien som vist i fig 7. Deformasjonsgraden til konglomeratet varierer en del fra sted til sted; prøve 5D og E er fra en blotning nær basis i konglomeratet hvor deformasjonen har vært meget sterk. Det er noe overlapp mellom Glømmen psammitt og Ånes-konglomeratet. Under arbeidet med prøvetakingen lokaliserte BAS en 20-25 meter bred linse/sone av mafisk konglomerat omtrent midt inne i Glømmen-psammitten. Tilsvarende er hornblende-rik psammitt lokalisert inne i Ånes-konglomeratet ifølge Thorsnes & Løseth (1991, side 13). Thorsnes' prøve NFM18 av matriksbåret mafisk konglomerat fra linsen inne i Glømmenpsammitten ble også tatt med til analyse; for lokalisering se fig.2.

2.6 Nevernes (diverse lokaliteter) (lok.6), fig.9 og 10.

Mellom Nevernes i nord og Aunvatnet i syd ligger et 4 km langt ofiolittfragment med overliggende avsetningskontakt som er blottet flere steder blant annet i veiskjæringer. Prøve 6A-6G, 6K, H147, H339, H344 og H345 er sulfidførende metasandsteiner tatt like over ultramafitt-kontakten, se fig.10. Prøve 6H-6J er kromitt-impregnasjoner i metadunitt (serpentinit) fra den midtre delen av ofiolittfragmentet øst for Flagholmen. Prøvene 2-14 til 17-2, alle fra 1978, (5 øverste prøver i tabell 2) er krommalm-prøver fra den midtre og nordlige delen av ofiolittfragmentet, se fig.9 og 10.

Rett over den massive ultramafitten på lok.6C-E kommer først en tynn talkskifer i selve kontaktsonen, deretter en sulfidførende kalkholdig sandstein hvori pr. 6C,D,E er tatt rett over hverandre med bare noen dm mellomrom. Umiddelbart derover følger en sekvens med kalkholdig skifer, garbenskifer, uren kalkstein og kalk-sandstein (kalk-psammitt). På lok.6F og 6G, henholdsvis 55 og 110 m lenger SØ, er også tatt tre prøver rett over hverandre begge steder. De er gitt betegnelsene 6F-1, 6F-2, 6F-3 og 6G-1, 6G-2, 6G-3.

2.7 Veien mellom Medby og bunnen av Langfjorden (lok.7), fig.9

Denne lokaliteten ligger omtrent midt mellom Nevernes og Nordfjellmark og omfattes ikke i noen av de to hovedfagsoppgavene eller i den refererte fellespublikasjonen til Thorsnes og Løseth. Området er kartlagt i liten målestokk av S. Kollung som angir bergartene her som glimmerskifer med tallrike kalksilikatbånd (Kollung 1967, Myrland 1972). Lokaliteten ligger i Aunvatn-skiferen på et stratigrafisk nivå ikke langt over ofiolittnivå. Lokaliteten er i veiskjæring i en krapp veisving øst for Medby og består av metasandstein med magnetkis-impregnasjon. 7 prøver ble tatt for analyse fra denne lokaliteten.

2.8 Syd for Sausvatnet (lok. Saus), fig.1

Mellom riksveien og Stormiddagshøgda ligger et ofiolittfragment av metaharzburgitt som vist i fig.1. Tre prøver ble tatt for analyse fra en lokalitet nær veien.

3 KOMMENTARER TIL ANALYSERESULTATENE I TABELL 1 OG 2

3.1 Utførelsen av analysene

Omlag 100 gram av hver av de grovknuste prøvene ble etter ankomst ved Sheen's laboratorium i Australia først sortert og tørket før pulverisering av alt materialet i ringmølle. Ved NGU males normalt bare en møllefylling på ca. 40 gram av hver enkelt prøve før analyse. Fordelen ved at så mye som mulig av materialet males er at et bedre homogenisert og derfor bedre representativt utsnitt går videre til analyse enn ved bare grovknusing, splitting og mølling av 40 gram av en gjennomsnittsprøve på 0,5 til 1 kg. Vi havnet her på et kompromiss fordi sending av hele eller nesten hele prøven til analyse ville gi alt for høye utgifter til flyfrakt (ca.100 kg materiale). Etter mølling er ca.25 gram materiale splittet ut og smeltet sammen med sølvtilsatt bly som "samlemedium". Den resulterende blyperlen som har fanget opp det som er av Au, Pt og Pd i prøven blir deretter løst opp i Kongevann (aqua regia) og analysert ved induktivt koblet plasma masse spektrometri (ICP MS) metoden.

Ved analyse på alle PGE (ref. tabell 2) er metoden den samme med unntak av samlemediet som her er nikkelsulfid i stedet for bly.

3.2 Påliteligheten av analysene

Sheen måler presisjonen ved å reanalysere 5% av prøvene. Presisjonen varierer med hvilket element det gjelder, hvor mye av dette som er tilstede i prøven og matriksmaterialets sammensetning. Generelt er standard-avviket +/- 15% ved 20 ganger deteksjonsgrensen for vedkommende element, dvs. +/- 3 ppb for Au hvor deteksjonsgrensen er 1 ppb og +/- 1,5 ppb for Pt og Pd hvor deteksjonsgrensen for begge er 0,5 ppb. For de øvrige PGE's vedkommende er deteksjonsgrensene angitt i tabell 2. Sheen legger også inn sine egne kontrollstandarder i analysematerialet samt at vi selv har lagt inn diverse av våre standarder fortynnet i forskjellige blandingsforhold. Videre har vi laget dubletter av enkelte av prøvene som vi har spredd rundt i prøveserien for å kontrollere eventuelle nivåforandringer på resultatene gjennom hele serien. Totalt sett skulle vi derfor ha god kontroll med påliteligheten av analyseresultatene. Tabell 1 side... og ... viser resultatet av analysen av våre standarder. STD 48 blandet i forholdet 1:14 med et nøytralt medium er kommet ut en god del for lavt, særlig på Au, mens samme standard blandet til 1:9 og lagt inn litt lenger bak i prøveserien er kommet ut meget tilfredsstillende i forhold til våre verdier. Vi kan spekulere mye over grunnen til avvikene i det ene tilfellet, men de er ikke av en størrelsesorden som setter spørsmål ved analyseresultatene. Dessuten er de 118 prøvene fra Velfjord bare en del av vårt samlede analyseoppdrag til Sheen den gangen. Velfjordprøvene kom som en del av en større rekke med prøver fra

flere steder i landet og i denne rekken hadde vi lagt inn standarder mange steder, og disse kom totalt sett ut med tilfredsstillende resultat.

3.3 Diskusjon av analyseresultatene

Analyseresultatene i tabell 1 taler langt på vei for seg selv. De langt fleste verdiene ligger på typisk bakgrunnsnivå med typiske små bakgrunnsnivå-variasjoner, både signifikante og ikke-signifikante, for alle de tre aktuelle elementene. Det er videre enkelte små signifikante anomalier, men ikke mye over bakgrunnsnivået.

For lok.1 er verdiene omtrent så lave som det går an å bli og uten nevneverdige variasjoner opp gjennom profilet.

For lok.2 viser tabellen noen svake men helt typiske og klare trekk så vidt over bakgrunnsnivå: Au er lavt hele veien med unntak av en liten diskordant åre av hydrotermalkvarts (fig.5) som har plukket opp det lille gullet som har vært tilgjengelig. Pt og Pd innholdet er videre høyere i ultramafitten enn i sandsteinene høyere opp i sekvensen, kanskje som ventet, men Pt og Pd er videre svakt anrikt nær toppen av ultramafitten (ca. 5x bakgr.=bg) samt i de 3 laveste sedimentprøvene (ca. 2-3x bg). Disse tre prøvene representerer de laveste 0,5 meter av den overliggende sekvensen. Det må bemerkes at Pt og Pd er anrikt i denne delen av sedimentsekvensen uten at sedimentene er særlig rike på silikat-detritus fra ultramafitten. Pt og Pd anrikningen dør brått ut i og med kalkleddet, prøve F-A og F-B i fig.5. Forholdet viser nettopp at Pt og Pd kan anrikes i sedimentære bergarter med avsetningskontakt på en ofiolitt. Det har klart foregått en selektiv anrikning av Pt og Pd i de underste sandsteinene målt i forhold til det silikat-detritus som har blitt med fra serpentiniten til de samme sandsteinene.

For lok.3 kan også gis noen spesifikke kommentarer. Au er ikke høyest rett over ofiolittkontakten, men kan synes å være høyest i den øvre delen av Gunnardalsskiferen med en maksverdi i den øverste prøven (3C) på 80 ppb, jfr. tabell 1, side 35 med fig.6. Pt har litt høyere verdier i ultramafitten enn i sandsteinen hvilket viser at det ikke har vært noen Pt anrikning i sedimentet, ihvertfall ikke like over kontakten. Til tross for det høye sulfidinnholdet både i ultramafitten og i sandsteinene er det verd å merke at det ikke er noen tilsvarende økning i Au, Pt eller Pd nivå her.

Lok.4: De 40 prøvene viser alle meget lave verdier. Au varierer mest som ventelig med noen få, små topper med opptil noen få ganger bakgrunnsnivået, mens Pt og Pd overhode ikke viser tegn til den minste anrikning i disse sulfidrike sandsteinene. Alle de tre elementene er noe forhøyet i kalkhorisonten (pr.4KK) sammenlignet med sandsteinene, Au er mest forhøyet.

Lok.5: Også her er verdiene meget lave. En svak anrikning i Pt på ca.5x bg (pr.5D) tilskrives konglomeratets opphavsmateriale nemlig Sørfjellet gabbro som tolkes som et parti av gabbrodelen av en ofiolitt.

Lok.6: Her kan spores svake, men likevel interessante trekk. Pr.6D og 6E begge tatt like over ultramafittkontakten (fig.9) viser en svak Pd-anrikning i forhold til bakgrunnsnivået i de ultramafiske bergartene (ca. 10-20x bg). Anomalien skyldes helst en placer-anrikning av små klastiske korn av/med edelmetaller. Siden Pd er tre ganger høyere enn Pt er en eventuell edelmetall-bærer eller et assosiert mineral trolig awaruit, heazlewooditt, pentlanditt, et annet Ni-sulfid eller kobberkis. Kromitt er trolig ikke bæreren, fordi Pt nesten alltid er høyere enn Pd i kromitt, jfr. pr.6H-6J, NFM153 og alle prøvene i tabell 2. Bakgrunnsnivået av Pd er som regel litt høyere i de ultramafiske silikatbergarene (serpentinitt, harzburgitt, dunitt, osv.) enn i de innesluttete kromitter (krom-malmer). Kromittene kan imidlertid lokalt oppvise meget høye Pd-verdier, f.eks. innen kromprovinsen på Nord-Helgeland (Rødøy,mm.). Pt er noen ganger klart høyere i kromitt/krommalm enn i vertsbergarten, f.eks. i tilfellet Osthammeren ved Røros. I Velfjord-området synes Pt-nivået å være omtrent det samme i kromitt/krommalm som i de ultramafiske silikatbergartene, sml. pr. 2A, 2B, 3i-A, 3i-B, 3i-C og Saus1,2,3 med pr.6H-6J og de fem første prøvene i tabell 2. Sausvatn-prøvene er noe høyere i Pt (og Pd) enn de øvrige silikatprøvene. Sammenlignes alle ultramafittprøvene i tabell 1 (pr.2A, 2B, 3i-A, 3i-B, 3i-C, Saus1, Saus2 og Saus3) ser vi at Pt gehaltene her er litt høyere enn Pd gehaltene i de aller fleste prøvene. Forøvrig fins små anomalier også blant de øvrige prøvene fra lok.6; pr.6H-6J viser f.eks. at Pt-Pd ikke er jevnt fordelt i kromittene. Dette kommer enda tydeligere fram i tabell 2.

Lok.7: Prøvene herfra viser ingen signifikante anomalier, og magnetkisen fører absolutt ikke noe Au, Pt eller Pd helt analogt med den store prøveserien fra lok 4 selv om de to lokalitetene sannsynligvis ligger på forskjellig stratigrafisk nivå. Det er ikke gjort noe detaljert arbeid med stratigrafien omkring lok.7.

Lok Saus.: De tre analyserte prøvene av sterkt serpentinisert og sterkt rusten mantelharzburgitt er svakt anomale på Pt og Pd som nevnt over. Den markant rustbrune vittringshuden skyldes her som i Gunnardalen anrikning av finfordelt magnetkis.

Thorsnes & Løseth's prøver fra Nevernes og Nordfjellmark (til slutt i tabell 1) viser ikke Au, Pt eller Pd verdier som tilsier ytterligere kommentarer ut over det som er inkludert i lok.6 over.

Kommentarer spesifikt til tabell 2: Det meste er allerede sagt under lok.6 over, men endel karakteristika nevnes. Tabellen inkluderer impregnasjonsmalm av variabel gehalt samt

prima massivmalm. (unntatt pr.KØ 3B fra Ørnstolen som er en silikat-(karbonat) bergart). Kromittanrikningen i disse prøvene er betydelig sterkere enn i pr.6H-6J og NFM153 i tabell 1. Au verdiene er lave i alle prøvene. Pr. LPN78/3-4 viser en moderat PGE anriktet kromitt. Helt typisk er det en massivmalm som er anriktet. Impregnasjonsmalm viser meget sjelden sterke PGE anomalier. Ru, Ir og Os er også helt typisk de elementer som er sterkest anriktet, mens Rh, Pt og Pd bare er svakt anriktet. Pr. LPN 90-532A viser et annet og mindre vanlig men godt kjent PGE-anrikningsmønster for krommalm. Her er Pt relativt sterke anriktet, Rh moderat anriktet, Pd svakt anriktet mens de øvrige PGE er på bakgrunnsnivå. Rent mineralogisk skyldes dette mønsteret trolig en sperrylitt(PtAs₂)-nuggeteffekt, dvs. dette mineralets tendens til å danne krystaller større enn de øvrige PGM og dette mineralets tendens til "å dra med seg" bl.a. Pd mineraler og Rh mineraler i komplekse mineral-aggregater. Det er forøvrig interessant å registrere det høye bakgrunnsnivået for Ru, Ir og Os i krommalmen. Dette nivået er flere ganger høyere enn bakgrunnsnivået for Au, Pt, Pd og Rh. Tabellen viser i så måte helt typiske trekk både ved anomalier og bakgrunnsnivå for PGE i krommalm rent generelt. Det kan i den forbindelse nevnes at gjennomsnittsnivået f. eks. for Os i jordskorpa ligger på ca. 0,4 ppb (Faure 1986).

3.4 Generell diskusjon

Det må bemerkes her at bare en liten del av den klastiske sekvensen ble prøvetatt. Vår prøvestrategi ble vesentlig basert på sandsteiner med synlig sulfidanrikning. Det er imidlertid mange andre klastiske sedimenter i regionen, og kanskje flere av disse burde bli gjenstand for tilsvarende rekognoserende undersøkelser. Fra nord til syd gjelder dette f. eks. Rødøy i Vefsn (Bang 1985), Sauren NV for Brønnøysund (Heldal 1987) og ikke minst Leka. Vi vil spesielt anbefale et studium av det veldokumenterte, caliche-førende vitringsprofil på Leka og den overliggende Skeigruppens klastiske bergarter (Sturt et al. 1985, se Appendix 2). I den underliggende ofiolitten er gehalter på opptil 3-4 ppm PGE-total dokumentert innenfor stratiforme PGE-anrikninger i den ultramafiske kumulatsekvensen. Borkjerneprøver tvers over de Pt- og Pd-anrikede horisontene har gitt henholdsvis 0,5 og 1 m med gjennomsnittlig ca. 1 ppm PGE + Au. Horisontene kan følges lateralt over mer enn 1,5 km lengde (Pedersen et al.1993). Sulfidmineraliseringer i de stratigrafisk overliggende metagabbroene har gitt enkeltanalyser med Au-verdier opptil 6 ppm (Vokes et al. 1990, side 634). I Appendix 1 er tabellarisk gitt en detaljert oversikt over opptreden av Au i forskjellige sulfidmineraliseringer i de stratigrafisk øvre delene av Leka ofiolittkomplekset. Tallmaterialet i Appendix 1 er i sin helhet hentet fra Egil Rundhovdes dr.ing.-avhandling (1992). Noen av de høyeste Au-verdiene kommer fra gangkomplekset på Madsøya, dvs. ganske tett opp mot unkonformiteten under Skeigruppen. Fra flere steder i verden, bl. a. Eastern Goldfields i Western Australia (Appendiks 3), er det kjent supergen anrikning av Au i kjemiske vitringssoner i regolitter.

Det er naturlig at denne problemstillingen følges opp akkurat på Leka hvor gunstige forutsetninger (tilstedeværelsen av høye Au-gehalter og et overliggende kjemisk vitringsprofil) så langt er best dokumentert. I Appendiks 3 er vist endel eksempler på supergen anrikning av Au i laterittprofiler fra Eastern Goldfields. Det er dokumentert at de klastiske sedimentene i den lavere delen av Skeigruppen er fluviale dannelser og derfor kan være en potensiell vertsbergart for placer-akkumulasjoner av Au og PGE-mineraler da Skeigruppen direkte eroderer gjennom vitringsprofilet. Nettopp slike situasjoner har vært åsted for betydelig alluvial gull-utvinning blant annet i Eastern Goldfields i Australia.

4 MIKROSKOPUNDERSØKELSE AV OPAKMINERALENE

40 prøver fra tabell 1 ble valgt ut for videre undersøkelse av opakmineralene, og ett kombislip av hver av prøvene ble laget. Resultatet av mikroskoperingen er satt opp i tabell 3. Mange av de observerte opakmineralene var så finkornete at de var vanskelige å identifisere med sikkerhet, og det var vanskelig å se om de hadde inneslutninger av andre opakfaser som avblandingslameller, osv. Et lite utvalg av opak-kornene fordelt på 5 slip ble derfor senere undersøkt videre ved hjelp av mikrosonde, se tabell 4.

Magnetkis er det klart dominerende opakmineral både i ultramafitt-slipene og i sandsteins-slipene. Magnetkis-disseminasjon er vanlig i ultramafittene, og en sedimentær bånding av magnetkis som følger lagningen opptrer i de aller fleste av de mikroskoperte sandsteinene. Ifølge Thorsnes' referee-kommentarer er den båndingen vi ser i metasedimentene i de fleste tilfeller en transponert lagning konkordant med S2-foliasjonen.

4.1 Kommentarer til de enkelte lokaliteter.

Lok.1: magnetkis (po) i sedimentære bånd alt overveiende, men litt kobberkis (cp) også observert; senere mobilisater (anrikninger) av po på stikk. Videre også oksydrikk sedimentære bånd, men disse synes mye mer sjeldne enn sulfidbåndingen som er allestedsnærværende.

Lok.2: slip 2B fra toppen av ultramafitten (um) viser karakteristisk po med pentlanditt(plt)-avblanding; plt ble derimot ikke observert i po i slipene fra den overliggende sandsteinen (sst), men det kan godt skyldes at po i sst jevnt over er svært finkornet; i slip 2G som også har litt av mer grovkornede sulfider ble karakteristisk nok også litt cp observert.

Lok.3: her lyktes vi å observere po med plt-lameller ikke bare i um, men også i sst (slip 3D). Fra tidligere er po med plt-lameller i sst bare beskrevet av Løseth (1985, side 22) fra Nevernes-området, men han ser ikke ut til å gjort noen ytterligere arbeider utover å registrere dette. Videre ble observert po med assosiert cp (slip 3D og 3H); po i sst fra lok.3 er mindre korrodert (angrepet) enn tilfelle er fra de fleste av de andre lokalitetene, og dette har gjort det enklere å betrakte de teksturelle relasjoner.

Lok.4: alt overveiende rel. sterkt korrodert po i synsedimentær bånding; noe som ligner plt assosiert med po obs. i slip 4Æ og 4Ø, men ikke bekreftet på mikrosonde.

Lok.5: ingen slip laget.

Lok.6: po som er under nedbrytning til en rustholdig fase obs. i det ene undersøkte slipet.

Lok.7: ligner mye på oppreden i lok.4, men kornstørrelsen er mer variabel, videre er po mer ujevnt anrikt i de ulike bånd.

5 MIKROSONDEUNDERSØKELSE

6 slip fra lok.3, Gunnardalen ble valgt ut for mikrosondeanalyse. Det ble kjørt kvantitativt på sulfider i 4 av disse, kvalitativt på sulfider i ett av slipene, mens det i slip 3A ikke ble funnet noe av spesiell interesse, dvs. hverken ptl-avblanding i po, apy-inneslutninger eller lignende. Analyseresultatene er satt opp i tabell 4.

5.1 Kommentarer til resultatene i tabell 4.

Pentlanditt-analysene.

Vi ser at anomalt mye Co er tilstede i alle ptl-analysene, riktignok i noe varierende mengde, men langt under grensen for hva som regnes som kobolt-pentlanditt, jfr. bl.a. Lindahl (1973). Videre er Ni/Co-forholdet relativt konstant for de fleste ptl-analysenes vedkommende. Enn videre er dette forholdstallet omtrent det samme i pentlanditten som i verts-magnetkisen, en sammenheng som muligens gjelder ganske generelt og er påvist av bl.a. Huhma (1970) fra Outokumpu. Tabellen viser at atom-% Fe og atom-% Ni er omtrent like store i ptl-analysene nr. 1, 3, 5, 7, og 9. Det høye Fe-innholdet i analyse 10 kan skyldes bidrag fra nabo-po da dette bare er en meget fin, og tynn? ptl-flammetekstur i po, se fig. 11C. Analyse 13 av den rekrystalliserte ptl i sst viser en meget karakteristisk Fe-anrikning på bekostning av Ni, mens altså Co-innholdet på ingen måte ser ut til å være redusert under rekrystallasjonen. Det lave Ni-innholdet i anal.13 gjør at analysen plotter utenfor området for naturlige (magmatiske) pentlanditter i mineralselskap av nikkelsulfider (Misra & Fleet 1973, side 530). På tross av det anomale Fe/Ni-forholdet indikerer både Co-innholdet og Ni/Co-forholdet i analyse 13 ved siden av den entydig teksturelle indikasjonen med ptl-lamell i verts-po at dette er ptl som er derivert fra den underliggende ofiolitten.

Troilitt og magnetkis-analysene.

Vi ser at po inneholder litt Ni, samt enda mindre Co. Det dreier seg høyst sannsynlig om signifikant Ni og Co, og ikke bare bidrag fra omkringliggende ptl eller høyere ordens interfererende røntgenlinjer. Analyse 15 og 16 er f.eks. fra et korn uten ptl beliggende isolert i silikatmassen. Ifølge Ramdohr & Strunz (1978, side 445) kan små mengder Ni og Co tas opp i po-gitteret. Co-mengden oppgis til 1/6 til 1/10 av Ni-mengden, dvs. akkurat som i tabell 4 med unntak av analyse 11 og 12.

På figur 11B og C ser vi tynne lameller av en lys (=tung) magnetkis-fase i en mørkere (=lettere) magnetkis vertsfase. Det dreier seg om en vertsfase av heksagonal magnetkis (hpo) med fine lameller av troilitt (tr) hvor sistnevnte er noe tyngre (har høyere Fe/S-forhold) enn den førstnevnte. Vi ser videre av tabell 4 analyseresultatene (totalsummene) er meget gode med unntak for analyse 16. Likevel er det i noen tilfeller vanskelig å lese av direkte enkelte av po-analysene som mpo eller hpo. Sammenlignes S-verdiene med tilsvarende i Misra & Fleet (1973,s.530) framkommer at analyse 2, 4 og 6 i tabell 4 ligner

mye på S-verdiene for monoklin magnetkis (både syntetisk og naturlig). Analyse 8 er noe mer usikker, men representerer helst hpo. Analyse 11 og 12 representerer hpo og tr. Analyse 14 er vanskelig å bestemme. Dette er po hvor Fe/S-forholdet kan være forstyrret under rekrystalliseringen. Analyse 15 av en lamell av tung po (registrert på EDS-opptak av korn nr.7) viser en dårlig S-verdi for tr, og den lettere vertsfasen (analyse 16) viser en dårlig sum og helt ubrukbar S-verdi for hpo. I de to siste tilfellene skyldes de dårlige S-verdiene forandring av mineralkjemien på grunn av rekrystallisering.

Som oppsummering kan vi slå fast at vi har konstatert tilstedeværelsen av ET MAGMATISK MINERALSELSKAP BESTÅENDE AV TROILITT (tr)--HEKSAGONAL MAGNETKIS (hpo)--MONOKLIN MAGNETKIS (mpo)--PENTLANDITT (ptl), OG ET SEDIMENTÆRT MINERALSELSKAP BESTÅENDE AV HEKSAGONAL MAGNETKIS (hpo)--MONOKLIN MAGNETKIS (mpo)--PENTLANDITT (ptl).

Analysene av ptl-lameller i po fra ultramafiske bergarter og sandstein viser meget små forskjeller med unntak av Fe/Ni-forholdet. Co-innholdet holder seg bemerkelsesverdig konstant. Herav slutter vi at ptl-lamellene både i um bergart og i sst har samme kilde, dvs. at magnetkiskornene i sst er derivert fra ultramafitten. En mer detaljert beskrivelse av de ovenstående to mineralselskap er under utarbeidelse i et utvidet sammendrag til F&U temanummer i NGU-Bulletin som ventes å komme ut på nyåret 1995 samt i en noe lengre artikkel.

Arsenkis-analysen.

Analysen av den lille arsenkis(asp)-inneslutningen i analyse 17 (figur 11F) viser høy S- og lav As-verdi. Dette kan skyldes at S-bidraget fra po-vertsfasen har vært betydelig, men da skulle også metallbidraget (Fe+Ni+Co) ha vært lavt (<1) hvilket det ikke er, jfr. strukturformelen i analyse 17 i tabell 4. Analysen har ikke noen stor verdi ut over det å bekrefte at inneslutningen er arsenkis. Det ble ikke funnet flere asp-inneslutninger i noen av de øvrige undersøkte korn. Eventuelle asp-inneslutninger i po eller ptl ville ha vært lette å registrere fordi asp framkommer som en tung (=lys) fase med sterk kontrast til de øvrige sulfidfaser på EDS-billedskjermen.

5.2 Kommentarer til elektronbildene i fig. 11B og C.

Pentlanditt opptrer her i to varianter (to generasjoner). Ptl-1 opptrer i form av tilsynelatende gjennomsettende massive årer hvor mineralet tydelig viser en karakteristisk heksagonal krymping. Disse årene representerer muligens ptl-avblandinger som senere har fått den tilsynelatende gjennomsettende åreformen under krympingen av pentlanditten. Ptl-2 opptrer som fine flammer i troilitten (tr). Retningen for de enkelte ptl-flammene eller bunter av flammer faller derfor sammen med retningen for tr-avblandingslamellene. Siden ptl-2 synes å opptre i tilknytning til alle de tre ptl-1 årene/ansamlingene i fig.11B (bekreftet ved mikrosondeanalyse for den midtre årens vedkommende) kan tenkes følgende dannelsesforløp:

1. Tidlig avblanding av ptl-1 fra en Ni-rik sulfidfase.
2. Sen lavtemperatur-avblanding av tr-lameller i hpo; (dannet ved 139 C).
3. Små mengder ptl fra den første ptl-avblandingen blir tatt opp av tr fra grenseflatene mellom tr og ptl-1, og en senere ptl-2 avblanding med en karakteristisk flammetekstur finner derfor sted langs tr-lamellene.
5. Krymping/reorganisering av ptl-1 som gir det gjennomsettende årelignende utseendet.

6 NOEN KOMMENTARER TIL PROSJEKTFORSLAGETS BEGRUNNELSE.

I prosjektforslaget står bl.a.:

"1. Mål

Lete etter mulige anrikninger av platina-gruppe elementer (PGE) og gull i antatt fossile laterittderiverte placere på ofiolittfragmenter (mantelharzburgitt og dunitt samt gabbro) i Kaledonidene i Velfjord-området.

2. Bakgrunn, behov og nytteverdi

PGE-anrikninger i placere derivert fra lateritter er kjent fra flere ofiolittkomplekser og lagdelte intrusjoner i områder hvor det idag er tropisk forvitring, bl. a. New Guinea og New Caledonia (ofiolitter) og Sierra Leone (lagdelt intrusivkompleks). Paleogeografiske rekonstruksjoner har vist at Kaledonidene i Skandinavia ble dannet nær ekvator i et tropisk område. Enkelte lag av metasedimenter på ofiolittfragmenter i Kaledonidene kan derfor tenkes å representere lag av lateritter og placere på obdusert oceanskorpe/øvre mantel. Analogien mellom moderne eksempler på PGE-anrikning i laterittderiverte placere og mulige fossile PGE-anrikede placere i Kaledonidene er tidligere diskutert som mulighet ved UiB og ved NGU. I det 5-årige ressursprogrammet for Nordland er det foreslått å følge opp denne ideen. Fossile lateritter er bare bevart på noen få lokaliteter i Velfjord - Tosen området". Basale sedimenter på ofiolittbergarter (mantelharzburgitt, basaleultramafiske kumulater samt gabbro) i dette området består imidlertid delvis av ofiolittisk materiale (mafiske metakonglomerater og mafisk metasandstein), og disse er ofte anrikt på sulfider (se detaljer under punkt 3). Det er derfor muligheter tilstede for anrikninger av PGE/Au i fossile placere.".

Nå nevner imidlertid hverken Thorsnes (1985), Løseth (1985) eller Thorsnes & Løseth (1991) noen ting i sine arbeider hverken om mulige fossile lateritter eller paleovitringsprofiler. Derimot har Sturt et al. (1985) en meget god dokumentasjon av paleovitringsprofiler fra det nærliggende Leka ofiolitt-komplekset. Thorsnes og Løseth beskriver imidlertid en rekke lokaliteter med tungminerale (kromitt og sulfider) i sandsteinene over ultramafitt-fragmentene (TT/HL, side 12,13; TT, side 16,19,23; HL, side 22,25,26).

Videre består en stor del av Ånes-konglomeratet i Nordfjellmark både av mafisk og ultramafisk materiale derivert fra en mafisk til ultramafisk kilde. I konglomeratets matriks er funnet klastiske korn av magnetitt og mulig kromitt (TT, side 46 og TT/HL, side 13). Enn videre opptrer det lokale sulfidanrikninger i mafiske deler av Glømmen-psammitten (TT, side 35).

Selv om de ikke beskriver fossile vitringsprofiler eller lateritter dokumenterer altså Løseth og Thorsnes i detalj opptreden av tungminerale derivert fra ofiolittfragmentene på en rekke lokaliteter i de basale delene av de overliggende sedimentene. Resultatene av våre undersøkelser i 1990 slutter seg helt til HL & TT's resultater. Vi betraktet muligheten for tungmineral-placere tilstede selv uten en dokumentasjon av noen fossil vitringsone med overliggende lateritt i Velfjord-områdets ofiolittfragmenter.

7 KONKLUSJONER OG ANBEFALINGER

Det er ingen ting ved resultatene av den foreliggende undersøkelsen som umiddelbart tilsier en oppfølging i økonomisk geologisk henseende.

Undersøkelsen har dokumentert ofiolittderiverte tungmineraler (sulfider og oksyder samt noen få svake spor av edelmetallanrikninger) i de sedimentært overliggende sandsteiner og konglomerater, men ingen steder i slike konsentrasjoner at det i denne sammenheng har vært aktuelt å gå videre med undersøkelsene.

Undersøkelsen har videre dokumentert både et magmatisk og et sedimentært mineralselskap med nær tilknytning til hverandre, bestående av troilitt - heksagonal magnetkis - monoklin magnetkis - pentlanditt (magn. min. selsk.) og heksagonal magnetkis - monoklin magnetkis - pentlanditt (sed. min. selsk.) Det er vel verd å se nærmere på denne tilknytningen i akademisk sammenheng. Troilitt er f. eks. et relativt sjeldent mineral, og det står ikke oppført i Neumanns oversikt over Norges mineraler (Neumann 1985). En kort artikkel (utvidet sammendrag) om ovenstående er for tiden (okt.-94) klar for trykking i et F&U-temanummer i NGU-Bulletin (tatt med her som Appendiks 4). En noe lengre artikkel om samme emne er for tiden også under utarbeidelse.

De mest interessante tingene i **akademisk sammenheng** kan kort oppsummeres slik:

- oppdagelsen av anomalt høye sulfidkonsentrasjoner (opptil ca. 5 vol-% eller noe mer) i prøver av mantelbergarter (metaharzburgitt og metadunitt) fra de ultramafiske linsene rett syd for Granhaug, i Gunnardalen og ved Nordretjern (Tjønnbakken) (se Fig. 1).
- identifikasjon av troilitt som meget tynne, flammeaktige avblandingslameller i hpo i metaharzburgitt.
- identifikasjon av et magmatisk mineralselskap bestående av tr, hpo/mpo og ptl og av et rekrystallisert sedimentært mineralselskap bestående av hpo/?mpo og ptl derivert fra det første.
- forandring i kjemi (Fe og Ni dokumentert) hos hpo, mpo og ptl ved overgang fra magmatisk inneslutning i ultramafitt til rekrystallisert klastisk korn i metasandstein. De målte forandringer i Fe og Ni-innhold kan skyldes diagenesen og/eller regionalmetamorfosen.
- tilstedeværelsen av ofiolittderivert, meget finkornet disseminert magnetkis med pentlanditt-lameller i et sedimentært miljø på bakgrunn av den meget høye oksydasjonshastigheten hos magnetkis under atmosfæriske forhold.

I **praktisk prospekteringssammenheng** viser vi til diskusjonen i avsnitt 3.4. Vi vil spesielt anbefale et studium av det veldokumenterte, caliche-førende vitringsprofillet på Leka og den overliggende Skeigruppens klastiske bergarter (se Appendiks 2).

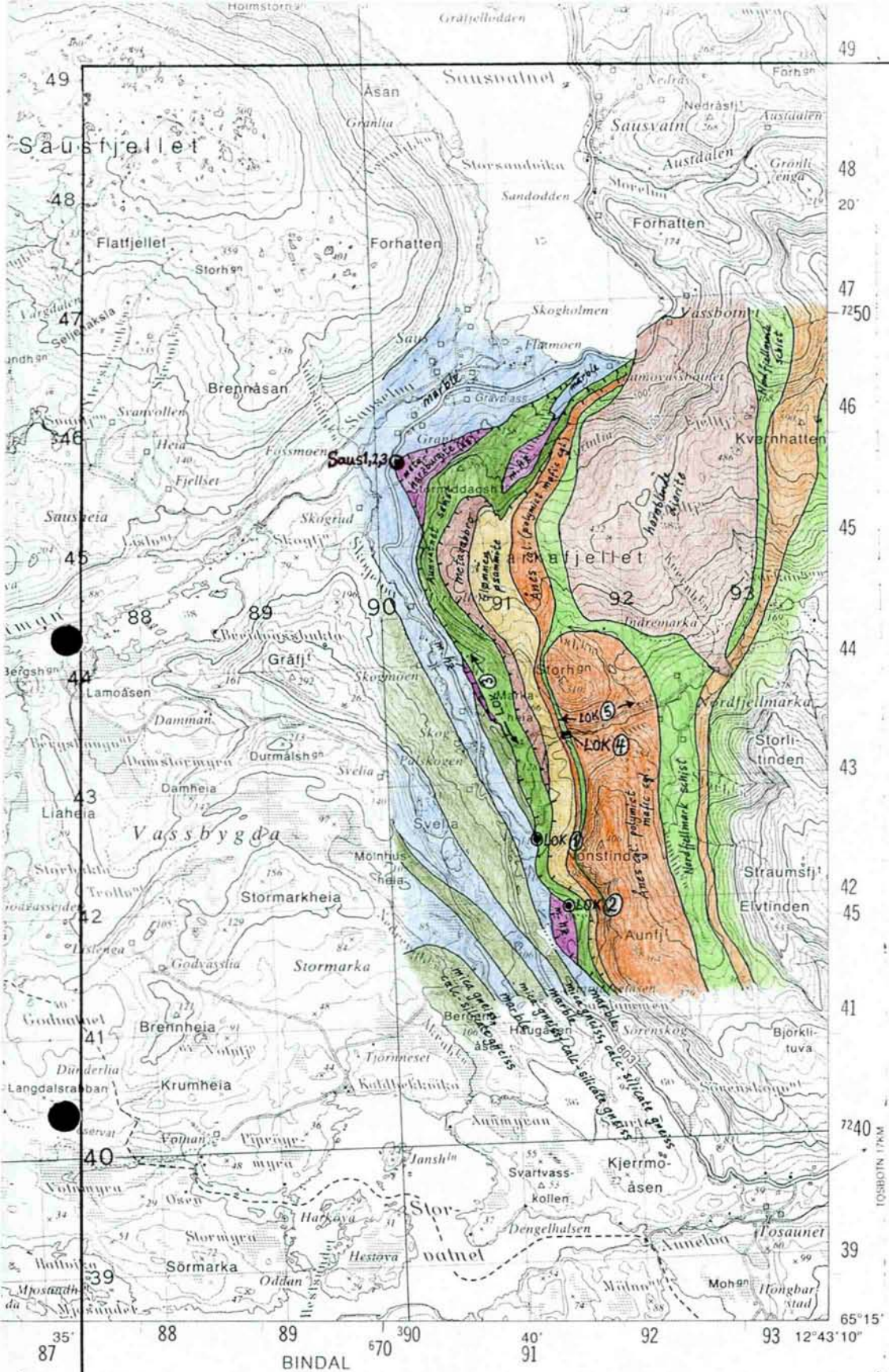
8 ETTERORD

Vi takker Terje Thorsnes som har stilt prøvemateriale fra sin hovedfagsoppgave til vår disposisjon. Han har videre som referee lest grundig igjennom rapportmanus, påpekt feil og kommet med forslag til forbedringer.

8 LITTERATURLISTE

- Bang,N.1985: The stratigraphy and structural development of the Rødøy-Haltøy area, outer Vefsnfjord. Upubl. cand. scient. thesis, Univ. i Bergen, 247 sider.
- Faure,G.1986: Principles of isotope geology. 2. edition, Wiley, New York, 589pp.
- Heldal,T.1987: Stratigrafi og strukturell utvikling i Sauren-området, vest for Brønnøysund, sydlige Nordland. Upubl. cand. scient. thesis, Univ. i Bergen, 293 sider.
- Huhma,M.1970: Nickel,cobalt and copper in some rocks of the Outokumpu region. Bull.Geol.Soc.Finland 42,67-88.
- Kollung,S.1967: Geologiske undersøkelser i sørlige Helgeland og nordlige Namdal. Nor.geol.unders.254, 95pp.
- Lindahl,I.1973: Cobalt pentlandite from Kongsfjell, Nordland, and Birtavarre, Northern Troms. Nor.geol.unders.294,9-19.
- Løseth,H.1985: The tectonostratigraphy and structural development of the Nevernes area, Velfjord. Unpublished cand.scient.thesis, University of Bergen, Norway, 248pp.
- Misra,K.C. & Fleet,M.E.1973: The chemical composition of synthetic and natural pentlandite assemblages. Econ.Geol.68,518-539.
- Myrland,R.1972: Velfjord. Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske gradteigskart I 18 - 1:100 000. Nor.geol.unders.274,30pp.
- Neumann, H.1985: Norges Mineraler. Nor. geol. unders. Skrifter 68, 278pp.
- Putnis, A. & McConnell, J.D.C. 1980: Principles of mineral behaviour. Geoscience texts vol.1. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 257pp.
- Ramdohr,P. & Strunz,H.1978: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 16. edition, F. Enke Verlag, Stuttgart, 876pp.
- Rundhovde,E.1992: Epigenetisk mineraliseringsutvikling i Leka ofiolittkompleks. Upubl. dr.ing.-avhandling, Institutt for Geologi og Bergteknikk, NTH, Trondheim, 233 sider pluss appendiks A-J.
- Pedersen,R.-B.,Johannesen,G.M. & Boyd,R.1993: Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka ophiolite complex, central Norway. Econ. Geol. 88, 782-803.
- Sturt,B.A., Andersen,T.B. & Furnes,H.1985: The Skei Group, Leka: an unconformable clastic sequence overlying the Leka ophiolite. In Gee,D.G. & Sturt,B.A. (eds.): The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas, J.Wiley & Sons, Chichester, 395-405.
- Thorsnes,T.1985: The tectonostratigraphical development of the Nordfjellmark area, S. Nordland. Unpubl. cand.scient.thesis, University of Bergen, Norway, 228pp.
- Thorsnes,T. & Løseth,H.1991: Tectonostratigraphy in the Velfjord-Tosen region, southwestern part of the Helgeland Nappe Complex, Central Norwegian Caledonides. Nor.geol.unders. Bull.421,1-18.

Vokes,F.M., Constantinou,G., Panayiotou,A. & Prestvik,T.1990: Gabbro-hosted mineralization in ophiolites: Examples from Troodos and Leka, Norway. I J.Malpas, E.M.Moores, A.Panayiotou & C.Xenophontos (red.), Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proce. Symp. "Troodos 1987": 627-637. Nicosia: Geol. Surv. Dept., Min. Agr. Nat. Res.

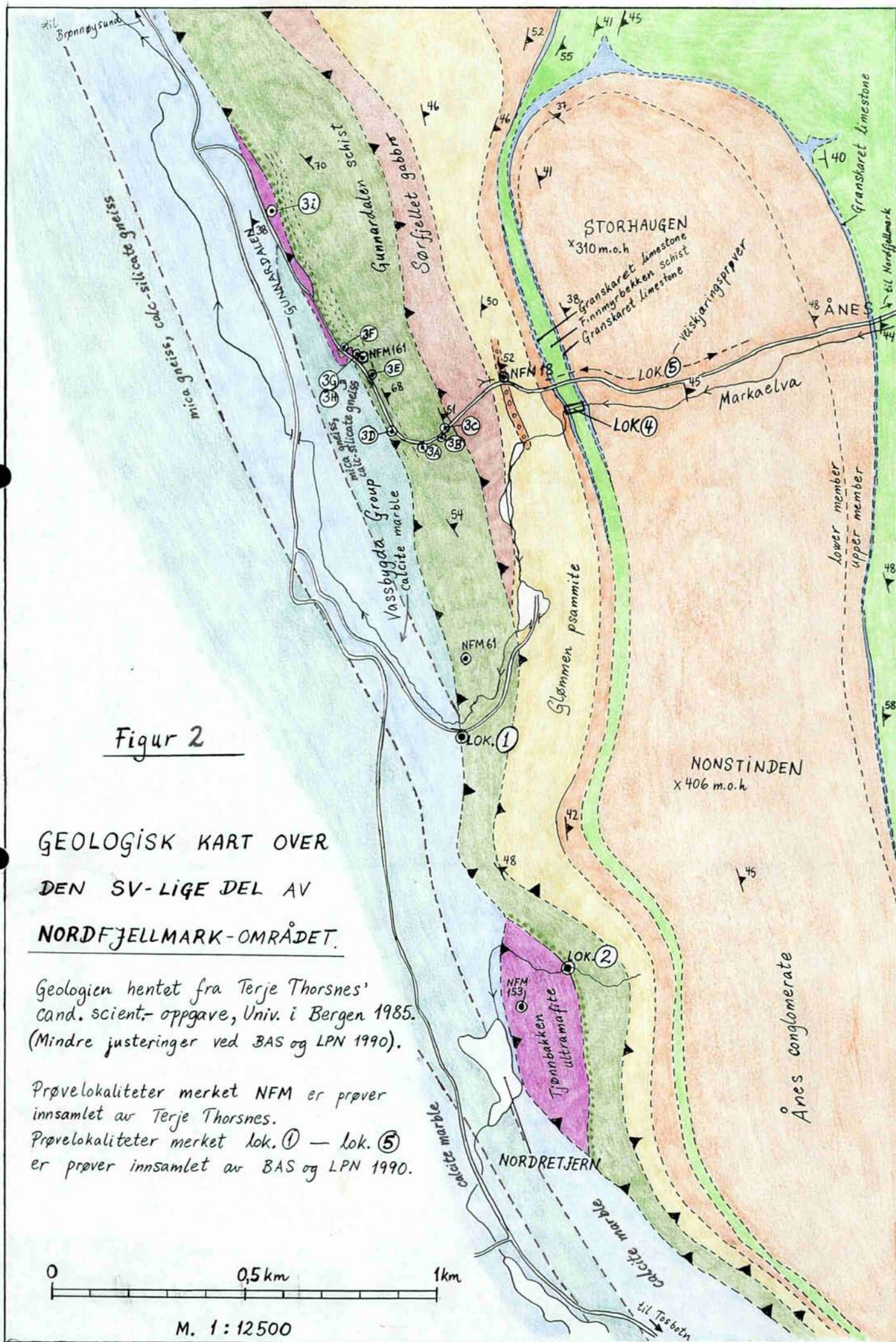


Utsnitt av topografisk kartblad Velfjord M. 1:50 000 (SØ-hjørnet)

PRØVELOKALITETER

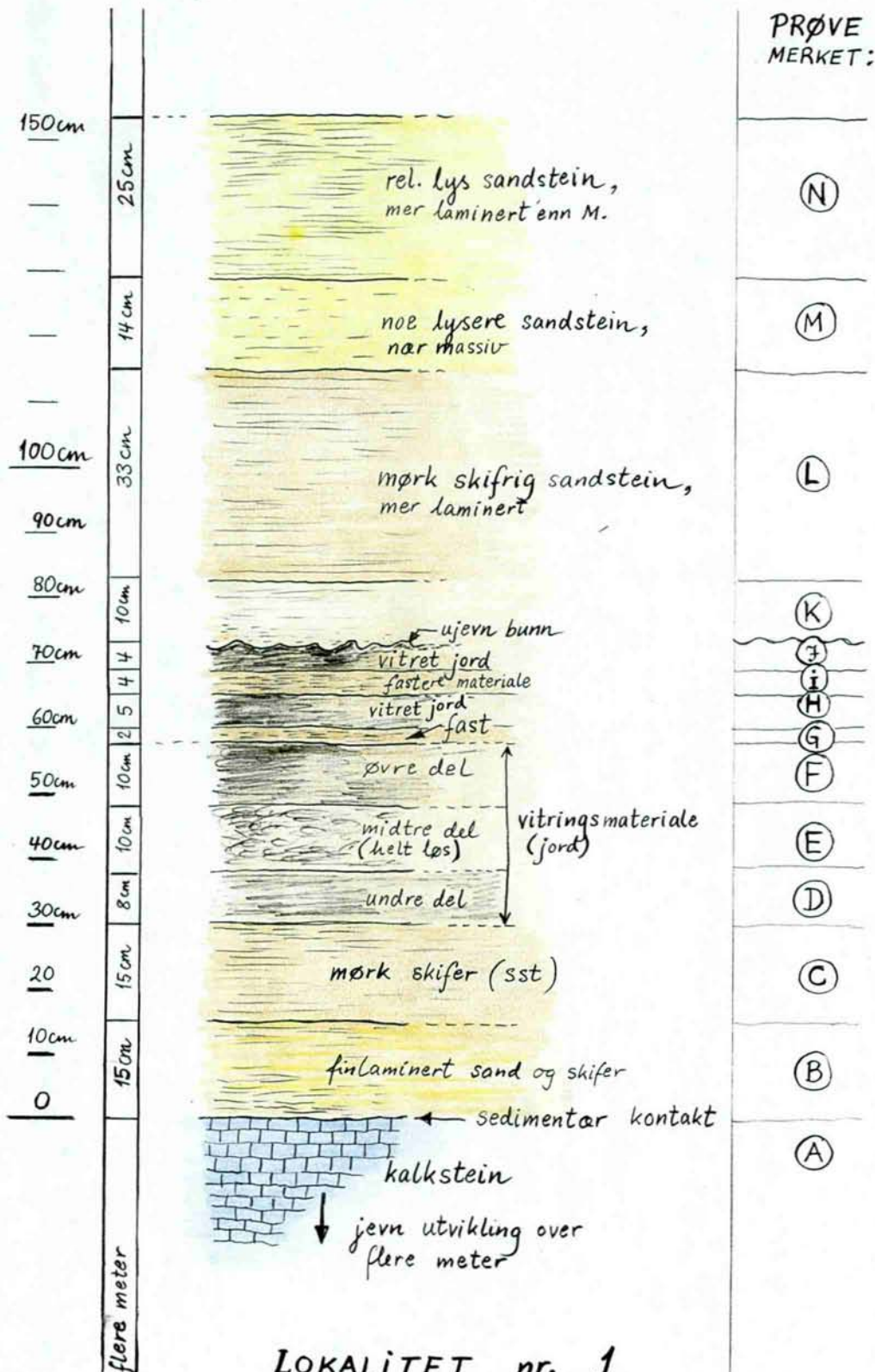
Geologi fra Thorsnes & Løseth, NGU-Bull. 421, 1991

Figur 1



Kontakten mellom kalkstein og overliggende sandstein.

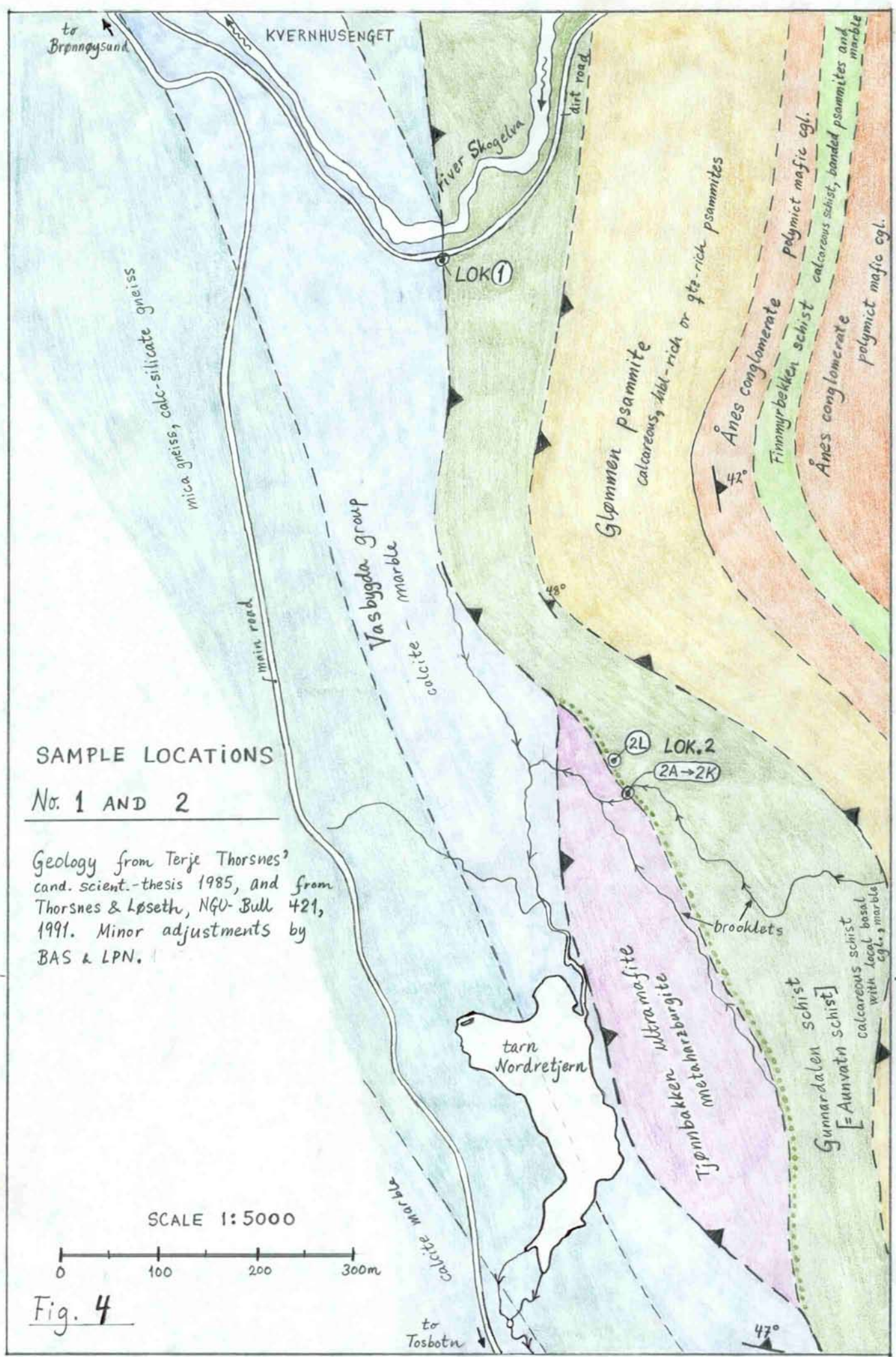
Tett prøveprofil gjennom underste del av sandsteinssekvensen.



LOKALITET nr. 1

Kvernhusenget (vest for Nonstinden)

Figur 3.

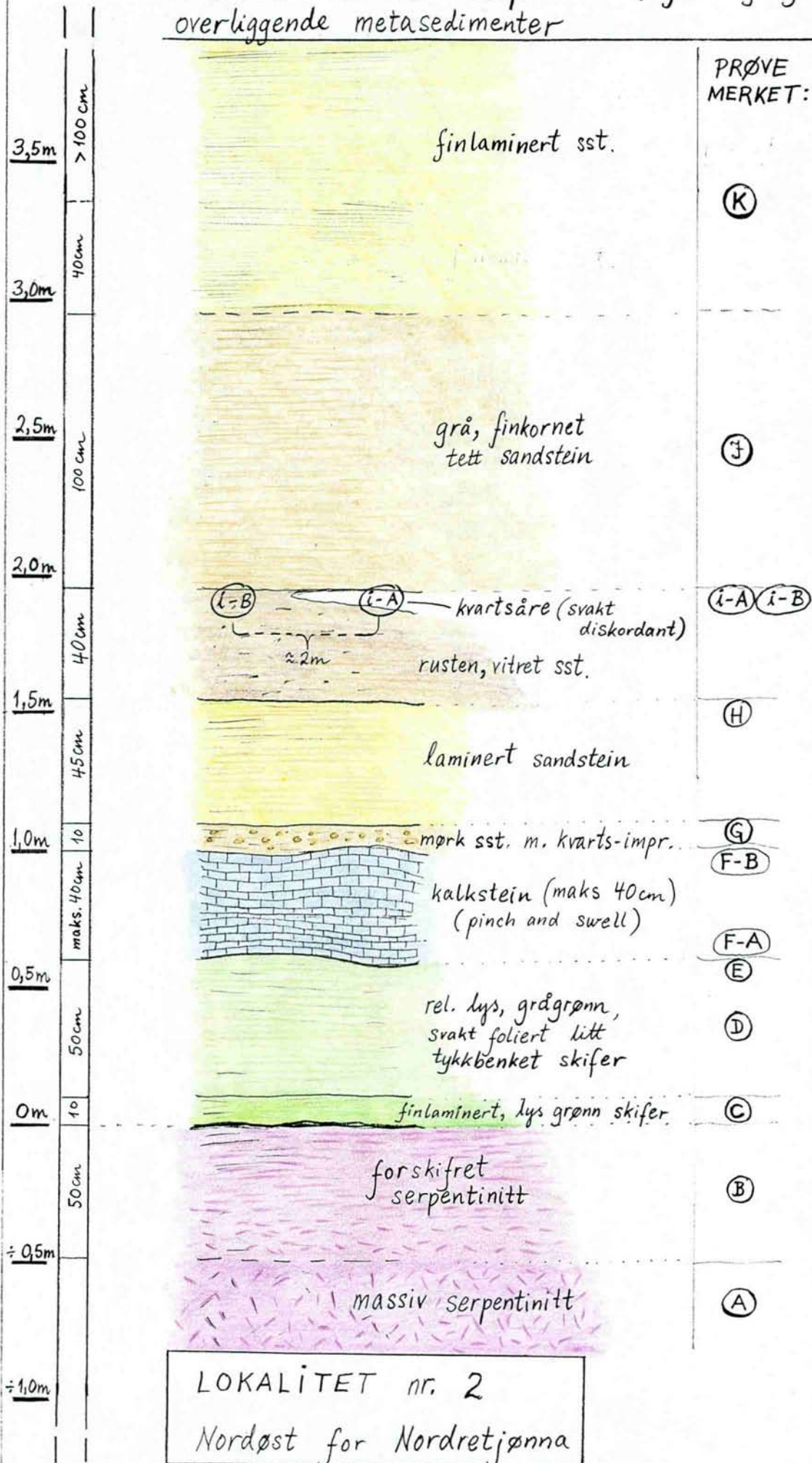


SAMPLE LOCATIONS
No. 1 AND 2

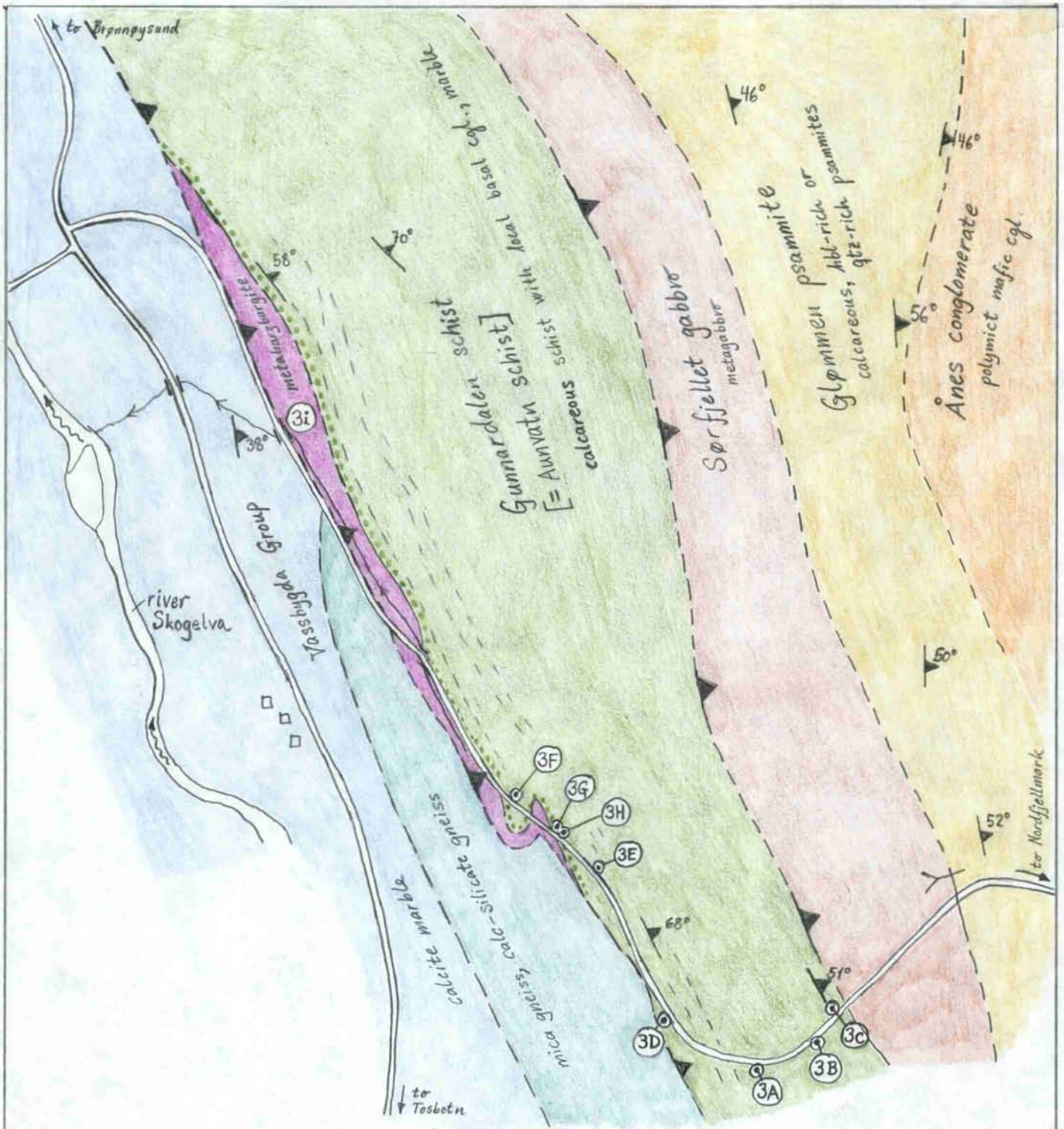
Geology from Terje Thorsnes' cand. scient.-thesis 1985, and from Thorsnes & Løseth, NGU-Bull 421, 1991. Minor adjustments by BAS & LPN.

Fig. 4

Kontakten mellom serpentinit (ofiolittfragment) og overliggende metasedimenter



LOKALITET nr. 2
 Nordøst for Nordretjøna
 Figur 5



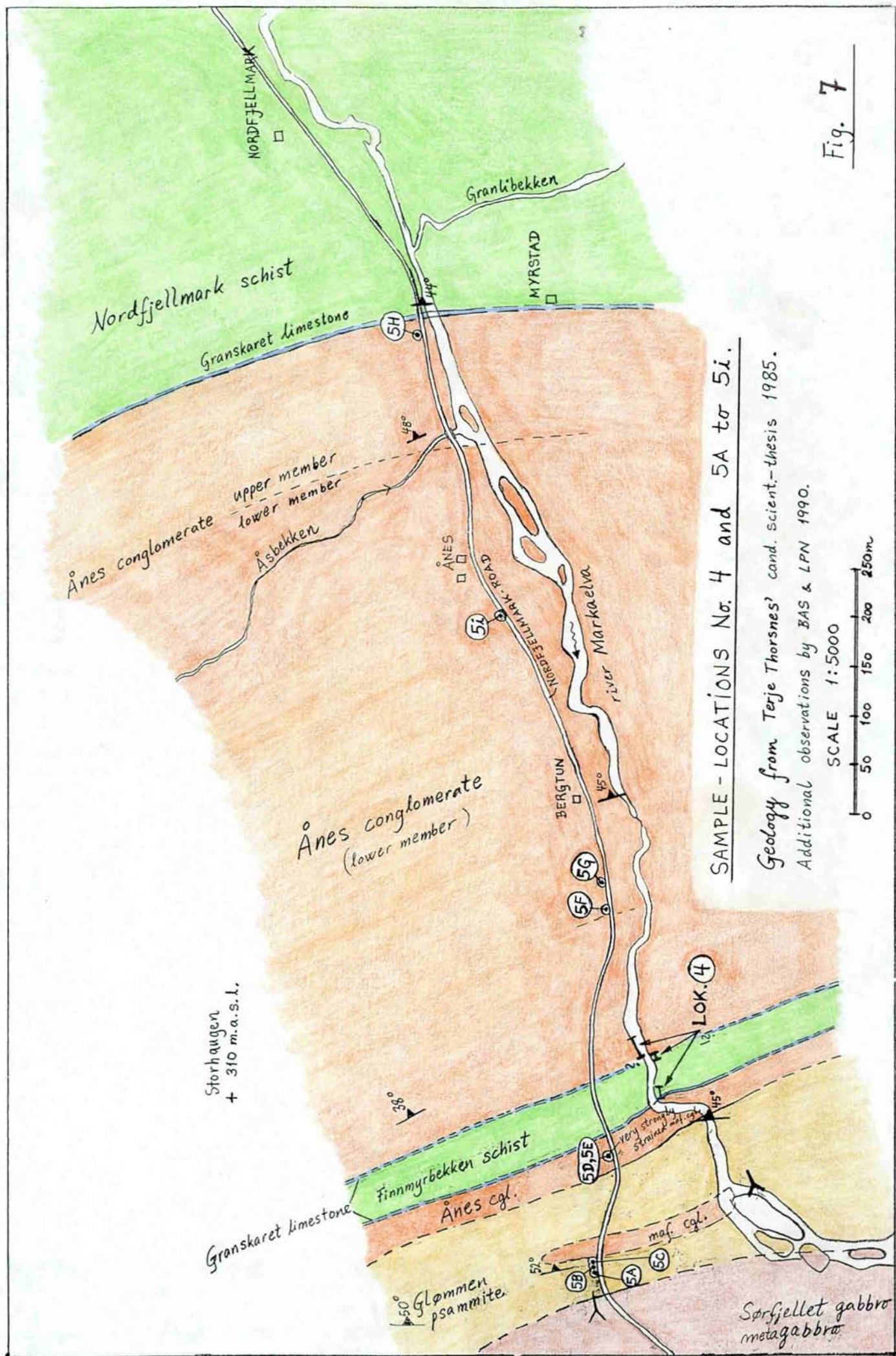
SAMPLE-LOCATIONS No. 3A TO 3i IN
GUNNARDALEN

Geology from Terje Thorsnes' cand. scient.-thesis 1985,
 and from Thorsnes & Løseth, NGU-Bull. 421, 1991.

SCALE 1:5000



Fig. 6



SAMPLE - LOCATIONS No. 4 and 5A to 5i.

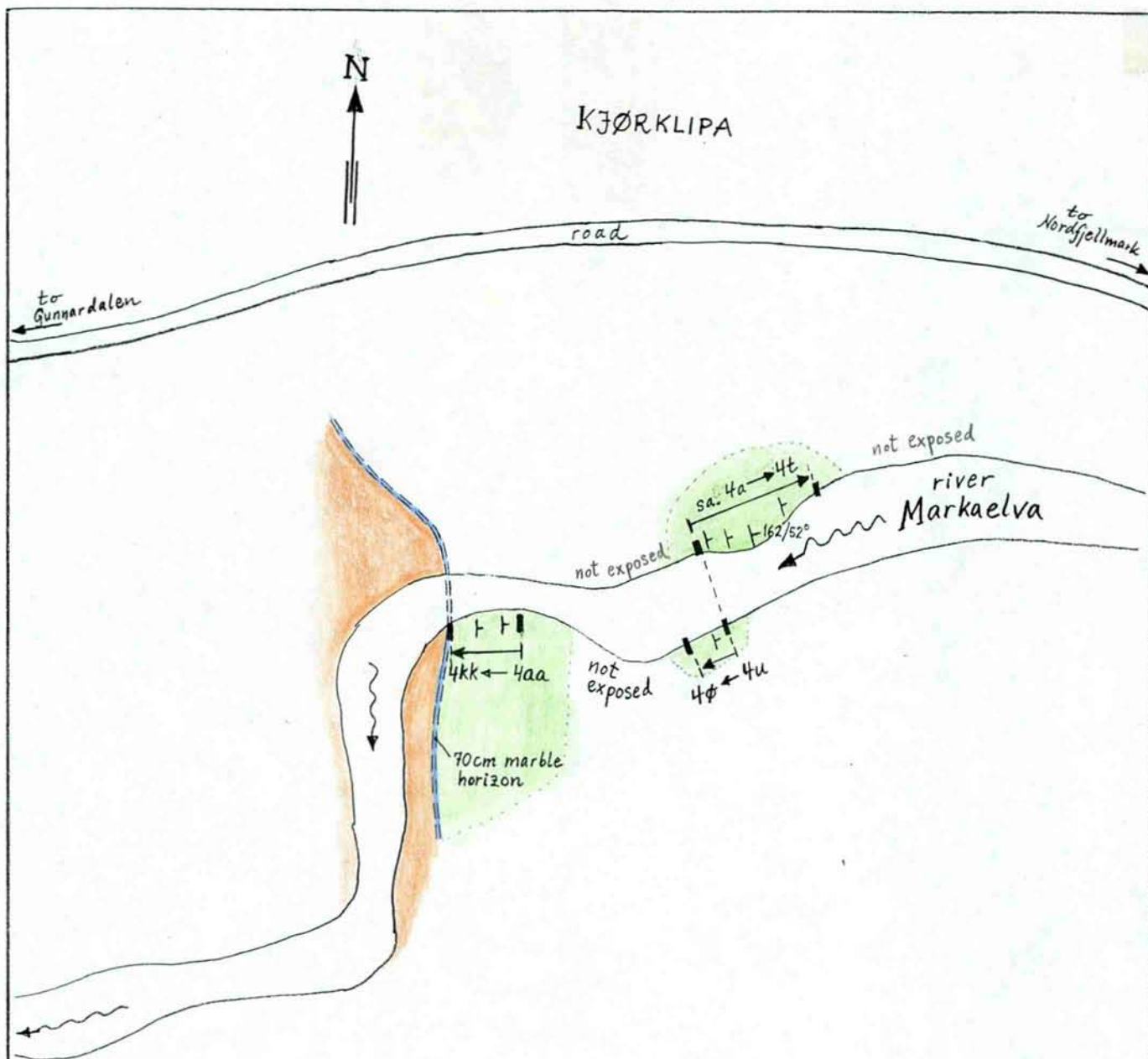
Geology from Terje Thorsnes' cand. scient.-thesis 1985.

Additional observations by BAS & LPN 1990.

SCALE 1:5000



Fig. 7



DETAILED SKETCH-MAP OF
SAMPLE-LOCATION No. 4 MARKAELVA

samples 4a → 4t (21 samples) from west to east
 samples 4u → 4φ (8 samples) from east to west
 samples 4aa → 4kk (11 samples) from east to west
 approximate sample spacing : 1 m

SC. 1:1000

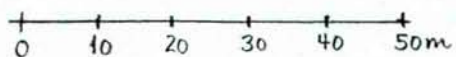
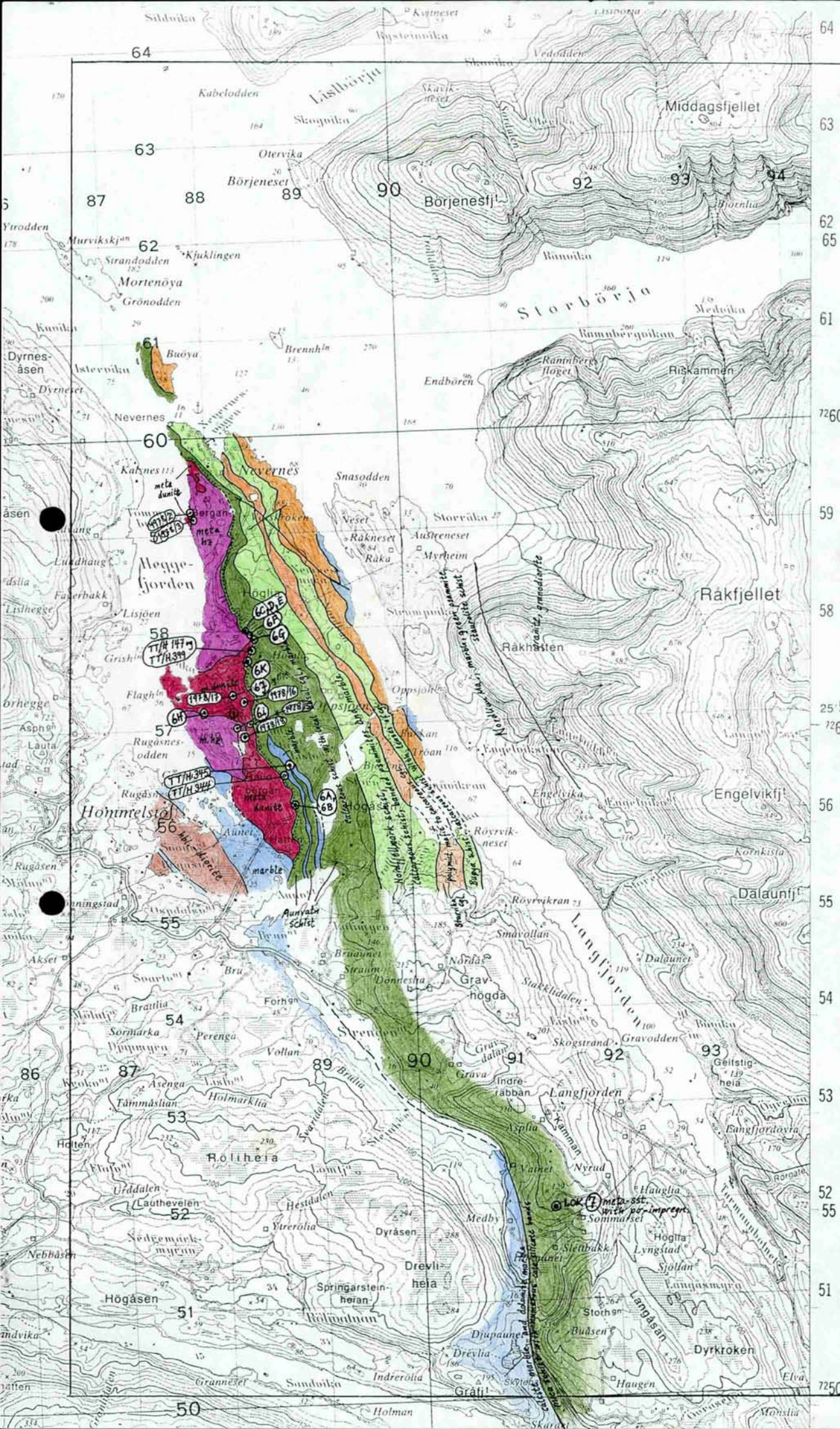


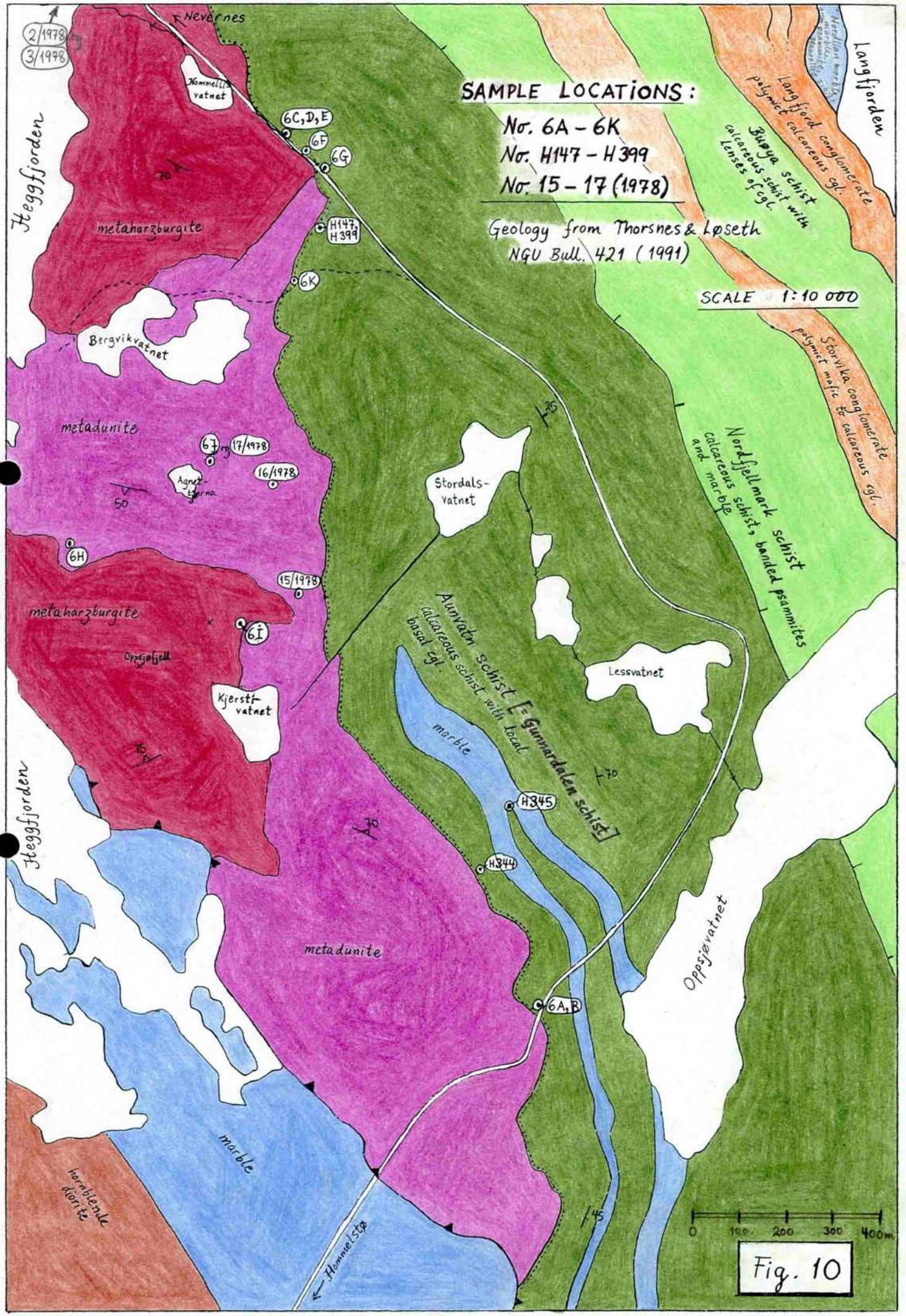
Fig. 8



Utsnitt av topografisk kartblad Velfjord M. 1:50 000. **PRØVEKALITETER** : TT/H = Thorsnes og Løseth . 6A → 6K og T = BAS og LPN 1990. 1978/2 → 1978/18 = LPN 1978.

Geologi fra Thorsnes & Løseth, NGU-Bull. 421, 1991 (mellom Heggefjorden og Langfjorden) og fra Myrland, NGU 274, 1972 (for bergartsgrensen vest for LOK T).

Figur 9.



SAMPLE LOCATIONS:

- No. 6A - 6K
- No. H147 - H399
- No. 15 - 17 (1978)

Geology from Thorsnes & Løpseth
NGU Bull. 421 (1991)

SCALE 1:10 000

Fig. 10

Fig. 11

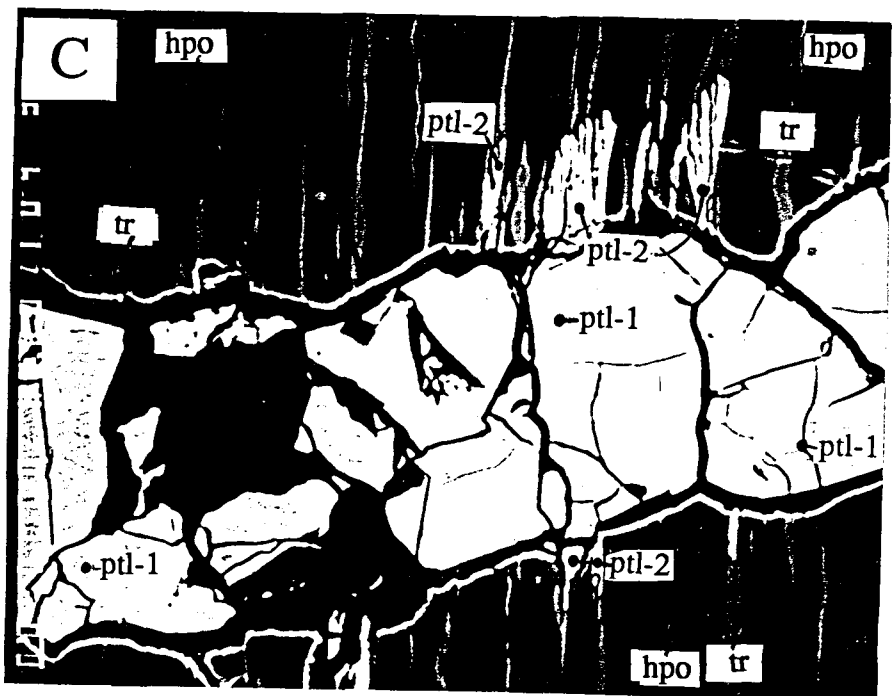
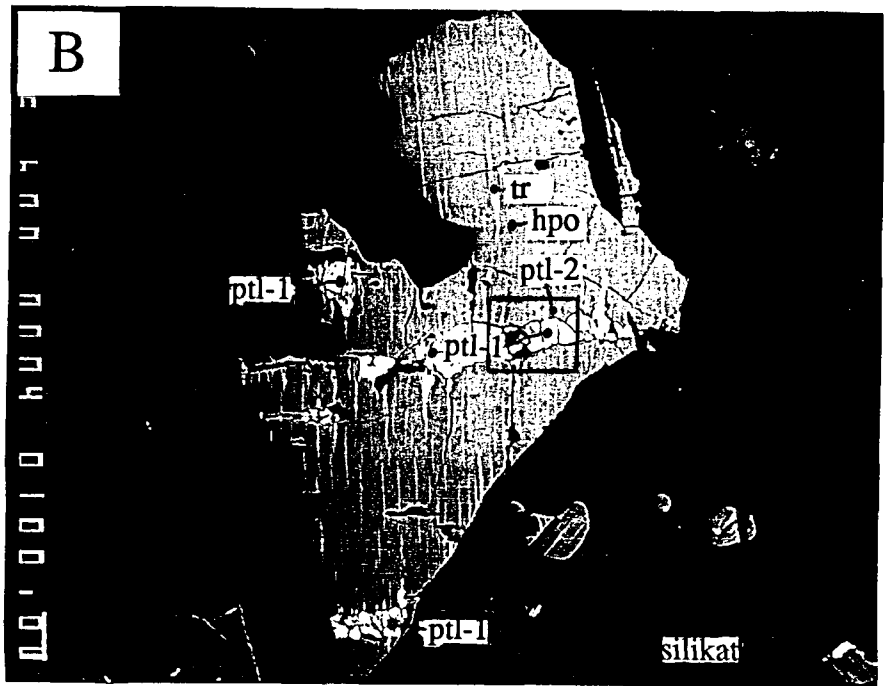
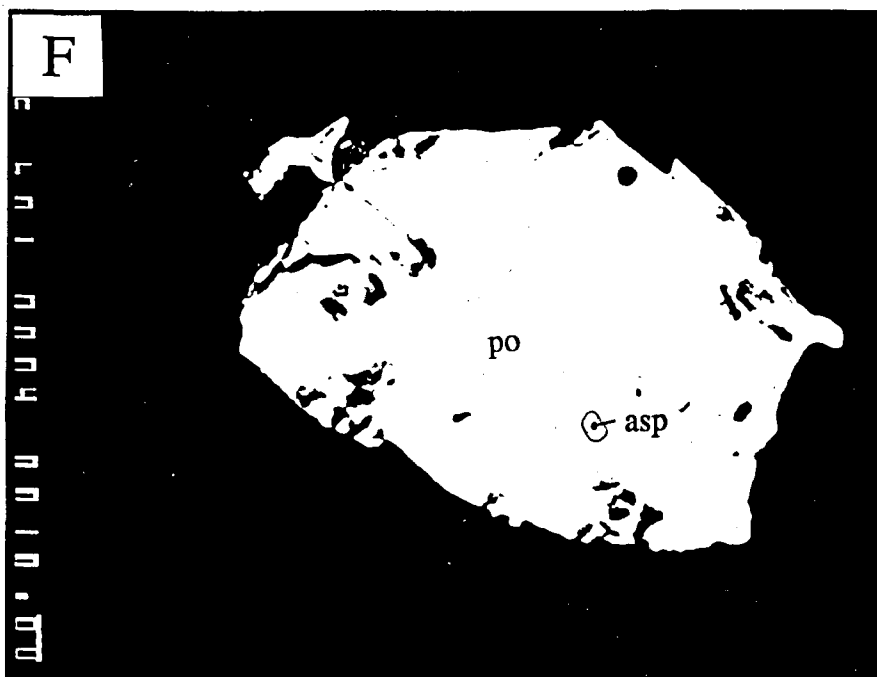
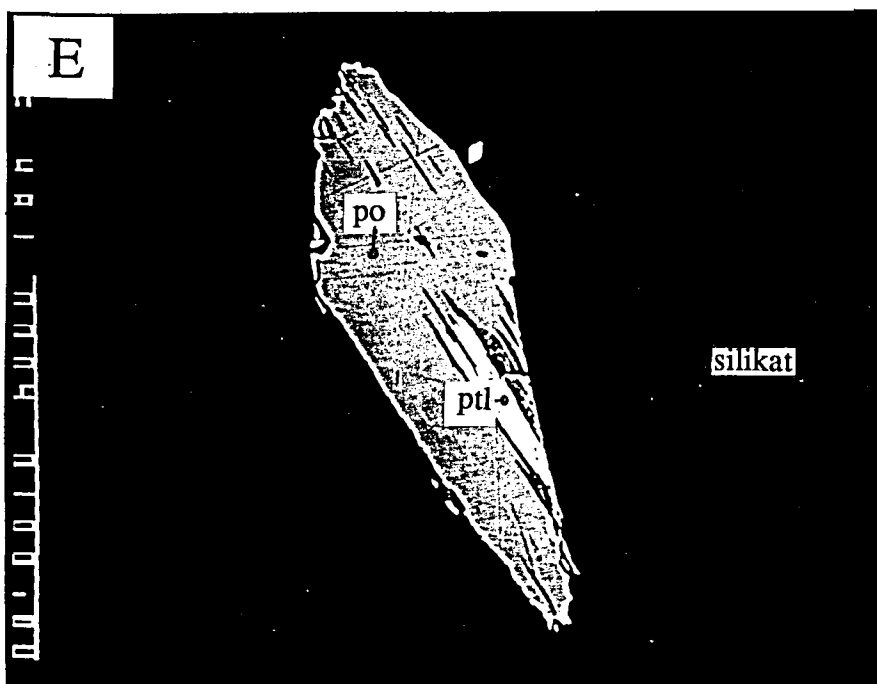
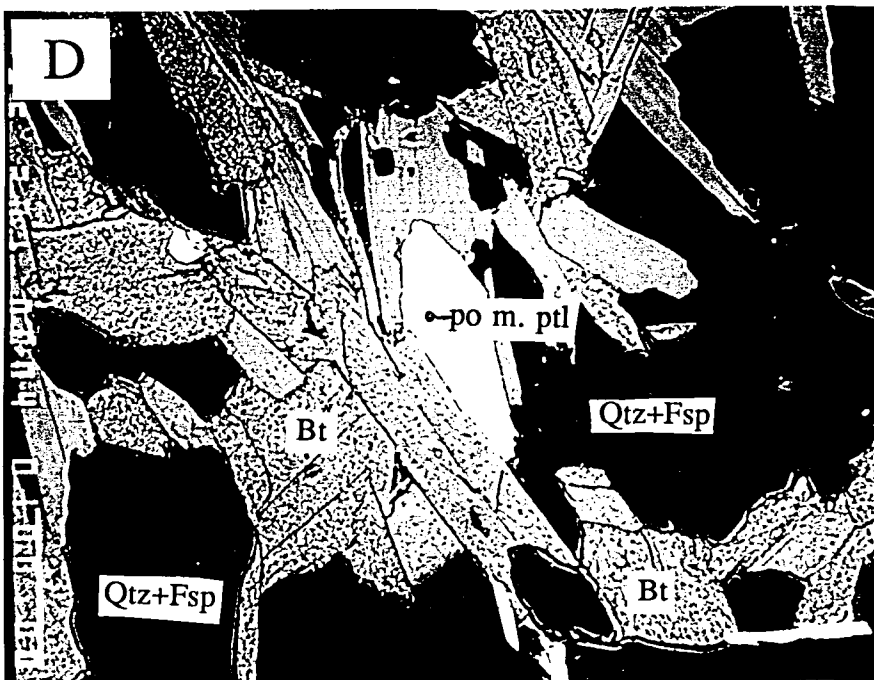


Fig. 11(fortsettelse)



Figur 11. Elektronbilder av prøver fra Gunnardalen, Nordfjellmark.

- 11A: En stor og flere små sulfidinnestutninger (hvite) i ultramafisk bergart. Silikatmineralene er mørkegrå på bildet. Prøve/slip 3i-C.
- 11B: Samme som 11A, men med annen tetthets-kontrast. Det store sulfidkornet viser nålyse avblandingslameller av en "tung" fase (tr=troilitt) mot en mørkere og derfor "lettere" bakgrunnsfase (hpo=hexagonal magnetkis). To årer av pentlanditt, en i midtre og en i nedre del av kornet (ptl-1), danner omtrent rett vinkel til tr-avblandingslamellene.
- 11C: Utsnitt av 11B. Pentlanditt (ptl) opptrer både som tilsynelatende tversgående massive gjennomsettende årer (ptl-1) som tydelig viser heksagonal krymping, og som fine flammer i tr (ptl-2).
- 11D: Rekrystallisert klastisk sulfidkorn (hvitt) i metasandstein. Biotitt (Bt) er gråspraglete, mens kvarts og feltspat er gråsvart på bildet. Det må spesielt bemerkes at det ikke er noen klastiske silikat-korn derivert fra ultramafitten tilstede i sandsteinen. Prøve/slip 3D.
- 11E: Utsnitt av 11D og med annen tetthets-kontrast. Det klastiske magnetkiskornet (po) sees tydelig å ha en pentlanditt-avblandingslamell (ptl).
- 11F: Liten inneslutning av arsenkis (asp), ca. $4 \times 5 \mu\text{m}$, i magnetkis (po). Prøve/slip 3H.

Tabell 1. Innhold av Au, Pt og Pd i ppb i ultramafiske (ofiolitt) bergarter og overliggende metasedimenter, Nordfjellmark - Nevernes, Velfjord, Nordland.

Analyselaboratorium: SHEEN Analytical Pty Ltd., Welshpool, Western Australia.

Analysemetode: fire assay og ICP-massespektrometri

Deteksjonsgrenser: Au (1 ppb), Pt (0,5 ppb) og Pd (0,5 ppb)

Innvekt: ca. 25 gram

Analysedata rapportert til NGU: 14.03.1991

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokaltet/prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 1 Kvernhusenget (vest for Nonstinden), Nordfjellmark, jfr. fig. 1, 2 og 3</i>
1A	<1	2.0	1.0	toppskiktet av kalksekvesen (Vassbygda-gruppen)
1B	<1	2.0	<0,5	skiferen over kalken (ca. 10 cm tykk), tynnskifret
1C	4	2.0	<0,5	mørk sandstein
1D	<1	2.0	<0.5	vittringsjord, underste del (7-8 cm tykkelse)
1E	<1	2.0	2.0	vittringsjord, midtre del
1F	2	2.0	<0.5	vittringsjord, øvre del (repr. ca. 10 cm)
1G	2	1.0	<0.5	2 cm tykt hardt lag over vittringssonen
1H	2	2.0	<0.5	5 cm tykt vittringsmateriale (jord)
1i duplikat	7 4	2.0 1.0	<0.5 <0.5	3-4 cm fastere materiale
1J	4	2.0	1.0	vitret materiale (3-4 cm tykkelse)
1K	6	1.0	<0.5	skifrig sandstein (representerer 10 cm)
1L	2	2.0	<0.5	mørk skifrig sandstein
1M	4	2.0	<0.5	noe lysere, nær massiv sandstein
1N	4	2.0	<0.5	rel. lys sandstein (sterkere laminert enn pr. 1M)

fortsettelse

Tabell 1. — fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokaltet/prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 2A-K (i bekeleie) og 2L (i veigrøft), NØ for Nordretjern, S for Nonstinden i Nordfjellmark, jfr. fig. 1, 2, 4, og 5</i>
2A	<1	4.0	4.0	massiv, gråblå finkornet serpentinit (svakt fortalket)
2B duplikat	2 1	11 9.5	8.0 9.0	grønnlig foliert serpentinit, talk og ? klorittholdig
2C	2	6.0	6.0	lys grønn skifer umiddelbart over foliert serp. (10-15 cm tykk)
2D	4	8.0	8.0	rel. lys, grågrønn svakt foliert skifer
2E	2	6.0	4.0	rel. lys, grågrønn svakt foliert skifer, nær toppen av enheten
2F-A	2	2.0	<0.5	kalkledd (bunnen av kalken)
2F-B	<1	1.0	<0.5	kalkledd (toppen av kalken)
2G	2	3.0	2.0	mørk sandstein med kvartsimpregnasjon (10 cm)
2H	<1	2.0	<0.5	laminert sandstein
2i-A	28	1.0	<0.5	kvartsåre i rusten, vitret sandstein
2i-B	10	3.0	<0.5	rusten, vitret sandstein
2J	4	2.0	2.0	grå, finkornet tett sandstein
2K	<1	3.0	<0.5	finlaminert sandstein
2L duplikat	4 4	4.0 5.0	3.0 3.0	sandstein; lok. 1 m over toppen av talkomvandlet serpentinit
STD 48 duplikat	12 9	120 110	420 440	standard 48 1:14 (kontrollstandard) Au (43 ppb), Pt (200 ppb), Pd (847 ppb)

fortsettelse

Tabell 1. — fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokalitet / prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 3. Langs nederste del av Nordfjellmarkveien (Gunnardalen), Nordfjellmark, jfr. fig.1, 2 og 6</i>
3A duplikat	<1 <1	3.0 3.5	5.0 4.0	relativt lys laminert sandstein
3B	12	3.0	6.0	laminert sandstein, svakt (?ujevnt) sulfidimpregnert
3C	80	6.0	5.0	sandstein (noe rikere sulfidimpregnert enn pr. 3B)
3D	2	3.0	3.0	granatførende (meta)sandstein
3E	<1	3.0	3.0	granatførende (meta)sandstein
3F	2	2.0	1.0	(meta)sandstein, variabelt laminert
3G	4	5.0	4.0	laminert rel. lys (meta)sst. m. endel sulfid-disseminasjon
3H	12	3.0	<0.5	lys, sulfidrik (meta)sst., markert rusten (ca. 6 m ovenfor lok. 3G målt langs veien)
3i-A	4	2.0	<0.5	sulfidimpregnert ultramafitt (serp. harzburgitt)
3i-B duplikat	6 8	13 15	4.0 4.0	sulfidimpregnert ultramafitt (serp. harzburgitt)
3i-C	6	9.0	4.0	sulfidimpregnert, mørk, sterkt omvandlet ultramafitt (serpentinitt)

fortsettelse

Tabell 1. — fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokalitet / prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 4. Elveprofil langs Markaelva, Nordfjellmark; jfr. fig. 1, 2, 7 og 8</i>
4A	2	3.0	2.0	metasandstein med sulfidimpregnasjon (magnetkis)
4B	4	3.0	2.0	"
4C	4	2.0	4.0	"
4D	4	2.0	1.0	"
4E	6	2.0	2.0	"
4F	2	1.0	<0.5	"
4G duplikat	4 4	2.0 2.0	1.0 2.0	"
4H	2	2.0	2.0	"
4i	<1	4.0	2.0	"
4J	<1	2.0	2.0	"
4K duplikat	2 4	2.0 2.5	3.0 3.0	"
4L	4	2.0	2.0	"
4M	12	3.0	2.0	"
4N	4	3.0	2.0	"
4o	2	2.0	2.0	"
4P	2	2.0	<0.5	"
4Q	2	2.0	2.0	"
4R	2	2.0	2.0	"
4S	4	3.0	2.0	"
4S*	4	3.0	2.0	løsblokk med sulfidanrikning i hydrotermalkvarts, fra samme blotning som prøve 4S.
4T	4	2.0	2.0	metasandstein med sulfidimpregnasjon (magnetkis)
4U	2	3.0	2.0	"
4V	2	2.0	2.0	(1 m i ligg av pr. 4A, på motsatt elvebredd)
4W	2	2.0	2.0	metasandstein med sulfidimpregnasjon (magnetkis)
4X	<1	1.0	<0.5	"

fortsettelse

Tabell 1. – fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokalitet / prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
4Y duplikat	<1 <1	1.0 1.0	<0.5 <0.5	metasandstein med sulfidimpregnasjon (magnetkis)
4Z	12	2.0	<0.5	"
4Æ	2	2.0	2.0	"
4Ø	2	2.0	<0.5	"
4AA	6	3.0	1.0	"
4BB	4	3.0	3.0	"
4CC	4	2.0	4.0	"
4DD	4	4.0	4.0	"
4EE	6	4.0	4.0	"
4FF	10	2.0	2.0	"
4GG	4	2.0	1.0	"
4HH	2	<0.5	<0.5	"
4ii	2	3.0	3.0	"
4JJ	4	3.0	2.0	"
4KK duplikat	40 39	9.0 10	5.0 5.5	kalkspatmarmor-horisont (70 cm mektig)
STD 48 duplikat	60 54	230 210	1200 1200	standard 48, 1:9 (kontrollstandard) Au (65 ppb), Pt (300 ppb), Pd (1270 ppb)

fortsettelse

Tabell 1. — fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokalitet / prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 5. Langs Nordfjellmarkveien mellom Gunnardalen og Nordfjellmarka (veiskjøringsprøver); jfr. fig. 1, 2 og 7</i>
5A	2	3.0	7.0	grå kvartspsammitt
5B	4	1.0	<0.5	gråhvit kvartspsammitt, glimmerrik
5C	2	1.0	<0.5	grå, mørk psammitt
5D duplikat	2 2	10 9.0	<0.5 0.5	sterkt deformert mafisk konglomerat
5E duplikat	2 2	3.0 3.0	2.0 2.0	sterkt deformert mafisk konglomerat
5G	2	4.0	3.0	konglomerat
5H	6	3.0	4.0	konglomerat

fortsettelse

Tabell 1. — fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokalitet / prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 6. Nevernes ofiolittfragment samt bergartene umiddelbart over dette; østsiden av Heggefjorden mellom Høglia i nord og Hatten i syd, Velfjord; jfr. fig. 9 og 10</i>
6A duplikat	8 10	8.0 8.0	7.0 7.0	metasandstein med litt sulfider; lok. like over ultramafittkontakten.
6B	7	4.0	<0.5	"
6C	5	13	8.0	"
6D	1	11	28	"
6E	5	12	34	"
6F-1	1	2.5	3.0	"
6F-2	6	10	8.0	"
6F-3	2	1.5	1	"
6G-1	2	5.0	5.0	"
6G-2	2	9.0	7.0	"
6G-3	12	6.0	<0.5	"
6H	14	22	15	båndet og foldet kromittimpregnasjon i metadunitt
6i-2	4	1.0	<0.5	middelskornet kromittimpregnasjon i lys grønn serpentinit
6J	<1	2.0	2.0	finkornet kromittimpregnasjon (? Haabet Cr-anvisning)
6K	2	2.0	2.0	metasandstein, lok. ca. 1.5 m over ultramafittkontakten.

fortsettelse

Tabell 1. — fortsettelse

Prøvenr.	gehalter i ppb			lokalitet / prøvebeskrivelse
	Au	Pt	Pd	
				<i>Lok. 7. Veiskjæring mellom Langfjorden og Medby, midt mellom Nordfjellmark og Nevernes, Velfjord; jfr. fig. 9</i>
7A	2	2.0	<0.5	rusten metasandstein med impregnasjon av magnetkis
7B duplikat	1 <1	1.5 2.0	1.5 1.0	"
7C	<1	2.0	1.0	"
7D	<1	2.0	1.0	"
7E	<1	2.0	<0.5	"
7F	4	2.0	1.0	"
				<i>Sausvatnet ultramafitt-fragment (metaharzburgitt), syd for Sausvatnet; jfr. fig. 1</i>
Saus 1	6	22	18	serpentinisert harzburgitt
Saus 2	16	16	13	serpentinisert harzburgitt
Saus 3	4	15	17	serpentinisert harzburgitt
				<i>Terje Thorsnes og Helge Løseths prøver fra Nordfjellmark og Nevernes-halvøya, Velfjord; jfr. fig. 2, 9 og 10</i>
H 147	4	12	10	sulfidrikt metasediment over Nevernes-offiolittfragmentet
H 339	<1	6.0	6.0	"
H 344	2	5.0	6.0	"
H 345	4	5.0	6.0	"
NFM 18	2	2.0	1.0	matriksbåret mafisk konglomerat
NFM 61	2	<0.5	<0.5	sulfidrik metapsammitt
NFM 153 duplikat	2 4	24 26	8.0 9.0	kromitt-impregnasjon (i åre) i serpentinit (i prøven er åren utsaget fra serpentiniten)
NMF 161	2	3.0	2.0	sulfidrik metasandstein over ultramafitten

Tabell 2. Innhold av Au, Pt, Pd, Ru, Rh, Ir og Os i ppb i krommalm fra Nevernes ofiolittfragment, Velfjord; Krutvassrøddiken serpentinitlinse, Krusvassdal, Hattefjeldal kommune og Ørnstolen ultramafittlinse, Selsøyvik, Rødøy kommune.

Analyselaboratorium: SHEEN Analytical Pty. Ltd., Welshpool, Western Australia

Analysemetode: fire assay (nickel sulphide) og ICP-massespektrometri (Au ikke kvantitativt for gehalter < 500 ppb).

Deteksjonsgrenser: Au (2 ppb), Pt (0,5 ppb), Pd (0,5 ppb), Ru (0,5 ppb), Rh (0,5 ppb), Ir (0,5 ppb) og Os (2 ppb)

Innvekt: 25 gram

Analysedata rapportert til NGU: 14.03.1991

Prøvenr.	gehalter i ppb										lokalitet / prøvebeskrivelse	
	Au	Pt	Pd	Ru	Rh	Ir	Os					
LPN 78/2-14	<5	4	2	72	5	18	20					Nevernes ofiolittfragment , impregnasjonsmalm
LPN 78/3-4 duplikat	<5 5	20 22	20 18	280 290	32 30	100 100	140 140					" " , massiv krommalm
LPN 78/15-7	<5	4	2	92	7	30	48					" " , impregnasjonsmalm
LPN 78/16-1	<5	8	8	90	7	40	66					" " , impregnasjonsmalm
LPN 78/17-2	<5	6	8	94	9	54	76					" " , impregnasjonsmalm
LPN 90-530	5	12	8	110	17	42	50					Krutvassrøddiken serp.linse, massiv krommalm
LPN 90-531	<5	2	2	84	7	32	34					" " , massiv krommalm
LPN 90-532A	<5	116	16	70	31	58	34					" " , massiv krommalm
KØ 1B (1986)	5	2	2	58	7	20	18					Ørnstolen um-linse , svak kromittimpregnasjon
KØ 2A (1986)	<5	12	6	50	10	28	42					" " , sterk kromittimpregnasjon
KØ 3B (1986) duplikat	<5 <5	8 6	8 4	10 10	2 2	6 6	8 6					" " , ultramafisk bergart
KØ 4 (1986)	<5	22	14	68	9	36	36					" " , sterk kromitt-impregnasjon

Tabell 3. Mikroskopundersøkelse av opakmineraler i sulfidførende ultramafiske ofiolitt-bergarter (merket um) og overliggende sandsteiner (merket sst), Nevernes og Nordfjellmark, Velfjord.

* markerer mikrosondeundersøkelse

lokalitetsnr./-navn prøve/slip nr./ bergart (um/sst)	observasjoner, kommentarer, mm.
lok.1 Kvernhusenget 1A sst	-noen få sulfidkorn av varierende størrelse
1B sst	-noen få sulfidkorn i et 3 mm tykt skikt i øvre del av slipet
1C sst	-en god del svært finkornige sulfider i bånd som helt karakteristisk følger båndingen i sandsteinen
1K sst	-både finkornete båndete sulfider og senere mobiliserte sulfider i relativt mer grovkornete ansamlinger på senere stikk i sedimentene
1L sst	-båndete sulfider, hvorav mye magnetkis(po), som er angrepet langs korn grensene og fra korn grensene og innover, resultatet er knudrete utseende korn; litt kobberkis (cp) også observert. -et oksydrikt bånd i den øvre delen av slipet.
1N sst	-mye rekrystallisert po, men ingen ptl-lameller observert i denne; po er middels sterkt angrepet (korrodert); et gulhvitt isotropt sulfid assosiert med po er ptl eller py.
lok.2 Nordretjern 2B um	-disseminasjon av po med relativt mye ptl-avblanding
2D sst	-svært finkornede og finfordelte sulfider.
2G sst	-alternerende sulfidrike og sulfidfattige bånd; enkeltkorn opp til 2,5 mm observert; -hovedsulfidet er po; ganske lite cp er observert.
2i-B sst	-rel. sterk disseminasjon av svært finkornet og korrodert po.
2J sst	-moderat disseminasjon av svært finformete sulfider
2L sst	-rel. sterk disseminasjon av svært finkornete båndete sulfider
lok.3 Gunnardalen * 3A sst	-finfordelte sulfider, ingen klar bånding; hovedsulfidet er po, videre opptrer noe cp; kornstørrelsen er variabel med noen få litt større korn (opptil 0,8 mm)
* 3D sst	-kornaggregat av po med assosiert cp; videre po med ptl-lameller -noe av po er korrodert, men ikke meget sterkt
* 3H sst	-sulfider i sedimentære bånd; po som er hovedsulfidet er rekryst.,anhedral og med bare litt assosiert cp og uten synlige ptl-lameller; po er bare stedvis sterkt korrodert, for det meste er po lite korrodert eller rel.frisk . -en liten hvit euhedral - subhedral inneslutning i po er arsenkis(asp) (bestemt på mikrosonden).
* 3i-A um	-i gjennomlys ser man bare en silikatfase nemlig en relativt finkornet rekrystallisert olivin, dvs. bergarten er en ren metadunitt. -en helt typisk ca.1% disseminasjon av kromitt i rel. store subhedrale korn (opptil 0,8 mm) opptrer. -ba. er rel. sterkt sulfidholdig med anslagsvis 5-10 % sulfider, hvorav 80-90% po og 10-20% ptl, cp ikke obs.; po og ptl bekreftet ved mikrosondeanalyse. -et lite korn av koboltitt(CoAsS)-gersdorffitt(NiAsS) i solid solution bestemt kvalitativt på mikrosonde.

* 3i-B	um	-i gjennomlys ser bergarten ut til å være en typisk metaharzburgitt med olivin (mulig rekrySTALLISERT) samt noe opx. -ba. er betydelig rikere på disseminert kromitt enn i ovenstående tilfelle, denne kromitt er mye mer grovkornet og sterkere omvandlet enn i tilfelle 3i-A. -po opptrer med ptl-lameller, men rel. lite ptl i po, cp ikke observert; ser ut som om sulfidene danner en interkumulufase mellom kumulus ol-krystaller, dvs. vi har en primær magmatisk tekstur med et primært magmatisk mineralselskap; en del po opptrer som dråpeformete inneslutninger i oksydene.
* 3i-C	um	-sulfidisseminasjon i en grovkornet og i en finkornet populasjon; rel sterk dissem. av po med ptl, cp ikke observert. -mikrosondeunders. viste komplekst oppbygd po (hexagonal og monoklin ?) og to generasjoner ptl i denne.
lok.4 Markaelva 4A	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po).
4C	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po).
4D	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po).
4E	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po).
4i	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po), alternerende sulfidrike og sulfidfattigere skikt, enkelte større aggregater opptil 4mm lange.
4K	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po).
4M	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po).
4O	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po).
4Q	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po).
4R	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po); po viser markert korrosjon. -ingen ptl-inneslutninger i po observert.
4S med åre av hydrotermal-kvarts	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po). -hydrotermalkvartsåre i sst., men den er sulfidfri.
4T	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po).
4Æ	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po); et korn med en inneslutning som ser ut som ptl.
4Ø	sst	-sterk disseminasjon av sulfider i sedimentær bånding (po); noen få korn av ptl assosiert med/som inneslutning i po.
4BB	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po).
4DD	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po); sst viser en småbølget foldning, og sulfidene følger meget pent bevegelsene til disse tidlige småkrusningene.
4EE	sst	-sterk dissem. av sulfider i sedimentær bånding (po).
lok.6 Nevernes 6G-1	sst	-vesentlig po som er under nedbrytning til grålige faser (limonitt, mm.)
lok.7 øst for Medby 7B	sst	-sulfider i sedimentær bånding; varierende anrikt og med varierende kornstørrelse i de ulike bånd.
7C	sst	-sulfider (kun po obs.) i sedimentær bånding; varierende anrikt og med varierende kornstørrelse i de enkelte bånd.
7F	sst	-sulfider i sedimentær bånding; varierende anrikt og med varierende kornstørrelse i de enkelte bånd som i dette slipet varierer i tykkelse fra ca.1 til 8 mm.

Tabell 4. Representative analyses of troilite (tr), hexagonal pyrrhotite (hpo), monoclinic pyrrhotite (mpo), pentlandite (ptl) and arsenopyrite (asp) in metamorphosed ultramafic ophiolite rocks (um) and sedimentary overlying metasediments (sst) from Gunnardalen, Nordfjellmark area, Velfjord-Tosen region, Central Norwegian Caledonides.

sample/section no.	rock no.	grain analysis no.	weight-%					atomic-% (recalculated to 100 %)					phase analyzed		
			Fe	Ni	Co	S	As	Total	Fe	Ni	Co	S		As	Ni/Co
3i-B	um	1	30.59	31.19	4.01	33.63	0.00	99.43	24.90	24.10	3.10	47.90	7.77	ptl-lamella	
		2	60.04	0.58	0.05	39.67	0.00	100.33	46.16	0.43	0.03	53.38	14.33	mpo-host (to ptl-lamella in analysis 1)	
		3	28.99	32.83	4.25	33.06	0.06	99.18	23.76	25.53	3.30	47.40	7.74	ptl-lamella	
		4	60.77	0.58	0.08	39.69	0.00	101.12	46.44	0.42	0.06	53.08	7.00	po-host, probably mpo	
		5	27.51	31.44	6.85	33.43	0.04	99.26	22.49	24.39	5.31	47.81	4.59	ptl-lamella	
		6	59.90	0.59	0.09	39.40	0.00	99.99	46.25	0.44	0.06	53.25	7.33	mpo-host	
		7	28.04	32.88	6.14	32.93	0.02	100.00	22.86	25.44	4.75	46.96	5.35	ptl-lamella	
		8	60.76	0.58	0.10	39.08	0.00	100.51	46.81	0.43	0.07	52.69	6.14	hpo-host	
3i-C	um	9	29.39	34.57	1.85	32.73	0.00	98.53	24.24	27.06	1.44	47.25	18.79	Ni-rich ptl in vein, showing hex. parting (1.gen.ptl)	
		10	34.30	31.59	0.53	33.26	0.00	99.68	27.88	24.38	0.41	47.32	59.46	Fe-rich, flame-shaped ptl-lamella (2.gen.ptl)	
		11	61.10	0.31	0.10	38.61	0.00	100.14	47.35	0.23	0.07	52.35	3.29	hpo-host phase	
		12	63.62	0.09	0.04	36.72	0.00	100.47	49.70	0.07	0.03	50.20	2.33	flame-lamella of tr in host-hpo of analysis 11; the tr hosts in turn the flame-ptl of analysis 10	
		13	31.61	28.60	6.48	32.79	0.10	99.57	25.85	22.20	5.03	46.93	4.41	ptl-lamella; reequilibrated Fe-enriched ptl	
		14	61.21	0.33	0.06	39.08	0.00	100.67	47.09	0.24	0.05	52.62	4.80	hpo-host; reequil. Fe-enriched po (originally hpo or mpo)	
3D	sst	15	62.12	0.39	0.07	39.33	0.00	101.90	47.28	0.28	0.05	52.39	5.60	fresh hpo in a partly sec. alt. grain; Fe-enrich. (reeq.)	
		16	52.22	0.68	0.10	41.99	0.00	94.99	41.30	0.51	0.07	58.12	7.29	alteration product of hpo in anal. 15; strongly Fe-depl.	
3H	sst	17	36.89	0.24	2.68	23.37	42.53	105.70	32.85	0.21	2.26	28.27	0.09	subhedral asp-inclusion in po	
3i-A	um	18	ptl (Fe > Ni); po; qualitative EDS-analysis only.	intensity of the strongest Ni-line is ca. 2/3 of that of the strongest Fe-line; qualitative EDS-analysis only.											
	um	19													
	um	20	small grain of Co-Ni-(Fe)-As-S assemblage, i.e. mineral belonging to the cobaltite-gersdorffite solid-solution series; qualitative EDS-analysis only.												
structural formula analysis	1: (Fe _{4.16} Ni _{4.09} Co _{0.32}) _{8.77} S ₈			2: (Fe _{0.865} Ni _{1.008} Co _{0.001}) _{0.874} S			3: (Ni _{4.31} Fe _{4.01} Co _{0.56}) _{8.88} S ₈			4: (Fe _{0.875} Ni _{1.008} Co _{0.001}) _{0.884} S					
	5: (Ni _{4.08} Fe _{3.76} Co _{0.89}) _{8.73} S ₈			6: (Fe _{0.869} Ni _{1.008} Co _{0.001}) _{0.878} S			7: (Ni _{4.33} Fe _{3.89} Co _{0.81}) _{9.03} S ₈			8: (Fe _{0.888} Ni _{1.008} Co _{0.001}) _{0.897} S					
	9: (Ni _{4.58} Fe _{4.10} Co _{0.24}) _{8.92} S ₈			10: (Fe _{4.71} Ni _{4.12} Co _{0.07}) _{8.90} S ₈			11: (Fe _{0.904} Ni _{1.004} Co _{0.001}) _{0.909} S			12: (Fe _{0.990} Ni _{1.0014} Co _{0.0006}) _{0.992} S					
	13: (Fe _{4.41} Ni _{3.78} Co _{0.86}) _{9.05} S ₈			14: (Fe _{0.895} Ni _{1.005} Co _{0.001}) _{0.901} S			15: (Fe _{0.902} Ni _{1.005} Co _{0.001}) _{0.908} S			16: (Fe _{0.711} Ni _{1.009} Co _{0.001}) _{0.721} S					
	17: (Fe _{0.99} Ni _{1.001} Co _{0.07}) _{1.07} As _{0.85} S _{1.09}														
														composition of the different members of the pyrrhotite solid-solution series; simplified from Neumann (1985) and Putnis & McConnell (1980)	
														troilite: Fe _{1.00} S miscibility gap at low temp.: Fe _{0.99-1.00} S hexagonal pyrrhotite: Fe _{0.90-0.93} S intermediate pyrrhotite at higher temp.: Fe _{0.87-0.90} S monoclinic pyrrhotite: Fe _{<0.87} S	

Appendiks 1

Innhold av gull i diverse sulfid-mineraliseringer i de stratigrafisk øvre deler av Leka-ofiolitten. Alle data er hentet fra E. Rundhovdes dr.ing.-avhandling (1992).

	maks.	Au i ppb min.	gj.snitt	n	lokalitet	stratigrafisk lokalisering
1	95	3	30	12	Aune/Vågan	lagdelt ultramafisk kumulat
2	59	8	22	6	Vassdalen	overgangssonen
3	250	3	66	19	Frøvik	kumulatgabbro
4	5710	3	787	18	Sjøhaug	kumulatgabbro
5	60	15	32	3	Stranda	gabbro med variert tekstur
6	3040	120	1140	3	Madsøy 1	gangkomplekset
7	176	84	130	2	Madsøy 2	gangkomplekset
8	3885	135	1205	10	Madsøy 3	gangkomplekset
9	22	3	8	4	Øvden	putelava
10	26	15	21	2	Skeineset	Skeigruppen
11	5710	<3	371	79	alle forekomstene samlet	

Gjennomsnitt : 371 ppb
Minimum : <3 ppb
Nedre kvartil: 11 ppb
Median : 55 ppb
Maksimum : 5710 ppb
Øvre kvartil : 214 ppb

Ifølge Rundhovdes sammenstilling har Au høy korrelasjonsgrad med pseudostratigrafien på Leka (kun overgått av Ag, Cu og Se), og Au er relativt rikt representert i mineraliseringene Sjøhaug, Madsøy 3 og Madsøy 1 (Rundhovde s. 192).

The Skei Group, Leka: an unconformable clastic sequence overlying the Leka Ophiolite

B. A. Sturt, T. B. Andersen and H. Furnes

University of Bergen, Geological Dept. A, Allégt. 41, N-5400 Bergen, Norway

ABSTRACT

The sedimentary rocks of the Skei Group, of probable Ordovician age, make profound stratigraphic unconformity with the rocks of the Leka Ophiolite. Detailed mapping shows that the sediments were deposited on an irregular land surface, with considerable differences in topographic elevation. The Skei Group is an overall fining-upwards sequence, and its lower part is apparently dominated by deposits of alluvial fan and braided streams. The upper part of the Skei Group is probably a shallow marine sequence. At the basal unconformity, a palaeo-weathering profile is well preserved. This profile contains a major development of secondary carbonate, probably caliche, and horizons with such carbonate are also present in the braided stream deposits. This suggests that the lower part of the Skei Group not only developed in a continental milieu, but also that it was deposited under semi-arid climatic conditions. This leads to the suggestion that the rocks represented part of a former redbed sequence, and that their present coloration is an effect of the greenschist facies metamorphism.

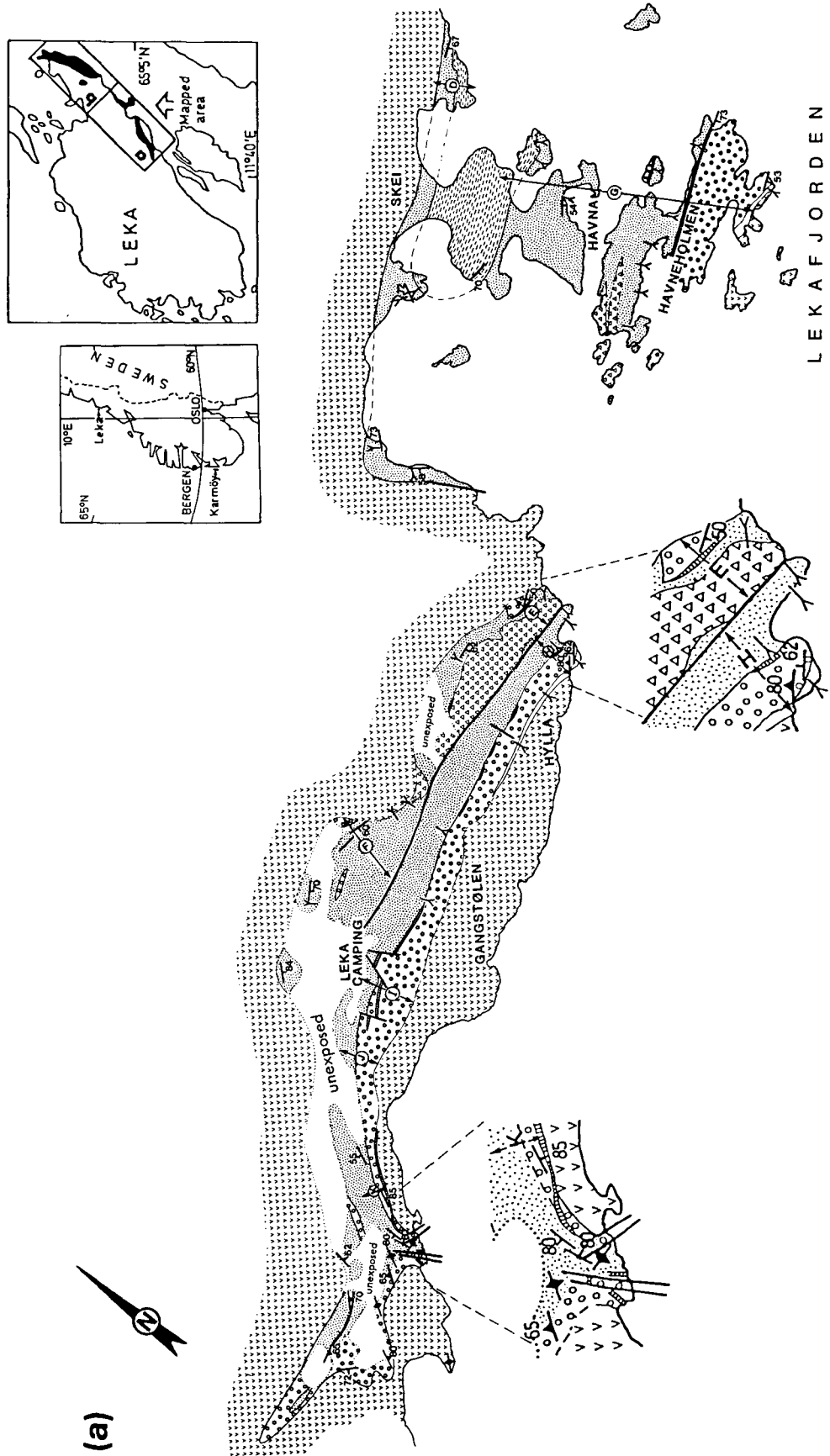
Introduction

The sediments of the *Skei Group* comprise a series of well-preserved metasedimentary rocks of greenschist facies metamorphic grade. They occur within a complex, tightly pinched-in syncline above the Leka Ophiolite, and rest upon the latter with profound stratigraphic unconformity. In a number of papers (Prestvik 1974; Prestvik and Roaldseth 1978; Prestvik 1980), these rocks have been referred to as the Skei Formation, which was described as containing both sedimentary and volcanic rocks and considered to be a continuous cap-rock sequence to the Leka Ophiolite. Birkeland (1958), however, considered Leka to be composed of two distinct units: an older complex of volcanic and plutonic rocks, and a younger sequence of sedimentary rocks, dominantly clastic. We do not intend to discuss the Leka Ophiolite in this paper, but refer readers to the account given by Prestvik (1980) of its salient features.

The question of the stratigraphical position of the rocks of the Skei Group is of obvious importance

with reference to the geotectonic and palaeogeographical setting of the ophiolite, as pointed out by Furnes *et al.* (1980). In allocating the sediments to a younger sequence, Birkeland (1958) drew attention to the fact that the conglomerates contained cobbles of serpentinites and a clast population which included, in addition, undeformed and deformed gabbros, greenstones, and trondhjemites. Although not specifically stated by Birkeland, one may infer from these observations that a stratigraphical hiatus exists between the sediments of his 'younger sequence' and the substrate of mafic/ultramafic rocks. With this in mind we have remapped the Skei rocks on the scale of 1:5000, and found that there is a primary unconformity at the base of the sediments (Andersen *et al.* 1979) which is, in part, underlain by a distinctive weathering profile now preserved in the mafic rocks of the substrate.

We propose that the term *Skei Group* be applied to these rocks, and that they be divided into two formations: the *Stegaffell Formation* (lower), and the *Havna Formation* (upper). The top of the group is nowhere seen, and direct correlations with the main-



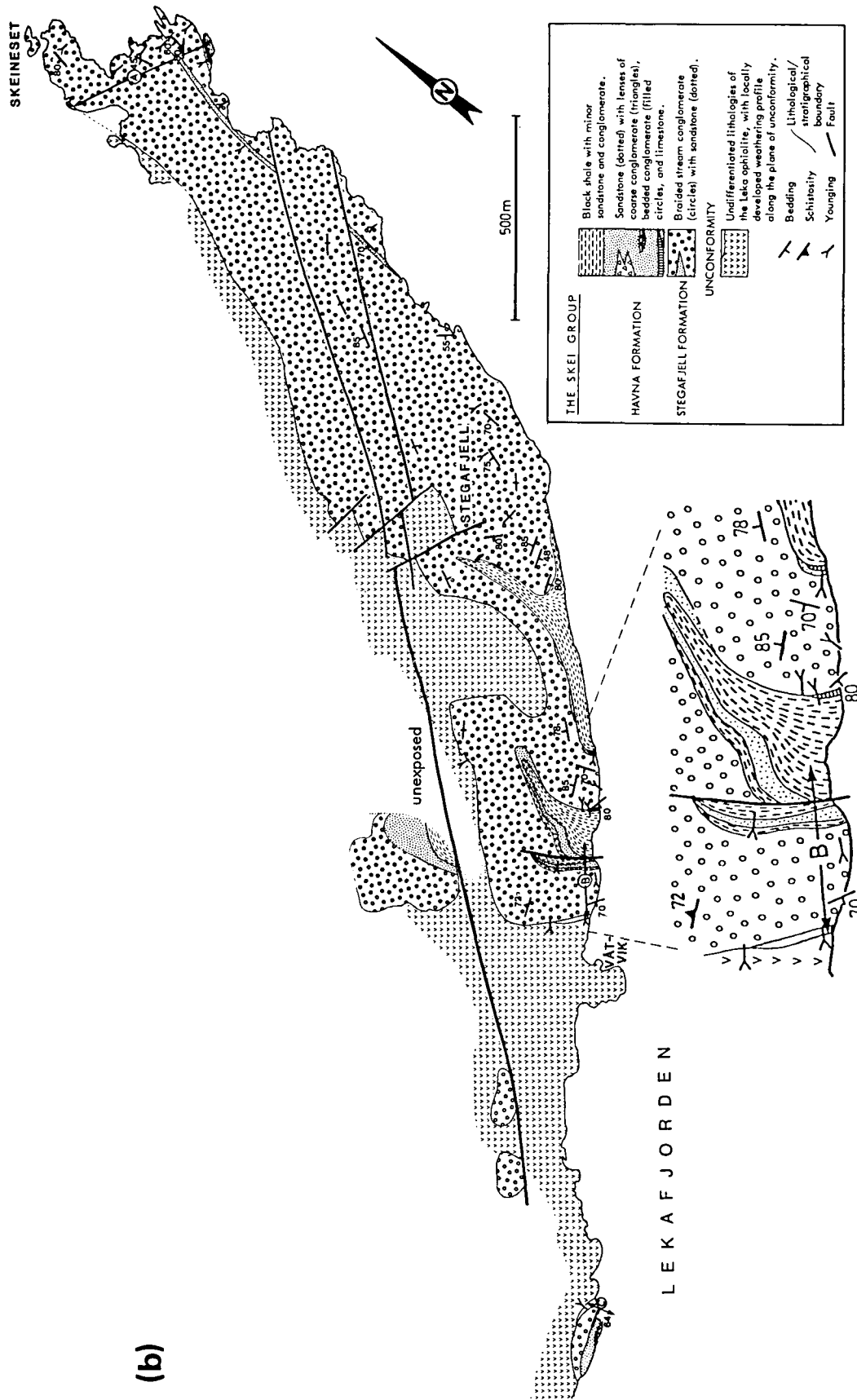


Fig. 1. Geological map of the Skei Group, Leka

land cannot be made owing to faulting along Leka-fjorden. Furthermore no fauna has yet been recovered from the rocks of the Skei Group, and so a biostratigraphic position for the sequence has not been determined. Traditionally, however, they have been correlated with the Lower Hovin Group of the Trondheim area (Prestvik 1974), a volcano-sedimentary succession of early Ordovician age.

It is pertinent to comment briefly on the structures which control the distribution of the Skei Group on Leka. The sediments are chiefly preserved in three main F_1 synclines. Two of these have their hinges partly preserved at Havna and northeast of Våtvik (Fig. 1), and they show a reclined fold geometry. The outcrop pattern in the southern part of the mapped area is controlled by a tight overturned F_1 syncline, which has a non-cylindrical geometry, but with a generally horizontal axis. The interference pattern caused by a second fold phase (F_2) is seen at the scale of mapping by the refolding

in the hinge zone of the F_1 syncline northeast of Våtvik (Fig. 1).

As a detailed structural study has not yet been completed, we shall deal principally with the lithostratigraphy of the Skei Group, the main purpose of this account being to draw attention to the unconformity at the base of this unit.

The Unconformity

The unconformity at the base of the Skei Group can be mapped with confidence though the precise contact is seen only in a few localities i.e. Skeineset, Våtvik, C, Havneholmen, Hylla, F, and K (letters refer to localities at the base of stratigraphic profiles shown in Fig. 2 and located on Fig. 1).

At the Havneholmen locality it is continuously exposed over a 200 m section, and at Hylla it is well to intermittently exposed along a 400 m section.

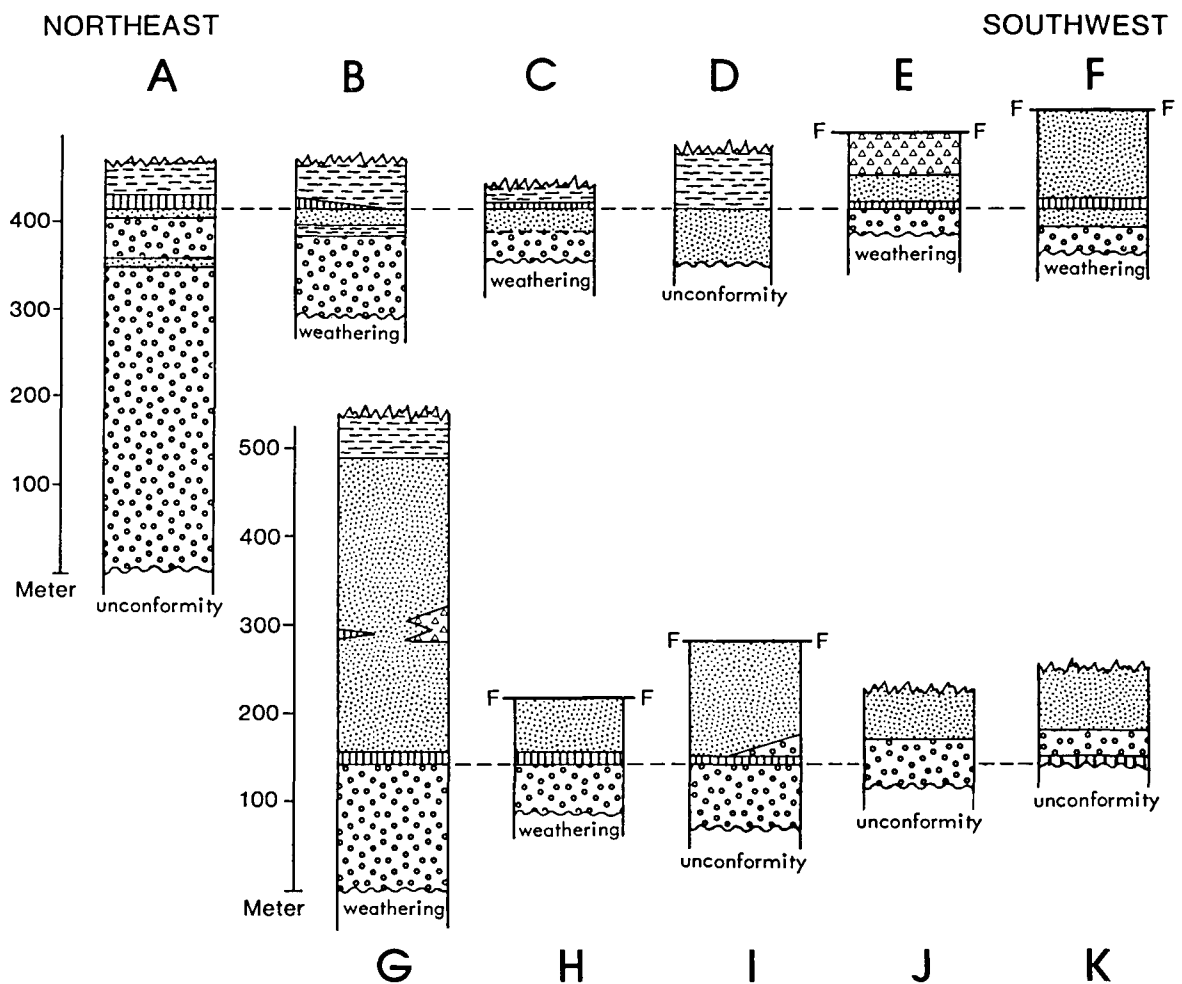


Fig. 2. Stratigraphical profiles (A–J shown in Fig. 1) from the Skei Group. A thin, impersistent limestone is considered to represent a palaeohorizontal time plane. The variation in stratigraphic thickness beneath this plane is chiefly explained by the palaeorelief in the rocks underlying the Skei Group

Evidently the sediments of the Skei Group were deposited on an irregular topography; this is indicated at the unconformity by the observation that different members of the Skei sequence make direct primary contact with the underlying rocks of the Leka Ophiolite. At Skeineset, Våtvik, C, Havneholmen, Hylla, Leka Camping, and J the conglomerates of the Stegafjell Formation (letters refer to Figs. 1 and 2) occur at the base of the succession. Along the northwest margin of the syncline, in the Skei area, the rocks of the Havna Formation directly overlie the ophiolite (Figs. 1 and 2).

We will first describe the unconformity at the Havneholmen and Hylla localities. At these sections a series of coarse sandstones and conglomerates, which show considerable lateral and vertical variation, directly overlie the rocks of the underlying ophiolite. These sediments show features indicating that they probably represent braided stream deposits, and can be observed to overstep markedly upon the ancient land-surface. Fig. 3 illustrates this

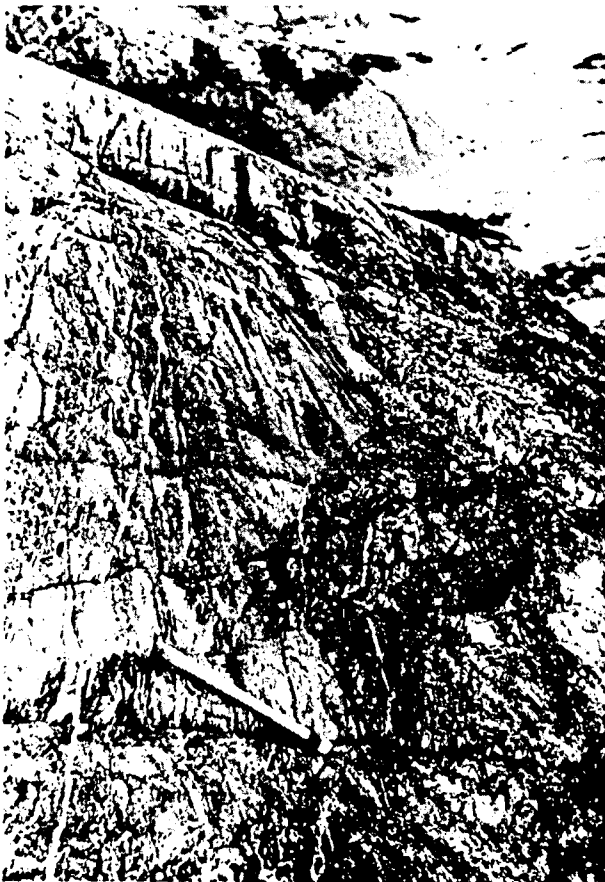


Fig. 3. Unconformity between bedded conglomerates and sandstones and weathered gabbro at Hylla. At this locality a palaeoslope of approximately 30° has been overstepped by the sediments. Note the strong alteration by palaeoweathering in the gabbro

overstepping. Here a series of conglomerates and sandstones are seen to overlap on the irregular surface of the weathered gabbro. Similar features can be observed on Havneholmen, Hylla, and at Våtvik. On a larger scale the progressive burial of the irregular topography is shown in Fig. 2, in which the sedimentary columns have been normalized with reference to a thin limestone. This limestone, where present, has been taken to define the base of the Havna Formation. There can be no doubt that the rocks of the Skei Group overlie all of the plutonic and volcanic rocks of Leka, and that the inclusion of certain volcanics within the Skei Formation was in error (Prestvik 1974).

One of the most interesting features of the unconformity is that it not only marks a highly irregular topography at the base of the Skei Group, but that also parts of a pronounced fossil weathering profile are preserved at a number of localities (Figs. 1 and 2, sections B, C, E, F, G, and H). The fossil weathering profile is best seen at the Havneholmen and Hylla localities where it is developed on gabbro intruded by diabase dykes. At Havneholmen the zone affected is some 25 to 30 m in depth, and the lowest levels are defined by the incipient breakdown of the good ophitic texture of the gabbro. At outcrop scale, the first alteration observed is the patchy breakdown of the igneous texture of the gabbro. Within such irregular zones a complete obliteration of the ophitic texture is noted at a level 10 to 15 m below the unconformity (Table 1). The textural change in the gabbro is accompanied by an increasing content of carbonate and more rarely quartz veining towards the unconformity. The diabase dykes remain virtually unaffected, and well-defined dyke margins can be traced in the altered gabbro (Fig. 4). Apart from transecting carbonate veins they show little of the effects of supragene alteration, and only in the upper few metres do they show conspicuous signs of breakdown. This is similar to that observed by Kalliokoski (1975) from a palaeoweathering zone of Precambrian age from Michigan.

In thin section, the first signs of alteration are observed in the mafic minerals of the gabbro, and this has been traced in a profile down to a level 25.6 m beneath the unconformity at Havneholmen. One of the most conspicuous features, of the initial alteration of the gabbro, is the progressive replacement of the mafic minerals by ankeritic dolomite, and such alteration may be found at relatively deep levels in the profile. Although complete replacement of the mafic minerals may have occurred, a palimpsest ophitic texture can still in some cases be discerned within the textural relationships of the less-altered plagioclase feldspars (Table 1). The detailed primary textural changes, however, are partly

Table 1. Petrography of fossil weathering profile

Sample nr.	Relics of primary texture	Mineralogy	Alteration effects	Distance from UC
HH 9	Ophitic	Act, sausplag, dol	Patchy growth of dol in the mafic minerals.	25.6 m
HH 8	Relic ophitic	Act, chl, ep, sausplag, dol	All originally mafic minerals contain abundant dol replacement.	17.2 m
HH 7	Not preserved Post Skei Gp metamorphic texture	Ab, chl, act, dol, qtz	All primary mafic minerals replaced by dol. Plag is recrystallized ab/olig.	13.6 m
HH 6	Not preserved Post Skei Gp metamorphic texture	Ab, chl, ep, dol, qtz, ore	The pre-metamorphic texture dominated by fine grained aggregates of dol, ab and qtz.	9.6 m
HH 5	Relics of ophitic texture	Ab, chl, ep, dol, qtz	The plag occurs as polygonal aggregates. The mafic minerals are altered to dol and chl. Veins of dol/qtz.	6.0 m
HH 4	Relics of ophitic texture	Ab, dol, chl, ep, bio, act, ser, qtz	All primary mafic minerals destroyed. The plag displays spherical alteration producing ser. The plag-rich domains coarser grained than the mafic.	5.2 m
HH 3	Relics of ophitic texture	Ab, chl, ep, ser, dol, qtz, bio, act	All mafic minerals replaced by dol and chl. Dol/qtz veins.	3.6 m
HH 2	Not preserved	Ab, chl, ep, act, dol, qtz	Fine grained, recrystallized matrix with plag, dol, chl overgrown by porphyroblastic act and ep.	1.6 m
HH 1	Not preserved	Ab, chl, ep, act, dol	Fibrous and non-fibrous plag and dol dominates the matrix overgrown by porphyroblastic ep, chl and act.	0.8 m

Abbreviations: act—actinolite, ab—albite, chl—chlorite, bio—biotite, dol—ankerite dolomite, ep—epidot, olig—oligoclase, plag—plagioclase, ser—sericite, sausplag—saurusitized plagioclase

blurred by the later imposed post-Skei Group greenschist facies metamorphism which caused recrystallization and new mineral growth in the weathered rocks. Thus the present mineralogy consists of a metamorphic assemblage superimposed on the alteration products formed by the ancient subaerial weathering.

The carbonate veining, replacement, and textural discontinuity in this zone is considered by the authors possibly to be the product of caliche development in a palaeoweathering profile, and as such is closely comparable to the sub-Cambrian caliche development claimed by Kalliokoski (1975) from Michigan. Many clasts of such carbonate are



Fig. 4. The palaeoweathering zone 3–4 m beneath the unconformity at Havneholmen. The ophitic texture in the gabbro has been destroyed by the dolomite replacement (left). The less altered diabase dyke (right) preserves its primary texture, and the alteration in this is chiefly seen as transecting dolomite and quartz veins

found in the lower parts of the overlying conglomerates, and occasional carbonate pebbles with relic gabbro texture have been observed. The conglomerates and sandstones in the lower part of the Stegafjell Formation also contain irregular layers and veins of a similar brown ankeritic dolomite, and sporadic plug-like, patchy cementation by such material is observed in some of the conglomerates. Such features resemble closely those observed in modern and fossil caliche profiles in fluvial clastic sequences (Gile *et al.* 1966; Steel 1974).

It is concluded that the sediments of the Skei Group lie unconformably upon an irregular topography carved by subaerial erosion from the Leka Ophiolite. The overstepping of different horizons of the Skei Group onto this irregular surface can be demonstrated both on the scale of the individual outcrops and on the scale of mapping. It is also obvious that the unconformity transgresses different parts of the ophiolite complex because at Havneholmen and Hylla the underlying rock is a gabbro with sporadic dykes, whereas at Våtvik the rocks are diabase dykes and trondhjemites.

The Lithostratigraphy and Sedimentary Features of the Skei Group

It is proposed that the Skei Group be divided into two formations. The *Stegafjell Formation* (lower) is dominated by gravel conglomerates with subordinate sandstones probably formed as braided stream deposits. The boundary to the overlying *Havna Formation* is taken to lie at the level of an impersistent limestone. The lower part of this formation is made up chiefly of sandstones giving way upwards to black shale (now phyllite) with minor sandstone and conglomerate bands. The maximum thickness of the Skei Group seen on Leka is approximately 530 m.

The Stegafjell Formation

This lower formation of the Skei Group shows a pronounced variation in thickness within the mapped area (Fig. 2), and it is considered that this is due to a pronounced palaeorelief in the topography cut into the underlying ophiolite. Where a continuous stratigraphic profile can be followed, the formation has its maximum development at Skeineset (Figs. 1 and 2) where the thickness is approximately 410 m (uncorrected for tectonic strains). Apart from a few medium to coarse grained sandstones in the upper part in the Skeineset area, the Stegafjell Formation is made up chiefly by conglomerates.

The conglomerates show a plethora of well-preserved sedimentary structures. They are most

commonly pebbly gravels with some cobbly varieties, and can be variably matrix and clast supported. The gravelly facies may be massive, but is most commonly crudely or well bedded. The crudely-bedded subfacies normally has a horizontal stratification. Equally common, however, are trough cross-bedded gravels which fill channels that cut into each other, both laterally and vertically. The rapid lateral facies changes resulting from the channelling makes it difficult to trace individual beds for more than a few metres along strike (Fig. 5). Commonly the scour and fill structures contain clast-supported and well-sorted pebbly conglomerates. Various types of grading (normal, reverse, and composite) are frequent, but have not been systematically studied.

The conglomerates contain interbedded sandstone units ranging in thickness from a few centimetres to a metre and are composed of fine to coarse sandstones, and the coarse varieties are frequently pebbly. The sand facies is dominated by horizontally bedded, trough cross-bedded and ripple cross-laminated sandstones. Some of the laminated, very fine-grained, silty sandstones may represent overbank deposits, but otherwise there is a conspicuous lack of a shale facies.

The pebble population of the conglomerates is dominated by ophiolite-derived material in the lower part of the formation. Brown dolomitic pebbles derived from the weathering zone in the ophiolite are typically common. The ophiolite-derived clasts in the Stegafjell Formation are chiefly greenstones, diabases, trondhjemites, isotropic gabbros characteristic of the upper parts of the ophiolite pseudostratigraphy; and only rarely are clasts of ultramafic rocks present. The clasts are normally well rounded and generally within the pebble range, but cobbles up to 20 cm in diameter occur locally. In the higher parts of the formation well-rounded, undeformed pink granites form an exotic suite of pebbles which were derived from a presently unknown source. Caledonian granitic rocks, however, occur in this region, and these clasts may have their origin in the Hortavær (Gustavson and Prestvik 1979) or from time-equivalent granitic complexes.

As mentioned previously, the Stegafjell Formation shows lateral variations in thickness from in excess of 400 m at Skeineset to zero at Skei (Fig. 2,D) and south of Leka Camping (Fig. 2,K). This is a primary feature and is a consequence of the palaeorelief in the topography underlying the Skei Group. By direct measurement of the angle of unconformity and the bedding of overstepping clastics, palaeoslopes of up to 30 degrees can be indicated, although these values are not corrected for tectonic strains.



Fig. 5. Braided stream sediments in the lower part of the Stegafjell Formation at Våtvik. Channels are seen in both the lower, middle and upper part of the picture, giving rise to the rapid lateral and vertical facies variation



Fig. 6. Scour and fill structure with clast supported conglomerate in the Stegafjell Formation, Skeineset

The sedimentary features of the Stegafjell Formation taken together with the evidence for subaerial weathering and the irregular palaeotopography indicate that deposition commenced in a continental environment. The record of the sedimentary structures and of the facies in the Stegafjell Formation indicate that the sediments were probably deposited in a braided stream environment (Miall 1977), though more detailed work is required to provide a precise environmental interpretation. The presence of a deep weathering profile with carbonate replacement in the ophiolite rocks and the probable caliche development in the Stegafjell Formation would indicate deposition in an arid to semi-arid climate. The continental deposits in such an environment would be expected to be of red bed facies. Thus the possibility must be considered that the clastics of the Stegafjell Formation formerly represented a red bed association.

If this was the case, the grey-green colour of the Stegafjell Formation could be interpreted as a consequence of later imposed greenschist facies metamorphism. This would be analogous to the colour change in the Torridonian Sandstones of north-west Scotland in the section from Assynt to Kisborn (Barber *et al.* 1978).

The Havna Formation

The type area of this formation, in the Havna area, has a minimum stratigraphic thickness of

approximately 380 m (top not seen). It contains three main members: (1) the limestone member (lower), (2) the sandstone member (middle), and (3) the black phyllite member (upper).

The limestone member is impersistent and has a maximum thickness of 3–4 m (Havneholmen and Skeineset). It occurs above the conglomerates of the Stegafjell Formation. In a few localities, however, it is overlain and truncated by the erosional plane at the base of conglomerates similar to those that also underlie it. In such areas, the overlying conglomerates have abundant limestone pebbles (Fig. 1, Fig. 2, I and J). At one locality south of Leka Camping (Fig. 1 and Fig. 2, K) the limestone rests directly with a primary contact on the ophiolite.

On the northwestern limbs of the complex pinched-in syncline (Fig. 1) the stratigraphical development is somewhat different from that of the southeastern limb. The limestone in this case is often underlain by a calcareous sandstone (Fig. 1 and Fig. 2, A, B, C, and F), and is directly overlain by the black phyllites. Although no fauna has yet been recovered from this limestone, it is suggested that it probably marks an event of marine transgression, though in such an environment a non-marine perhaps lacustrine origin for the limestone cannot be excluded.

The middle member of the Havna Formation is a well-bedded sandstone with a maximum thickness of 310 m (Havna–Havneholmen area). It contains abundant primary sedimentary structures including grading, cross-bedding, ripples, dewatering structures, and clastic dykes, and probably represents a

shallow marine environment (Fig. 7). It is generally calcareous and, in the area 200–300 m northeast of Leka Camping (Fig. 1), the sandstone is interbedded with thin layers of impure limestone. On a small island close to Havneholmen (Fig. 1) a one metre thick limestone is locally developed and is overlain by a lens of pebbly sandstone which channels down into the limestone. At approximately the same stratigraphic level, on Havneholmen, the sandstone is abruptly truncated by coarse sedimentary breccias consisting predominantly of angular blocks of layered gabbro and ultramafic rocks, which are up to one metre across (Fig. 8). These breccias form fan-like bodies and also occur north of Hylla (Fig. 1). Internally they are generally massive, but in a few localities reworking of finer-grained matrix material gives distinct bedding. The layered gabbros and ultramafic rocks in the blocks show that at this stage deep erosion had unroofed the lowest part of the Leka Ophiolite, and the nature of the deposits indicate active syndepositional faulting close to or even within the sedimentary basin itself.

The highest stratigraphical level exposed on Leka is represented by the third member of the Havna Formation. This black phyllite (maximum observed thickness 65 m) in the northeastern part of the area forms a laterally persistent unit. It has abundant interlayered graded sandstones and grits, and locally contains conglomerates.

The black colour stems from a combination of carbonaceous material (possibly graphite) and disseminated iron sulphides, predominantly pyrite.

A precise model for the depositional environment



Fig. 7. Sandstones in the middle member of the Havna Formation at Skei, showing normal grading, a clastic dyke and a load structures



Fig. 8. Coarse sedimentary breccia in the Havna Formation. The clasts are chiefly composed of gabbro, gabbropegmatite and ultramafics from the plutonic zone in the ophiolite. The preferred orientation of the clasts is a result of rotation into the S_1 cleavage

of the Havna Formation will not be given here although it appears to be a shallow marine sequence.

Discussion

It appears clear that the Skei Group was deposited unconformably upon a deeply-eroded ophiolite terrane. Evidence has been presented to show that the irregular surface beneath the Skei Group was subjected to subaerial weathering, and a deep weathering zone containing possible fossil caliche is preserved at a number of localities. The overlying Stegafjell Formation consists of sand and gravels, and deposition in a fluvial braided stream pattern has been indicated. The recognition of possible caliche development both in the weathering profile and sporadically within the Stegafjell conglomerates indicates that these sands and gravels originally may have been a red bed sequence. The present grey-green colour of the sandstones and conglomerates would thus be ascribed to the later pervasive greenschist facies metamorphism affecting the Skei Group. The Havna Formation is considered to have been deposited under shallow-water marine conditions. The Skei Group is folded in a complex manner into a tight pinched-in synclinal fold. The structural complexity is considered to result from a combination of the influence of the pre-Skei Group topography and refolding during F_2 .

It is now obvious that the Group I ophiolites (Furnes *et al.*, this volume; Sturt *et al.* 1983), to

which the Leka Ophiolite belongs, are capped by a major unconformity of Ordovician age within the belt-length development of the Scandinavian Caledonides (Sturt and Thon 1978; Minsaas and Sturt, this volume; Sturt *et al.* 1983). It has further been shown that the Finnmarkian metamorphic complex of the Kåfjord–Vaddas area is cut by a similar unconformity (Ramsay *et al.*, this volume). Generally the sediments, above the unconformity, are transgressive clastic-dominated sequences capping already obducted ophiolite fragments and deeply eroded Finnmarkian metamorphic complexes of Barrovian type. It is very difficult to place any precise age on such major unconformities. In the first instance unconformities are markedly diachronous in time, and in the second palaeontological control on the age of the post-unconformity sequences is very incomplete. In many cases it can only be stated that the unconformity is pre-Ashgill in age, based on the common presence of fossil bearing Ashgillian limestones in many of the sequences in western Norway (Thon, this volume), and beneath which are variable thicknesses of conglomerate dominated sequences of unknown age. In the case of the Støren Ophiolite, the capping unconformity can be dated as being pre-Late Arenig based on graptolite control (Ryan and Sturt this volume). On Bømlø, in Sunnhordland, a major unconformity separates the stratigraphically younger Siggjo volcanics from the already-folded Lykling Ophiolite (Nordås *et al.*, this volume). The latter involves ensimatic island arc volcanics dated at 535 ± 46 Ma, and the Siggjo vol-

canics have been dated at 464 ± 16 and 468 ± 23 Ma (Furnes *et al.* 1983), showing that the minimum age of the unconformity is middle Ordovician. As no fauna or age determinations are available from Leka, it is as yet impossible to place any age constraint on the Skei Group.

The major development of pre-Ashgill coarse clastic sequences, along the length of the belt, and the presence of highly irregular subunconformity topography, recorded from both Lyngen (Minsaas and Sturt, this volume) and Leka are indicative of major vertical uplifts. This fits well with the exotic clast population of undeformed 'granitic' plutonic rocks, acid volcanics, etc., perhaps corresponding with volcanic/plutonic arc development with rapid uplift and unroofing.

On Bømlo, in addition to the unconformity described above, evidence is also available for two further unconformities in the Ordovician and Silurian (Brekke 1983). These are respectively post-Siggjo volcanics-pre Ashgillian and post lowermost Llandovery. According to Brekke (1983) these are apparently related to block faulting and tilting with subsequent deep erosion. This attests to active tectonism during the Ordovician and early Silurian in the rocks of the higher western nappes.

The recognition of this belt-length pattern of unconformities must be of major importance in any attempt to model Caledonian geotectonic evolution.

Acknowledgements

The authors wish to thank Ellen Irgens for preparing the illustrations. The work was financed by the Norwegian Research Council for Science and the Humanities (Project D48.22.17). Norwegian contribution No. 56, Project Caledonide Orogen (IGCP).

References

- Andersen, T. B., Furnes, H. and Sturt, B. A. 1979. Bevis for en hiatus mellom Leka Ophiolitten og Skei Gruppen, Leka, Nord Trøndelag (abstract). *Geolognytt*, **13**, p. 4.
- Barber, A. J., Beach, A., Park, R. G., Tarney, J. and Stewart, A. D. 1978. The Lewisian and Torridonian rocks of north-west Scotland. *Geol. Assoc. Guide*, **21**, 97 pp.
- Birkeland, T. 1958. Geological and petrological investigation in northern Trøndelag. *Norsk geol. Tidsskr.*, **38**, 327-420.
- Brekke, H. 1983. *The Caledonian Geological Patterns of Moster and Southern Bømlo. Evidence for Lower Palaeozoic Magmatic Arc Development*. Unpublished cand. real. thesis, Univ. of Bergen. 473 pp.
- Furnes, H., Roberts, D., Sturt, B. A., Thon, A. and Gale, G. H. 1980. Ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides. In *Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979*, 582-600.
- Furnes, H., Ryan, P. D., Greene, T., Roberts, D., Sturt, B. A. and Prestvik, T. this volume. Geological and geochemical classification of the ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides.
- Furnes, H., Austrheim, H., Amalixsen, K. G. and Nordås, J. 1983. Evidence for an incipient early Caledonian (Cambrian) orogenic phase in south western Norway. *Geol. Mag.*, **120**, 607-612.
- Gile, L. H., Peterson, F. F. and Grossman, R. B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, **101**, 347-360.
- Gustavson, M. and Prestvik, T. 1979. The Igneous Complex of Hortavær, Nord-Trøndelag, Central Norway. *Norges geol Unders.*, **348**, 73-92.
- Kalliokoski, J. 1975. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols in Northern Michigan. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **86**, 371-376.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Reviews*, **13**, 1-62.
- Minsaas, O. and Sturt, B. A. this volume. The Ordovician-Silurian clastic sequence overlying the Lyngen Gabbro Complex, and its environmental significance.
- Prestvik, T. 1974. Supracrustal rocks of Leka, Nord Trøndelag. *Norges geol. Unders.*, **311**, 65-87.
- Prestvik, T. 1980. The Caledonian ophiolite complex of Leka, north central Norway. In *Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979*, 555-566.
- Prestvik, T. and Roaldseth, E. 1978. Rare earth element abundances in Caledonian metavolcanics from the island of Leka, Norway. *Geochem. J.*, **12**, 89-100.
- Ramsay, D. M., Sturt, B. A., Zwaan, K. B. and Roberts, D. this volume. Caledonides of northern Norway.
- Ryan, P. D. and Sturt, B. A. this volume. Early Caledonian orogenesis in northwestern Europe.
- Steel, R. J. 1974. Cornstone (fossil caliche)—its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red Sandstone, western Scotland. *J. Geol.*, **82**, 351-369.
- Sturt, B. A. and Thon, A. 1978. A major early Caledonian igneous complex and a profound unconformity in the Lower Palaeozoic sequence of Karmøy, southeast Norway. *Norsk geol. Tidsskr.*, **55**, 221-228.
- Sturt, B. A., Roberts, D. and Furnes, H. in press. A conspectus of Scandinavian Caledonian ophiolites. *J. Geol. Soc. London*.
- Thon, A. this volume. Late Ordovician and Early Silurian cover sequences to the west Norwegian ophiolite fragments: stratigraphy and structural evolution.

APPENDIX 3

AGSO

AUSTRALIAN GEOLOGICAL
SURVEY ORGANISATION



Record 1993/53

An international conference on crustal
evolution, metallogeny and exploration of
the Eastern Goldfields

Excursion Guidebook

Compiled by P R Williams and J A Haldane

presented by Geoconferences, WA INC

Sponsored by

◆ AGSO ◆ GSWA ◆ CSIRO ◆

◆ Key Centre (Department of Geology & Geophysics, UWA) ◆

The regolith and its exploration and economic significance (pp. 75 - 100)

Compiled by R.R. Anand

Contributors: R.R. Anand, C. Phang, R.E. Smith, T.J. Munday

CSIRO Division of Exploration and Mining
Private Bag
PO Wembley, WA 6014

The importance of regolith in mineral exploration

by R.R. Anand and R.E. Smith

On the Yilgarn Craton, it is interpreted that the combined effects of prolonged deep weathering under warm, humid conditions followed by differential erosion and physical and chemical modification, particularly under arid or semi-arid conditions, have led to a great variety of materials exposed on the land surface and to intricate regolith-landform relationships. For an exploration programme, it is important to understand the regolith-landform relationships in the wide variety of terrain types which have resulted from this complex geomorphic settings and regolith evolution, for two reasons:

- (i) to design and execute the sampling programme properly;
- (ii) to present and interpret the data properly.

Both of these tasks need to include a knowledge of regolith and landscape evolution, weathering, and dispersion processes.

For geochemical and geophysical exploration regolith-landform control is provided by regolith-landform mapping, establishing the regolith stratigraphy within these mapped units, and synthesizing a regolith-landform model. An overall flow chart for carrying out regolith mapping is shown in Fig.1. Different geochemical thresholds usually apply to different sampling media and hence to different regolith-landform mapping units. One purpose for producing a regolith-landform map is to delineate areas or units within which data may be treated uniformly. Regolith-landform maps also identify and delineate areas characterised by com-

plex surficial relationships which may require specialised exploration approaches in contrast with areas which require, for example, straight-forward soil sampling. For these reasons it may be very useful to consider regolith-landform relationships in interpretative terms, that is, *residual*, *erosional* and *depositional regolith-landform regimes* (Anand, & others, 1989). *Residual regimes* are mappable areas characterised by widespread preservation of lateritic residuum. Conceptually, they are relics of an ancient weathered landsurface. *Erosional regimes* are those areas where erosion has removed the lateritic residuum to the level where the mottled zone, saprolite, or fresh bedrock are either exposed, concealed beneath soil, or beneath thin locally derived, associated sediments. *Depositional regimes* are areas characterised by widespread sediments which can be many metres thick. The boundary between residual and depositional regimes can be gradational or sharp. The substrate can range from stripped surfaces to complete weathering profile. It is now recognized that, in some regions, extensive areas in depositional regimes can be underlain by complete or near-complete lateritic weathering profiles (Anand & others, 1991).

Commonly, residual, erosional, and depositional regimes must be subdivided into regolith-landform mapping units. The extent of subdivision will, of course, depend upon the mapping scale. The more detailed the scale becomes, the more the mapping units become regolith- rather than landform-based, and vice versa.

If the broad *regolith-landform regimes* are mapped in an area, it usually becomes clear which geochemical sampling media to use. Where the lateritic horizon is preserved, duricrust, pisoliths and nodules form an ideal sampling medium for seeking widespread dispersion haloes for Au and

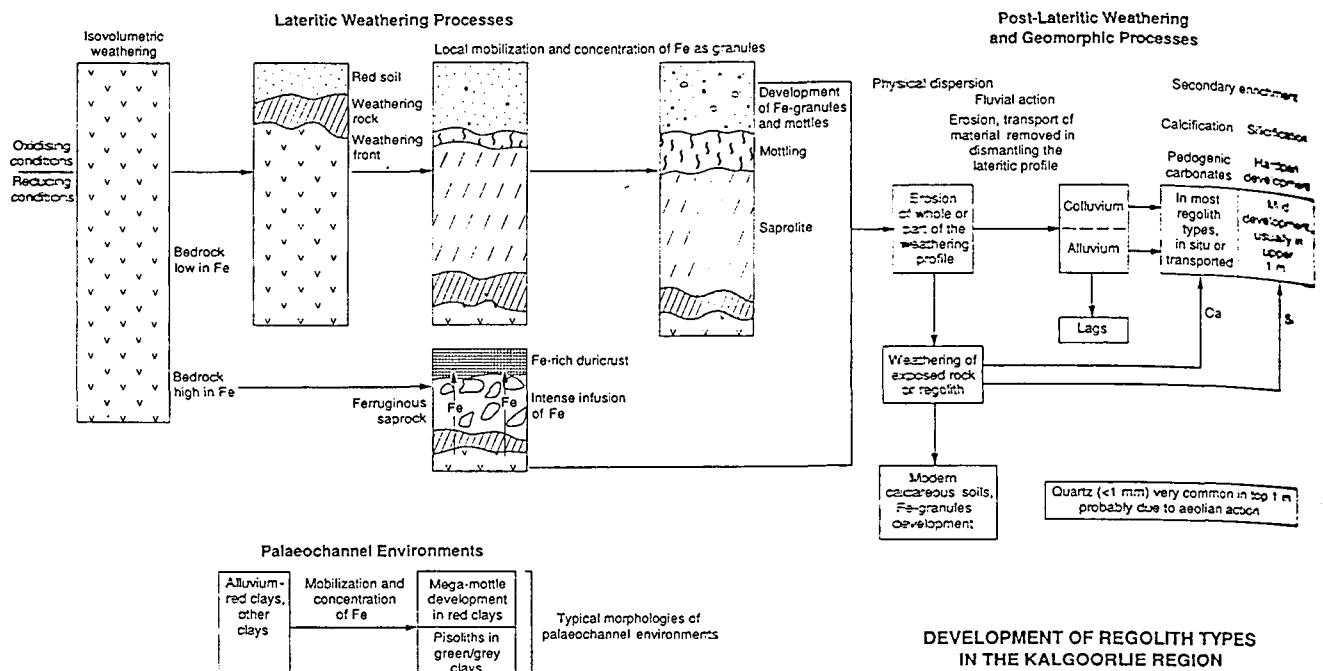


Fig. 6. Schematic diagram showing an inferred genetic relationship between the major regolith types in the Kalgoorlie region.

and maghemite are the most abundant. It appears that kaolinite formed from the weathering of primary minerals may have been replaced by Fe-oxides by epigenetic reactions suggested by Didier (1983).

The geochemical data suggest that these Fe-rich duricrusts do have a geochemical affinity with mafic and ultramafic Fe-rich bedrocks. The concentration of Cr, Co and Ni can be used to discriminate the duricrusts derived from the weathering of mafic and ultramafic rocks. Those rich in Cr, Ni and Co are derived from the weathering of ultramafic rocks, where those containing relatively low levels of these elements are likely to have a mafic origin.

Relief Inversion

Field relationships and petrographic data of some duricrust samples (e.g. 2 km south of Ora Banda) suggest that low hill duricrusts are remnants of what was once an ancient lower surface or depression, into which sediments accumulated. South of Ora Banda, 1 m thick Fe-rich duricrust has developed on surficial sediments which is underlain by lenses of coarse to fine pisoliths (Fig.7). This is underlain by ferruginous saprolite and clay-rich horizon consisting of boulders of Fe-rich duricrusts and lenses of polymictic gravels. In some cases, the duricrust rests directly on fresh bedrock. The depressions became favoured sites for the precipitation of Fe-oxides from groundwater. In this regard, low hills and their duricrusts could be an expression

of a complex series of erosional, aggradation, and weathering events. Relief inversion may have occurred and duricrust covered depressions may have become hills and ridges. Examples of relief inversion have been provided in the literature, some including laterites which occur as long sinuous ridges and may have formed as valley laterites (Goudie 1973; Ollier & others, 1988).

Iron may have been derived by weathering processes from ancient upland positions and transported laterally to valley floors. The dissolved ferrous iron is subsequently precipitated and oxidized or oxidised and precipitated. In general, goethite and hematite form where oxidation precedes hydrolysis, when hydrolysis and precipitation occur before oxidation lepidocrocite and maghemite may occur (Taylor & Schwertmann, 1974). These possible processes would result in the formation of Fe-rich duricrust. The valley floors capped with Fe-rich duricrust are the most indurated, and as they are then resistant to erosion, softer upland and valley side materials are eroded, leaving the former valleys as the ridges and hills.

Red soils and ferruginous granules

Red soils are very common on the greenstones. Detailed investigations show that these red soils are derived from the weathering of underlying rocks and may have even once blanketed the landsurface.

The non-calcareous nature and very low level of smectite in these soils suggest that they

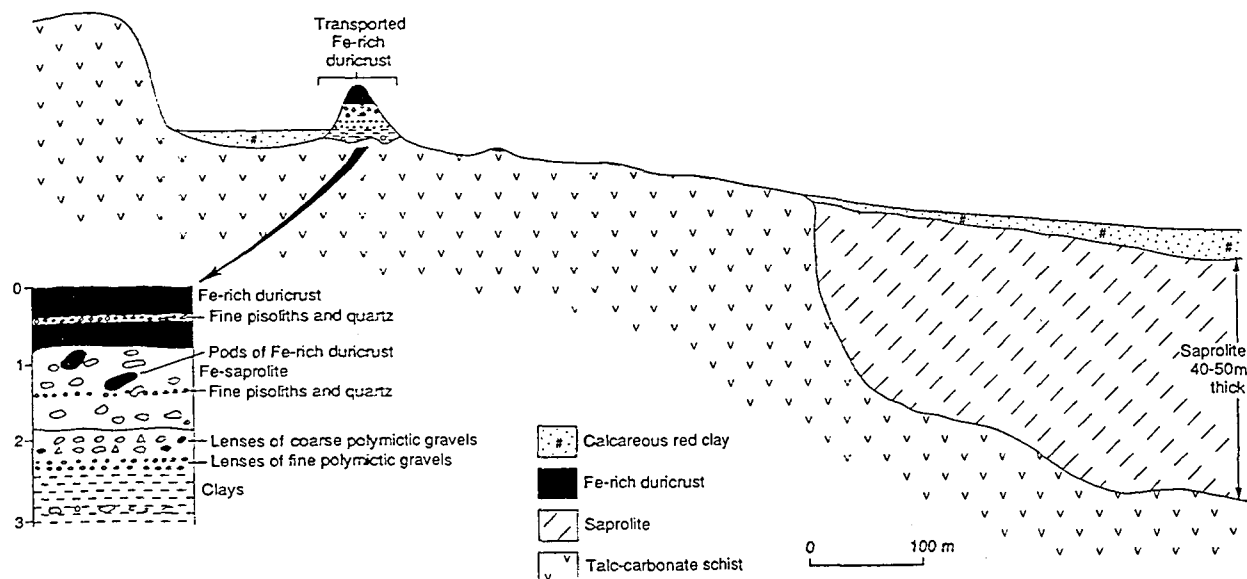


Fig. 7. The development of Fe-rich duricrust by absolute accumulation of Fe and relief inversion (see explanation in text).

have formed under generally mild to warm conditions, free drainage, and sub-humid to humid climates with alternating wet and dry periods. These are the conditions necessary for leaching of bases and the formation of kaolinitic clays that are acid and unsaturated with bases. Some Fe released on weathering has been mobilised and segregated as granules and mottles. Granules which show the preservation of rock fabrics are formed by the ferruginisation of the saprolite or saprock.

Post-lateritic weathering

Figure 6 depicts the effects of post-lateritic weathering upon areas where erosion has removed the red soils or laterite. Whilst the underlying lithologies are best exposed in the erosional area even the broad smooth crests and backslopes frequently show the result of mild to strong stripping. The regolith types contain useful traces of underlying lithologies.

Modern calcareous soils and carbonates

After erosion, weathering of bedrock and saprolite continues to produce calcareous red clays. These soils have a much more immature weathering status based upon the presence of fresh primary minerals and recognisable pseudomorphs after primary minerals. Smectites in these soils are the product of the weathering of mafic and ultramafic lithologies during an arid climate in which they now occur. In arid climates, pedogenic processes, such as the leaching of bases, do not occur due to lack of a leaching regime.

Carbonates are generally redistributed into massive, nodular or laminar calcrete. Erosion

and stripping of the upper, more weathered, parts of the regolith, appear to be important factors influencing the gross distribution of calcium carbonate in the Kalgoorlie region. Weathering of rocks provides Ca and Mg-rich solutions that infuse the upper parts of the regolith.

The carbonates in the depositional areas are associated with an irregular weathering front, protruding through the more weathered parts of the regolith. Upon weathering, these could be a source of Ca-rich solutions that would infuse the upper parts of the regolith. Alternatively, the carbonates may have been derived by lateral transportation and redeposition of weathered fragments of calcrete derived from the erosional areas which are then dissolved and precipitated at the top of the profile.

Calcareous clays contain varying amounts of fine quartz particularly in top 1 m which appears to be aeolian in origin. This has been probably re-worked by colluvial processes and affected by chemical leaching and precipitation.

Geochemical dispersion in regolith

In Leonora-Wiluna region, where the lateritic residuum is widely preserved, pisoliths and nodules, duricrust and ferruginous saprolite form an ideal sampling medium for seeking widespread dispersion haloes for Au and base metal exploration. These may be collected from the surface in residual areas or by drilling for buried laterite in depositional areas (Anand & others, 1991; Smith & others, 1992).

In Kalgoorlie region where the laterite is patchy, an alternative sampling media is required. For Au exploration in the Kalgoorlie region, Au en-

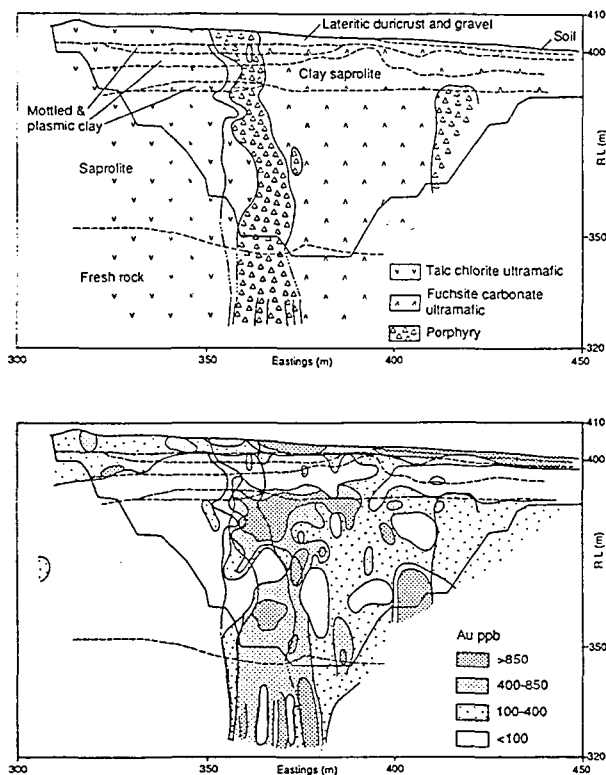


Fig. 8. Geological and regolith cross section across the Mystery Zone, Mt. Percy, showing the distribution of Au (after Butt and others, 1991).

richments in calcareous soils, ferruginous granules in soils and mottles are of specific importance. These materials, which generally occur in the top 1-2 m of the profile, is the preferred sample medium, even in areas of transported cover, and gives superjacent anomalies to concealed mineralisation.

The Au anomaly is present in the carbonate horizon in both residual and transported material. Deeper sampling (2-6 m) gives no useful response (Butt & others, 1991). The enrichment is thought to be due to active cycling of Ca and Au via vegetation, driven by evapotranspiration. Only Au appears to have enriched in the carbonates and, indeed, base metal concentrations tend to be depressed by dilution. Typical results from the Mt Percy and Panglo deposits, are shown in Figs 8 and 9. Some of these aspects of sampling are given by Butt & others (1991).

Excursion localities

by R.R. Anand and T.J. Munday

The excursion localities are shown on Fig. 11. Localities 1 to 7 illustrate aspects of the regolith of the Kalgoorlie region and their significance to exploration has been indicated above where appropriate.

Locality 1: Mt Percy gold mine

The visit to Mt Percy will include a traverse along the west and northern walls of the Mystery pit. The Fe-rich duricrust and in places, the upper part of the mottled zone and some porphyry saprolite are visible in the bench wall. The landsurface is lower to the north as the massive duricrust gives way to lateritic gravels and calcareous gravelly soils.

Mt Percy is situated in the upper parts of a landscape, that has relatively low relief (i.e. a few tens of meters). The elevation is probably due to the armouring effect of the lateritic duricrust, here developed most strongly over the Hannan's Lake Serpentinite. As a consequence, an almost complete lateritic regolith 50-70 m thick, is present over most of the area. The duricrust is developed most strongly over the talc chlorite carbonate rocks and the Golden Mile Dolerite, and these form the highest points at the south end of the Mystery Pit and Mt Percy, upon which the Mt Percy water-tank is situated. The regolith is the host to secondary Au mineralisation within both the lateritic duricrust and the saprolite (Fig. 8).

Locality 2: Panglo gold mine

The Panglo Gold Mine occurs 5 km south-east of the Paddington mine, within steeply west-dipping carbonaceous shales and mafic to ultramafic volcanics, within a major shear zone. Mineralisation occurs as a relatively flat-lying body at a depth of 35 m below the surface.

The profile is developed upon transported material filling a Tertiary paleochannel. The paleochannel fill consists primarily of a sediment of pisoliths and nodules, which include fragments of amphibolite. Drilling indicates the paleochannel to be 10 m thick and is comprised of gravels overlying mottled clays. These lie on clay-rich saprolite several tens of m thick, derived from the weathering of mafic volcanics. There is some Au (0.1 to 1 ppm) at the boundary between the clay-rich mottles in the paleochannel and the clay-rich saprolite, which probably indicates enrichment at the old land surface, pre-dating the Tertiary. Economic grades of Au (>3 ppm) occur as a supergene deposit within the saprolite at about 40 m.

There is a very strong association between Au and the alkaline earth elements Ca, Mg, and Sr throughout the profile (Fig. 9). The lowest Au concentration (<0.01 ppm) occurs at the base of the profile. Peak concentrations of Au (0.26 ppm) and

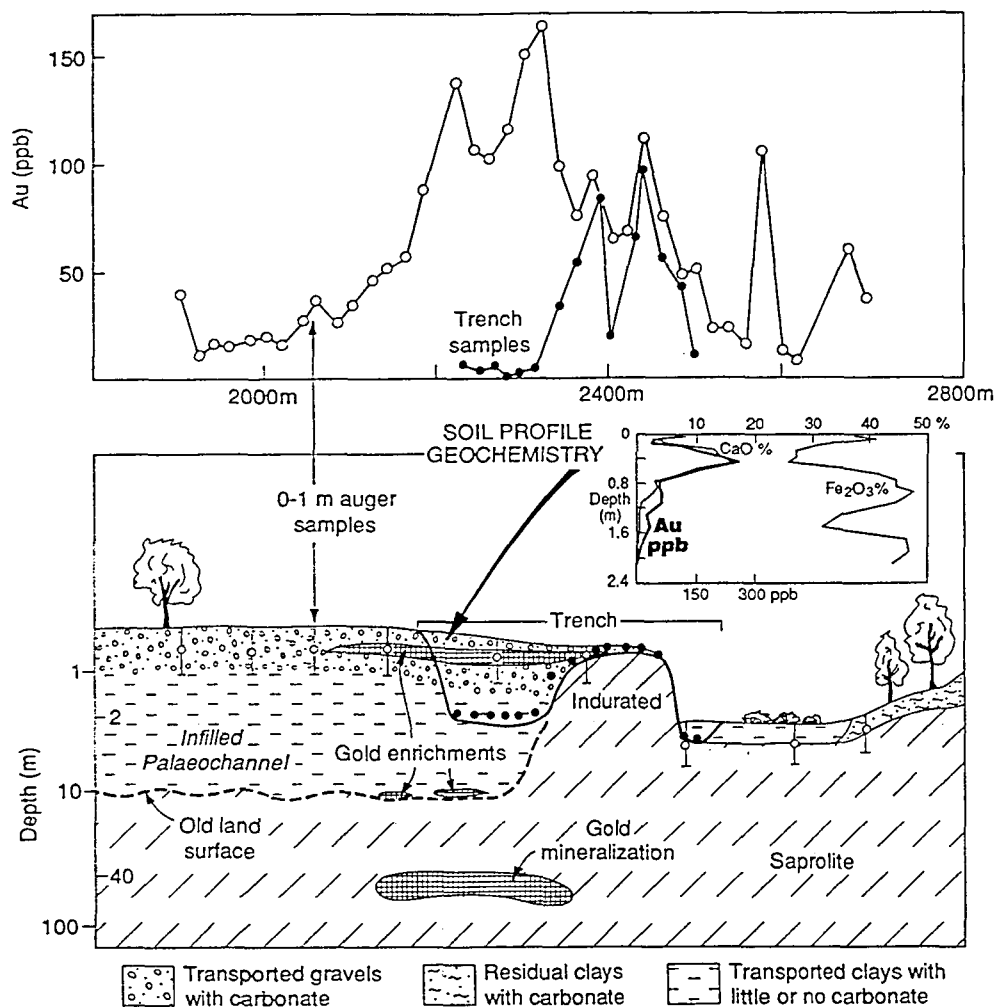


Fig. 9. Landscape section across part of the Panglo Au deposit, north of Kalgoorlie, illustrating the importance of sampling soil carbonate horizons in Au exploration. Shallow carbonate-rich samples from the trench give a significant response to buried mineralisation, whereas deep, carbonate-poor samples have background Au contents (after Lintern & Scott, 1990).

the alkaline earth elements (e.g. 16% CaO) occurs at 45 cm depth.

Locality 3: Bardoc quarry

This stop is to demonstrate the complex array of regolith types developed within a small area. Features to be examined include the development of Fe-rich duricrust, calcified partially indurated lateritic nodules, ferruginous saprock/bedrock and calcareous soils. Fresh gabbro is exposed on the crest.

Locality 4: Lady Evelyn

The pattern of regolith types relates closely to bedrock geology, landforms and to the varying degrees of erosional and depositional modification of the deeply weathered mantle. The location comprises breakaway, pediments, crest and backslopes of the breakaway. Talc-carbonate schist is exposed on the breakaway.

Locality 5: Ora Banda

This stop is to demonstrate that some of the Fe-rich duricrusts are transported and are formed by the absolute accumulation in the valley floors followed by the processes of relief inversion. This is described in detail (this excursion).

Locality 6: Kanowna Deposits

The NLP9 Pit is located within the GNJV deep lead Au and Kanowna-Belle tenement area and provides an excellent exposure of paleochannel profiles. A study of the regolith stratigraphy shows that there is a preferential development of the lateritic weathering profile within transported sediments. This is evidenced by the accentuated development of the mottled zone within alluvial detritus filling the deeply incised paleochannels present within the area. The regolith is the host to secondary Au mineralisation within the calcareous soil, mottles and ferruginous granules.

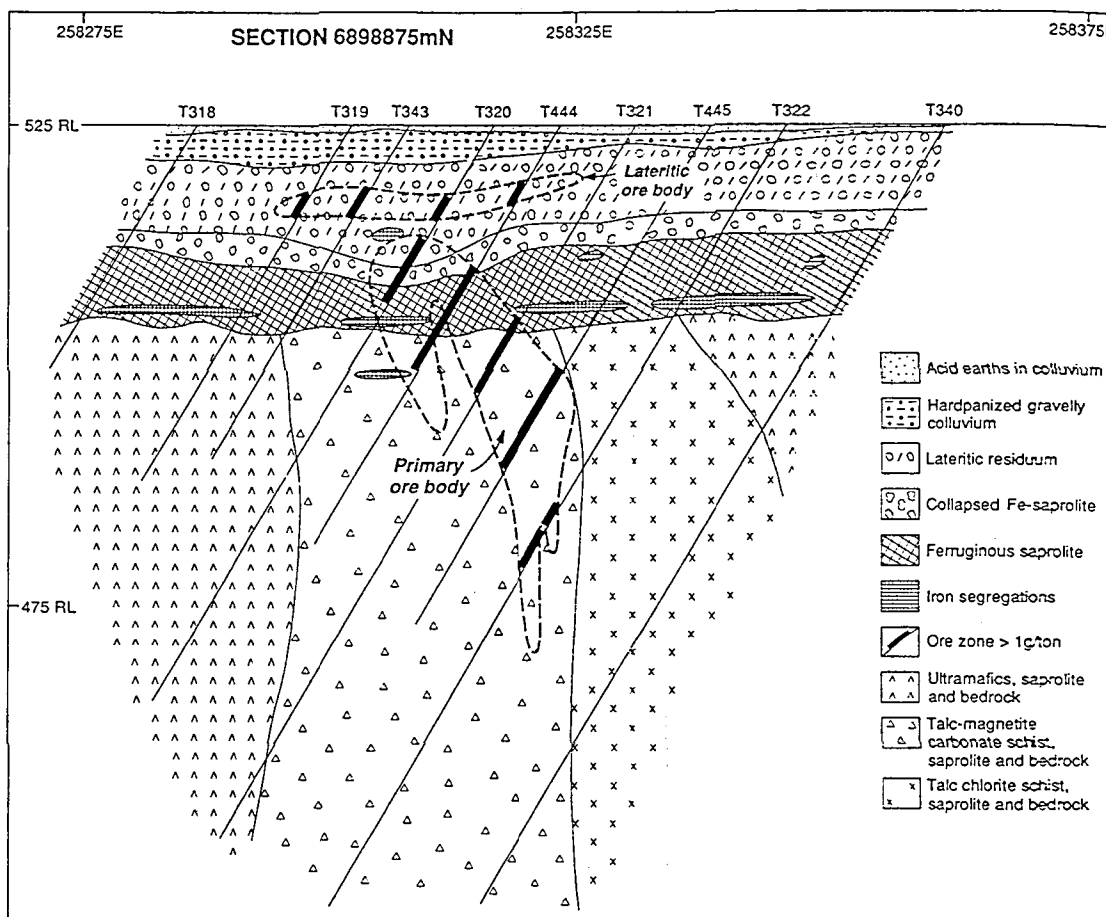


Fig. 12. Diagrammatic cross section along line 6898875N in the Turret Pit showing regolith stratigraphy.

ture of the underlying lithology. The Waroonga Pit is sited within the Scotty Creek Sedimentary Sequence comprising feldspathic sandstone, chert, and conglomerate of mafic and ultramafic origin (Partington, 1986). In contrast, lateritic residuum over mafic and ultramafic rocks at North Pit and Turret Pit is relatively much thicker and ferruginous.

In Genesis Pit, the top of the residual saprolite profile has been incised by Permian glaciofluvial channels. The saprolite and part of the mottled zone are developed in Archaean rocks but the upper mottled zone and lateritic horizon are developed in Permian clays. These, in turn, are overlain unconformably by various colluvial/alluvial horizons, including upper layers of lateritic gravel and silt, silicified to hardpan. A small, rare wedge of paleosol occurs between mottled Permian clays and the colluvium/alluvium.

Synthesis of regolith development

The development of the regolith of the Lawlers district can be related to processes of deep lateritic weathering, subsequent erosion, deposition and modification through leaching and cementation. The processes responsible for the formation of the regolith at Lawlers are briefly described below. The

contribution of these processes to the regolith types is presented schematically in Figs. 13 and 14 and are described below.

Weathering and laterite formation

A generalized evolution sequence of the weathering developed from mafic, ultramafic and felsic bedrocks is shown in Fig. 13. The left hand side of the Fig. shows a profile commonly developed from mafic and some ultramafic bedrocks, with a characteristic ferruginous saprolite, that on the right hand side shows a profile with a strongly developed mottled zone common on meta-sediments and felsic bedrocks. Figure 14 is a detailed block diagram showing the transition from ferruginous saprolite to lateritic residuum, based mainly on observations at the McCaffery Pit.

At the base of the profile, at the lower saprolite, saprock zones, and at the saprock/fresh rock interface the primary minerals weather to assemblages of halloysite/kaolinite, smectite, and goethite depending upon the nature of the primary minerals and internal drainage. Rock structures, including millimetre scale patterns, can be well preserved resulting in thick saprolite zones. Higher in the weathering profile, primary textures on a large

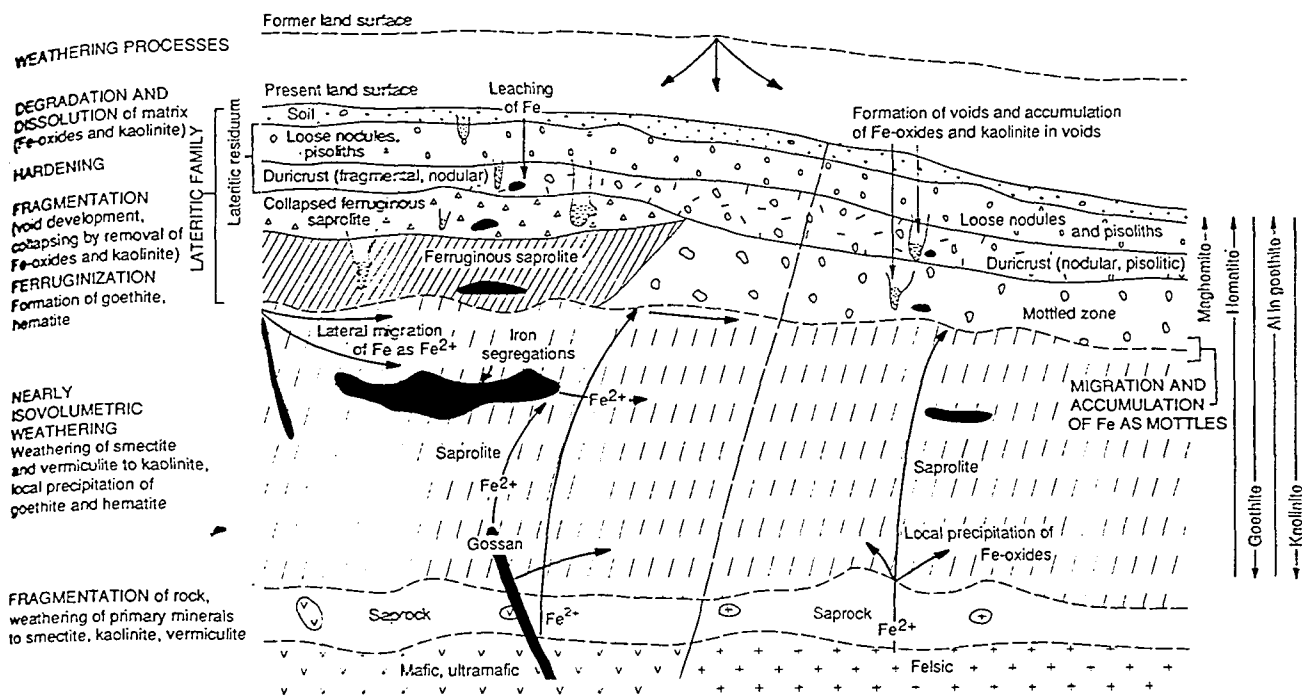


Fig. 13. A schematic diagram of the differences in the nature of the weathering mantle developed from mafic, ultramafic and felsic bedrocks.

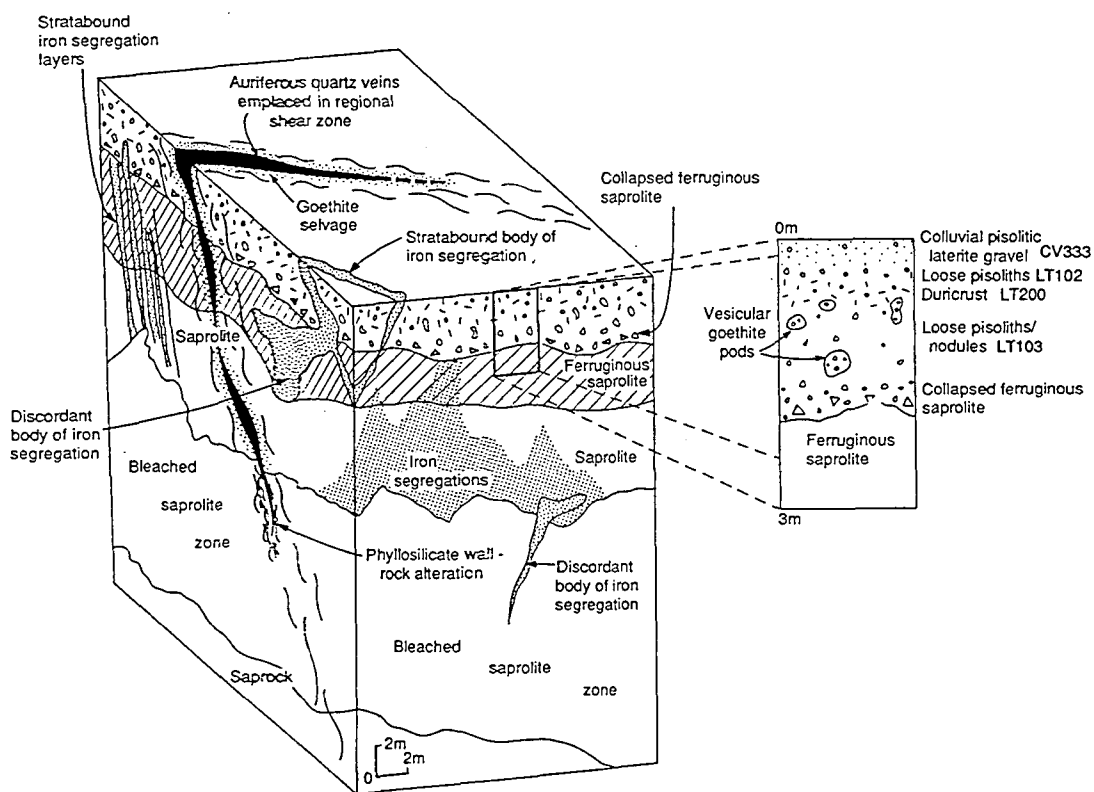


Fig. 14. Detailed block diagram showing field relationships for several categories of lateritic materials and iron segregations.

scale are destroyed. This commonly occurs close to the water table, which is a site of considerable chemical activity, particularly for elements such as Fe and Mn. The major characteristics of the mineralogy are presence of large amounts of goethite in the upper part of the profile, with hematite and

maghemite increasing in proportion towards the surface. Smectite occurs throughout the profile except at the surface. Bands of iron segregations which are commonly observed within the upper part of a profile are dominated by goethite with sub-ordinate amounts of hematite.

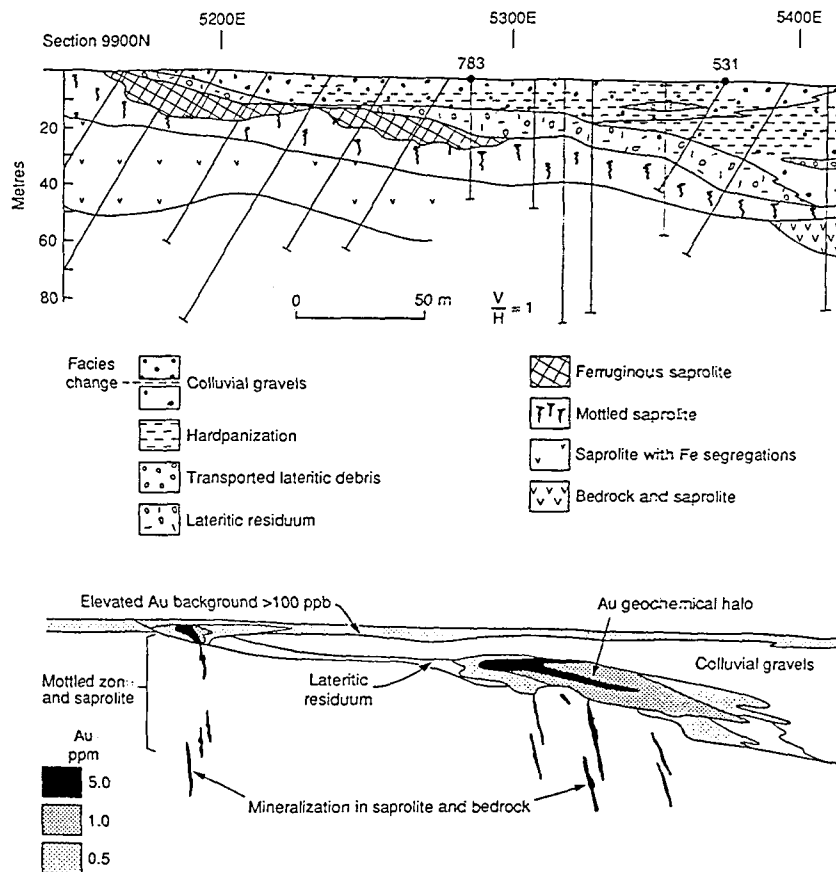


Fig. 17. Diagrammatic cross section along line 9900N in the North Pit showing regolith stratigraphy and dispersion of Au in lateritic residuum.

this study, together with the application work of Geochemex (Butler & others, 1989), it is now well established that the buried residual laterite profiles are widespread beneath the sediments. Their distribution is however, erratic and difficult to predict because of the partial stripping of the old surface.

Geochemical dispersion—North, Turrett and McCaffery deposits

Laterite geochemical techniques are widely used in Australia for initial mineral exploration and for follow-up work. Laterites have been found to contain relatively low-order anomalies of kilometre scale which are far greater in area than the equivalent anomalies found in fresh rock or saprolite. The act of hydromorphic and mechanical dispersion has tended to smooth much of the local chemical and mineralogical variation, making recognition of this low-order haloes generally easier (Smith & Perdrix, 1983; Smith, 1989; Anand & Smith, 1992; Smith & others, 1992).

Where the lateritic horizon is preserved, duricrust, pisoliths and nodules form an ideal sampling medium for seeking widespread dispersion haloes for Au and base metals exploration. These may be collected from surface or near-surface in residual regimes or by drilling in depositional re-

gimes. Drilling for buried geochemical haloes in laterite and ferruginous saprolite can be a particularly effective method of exploring sediment-covered areas because the laterite dispersion haloes are much larger than the ore deposit targets (Anand & others, 1991; Smith & others, 1992). This requires accurate, sub-surface sampling of the lateritic materials and knowledge of the regolith stratigraphy. In drilling to sample buried laterite, it is important to recognise and distinguish between the transported lateritic debris and residual laterite.

North and Turrett Pits within Lawlers district demonstrate the effectiveness of drilling for buried geochemical haloes in laterite and ferruginous saprolite (Figs. 17 & 18). The areas are dominated by gravel-strewn colluvial outwash plains. An extensive, but discontinuous, horizon of essentially residual laterite is overlain unconformably by a varying thickness (5–30 m) of colluvium. The colluvium contains components derived by partial or complete stripping of lateritic residuum and ferruginous saprolite elsewhere. Detailed field relationships and regolith stratigraphy of the North and Turrett Pit areas are discussed in earlier sections.

Prior to mining at North Pit, lateritic and saprolitic Au resources lay beneath 10 to 20 m of hardpanized colluvium. The bedrock mineralisa-

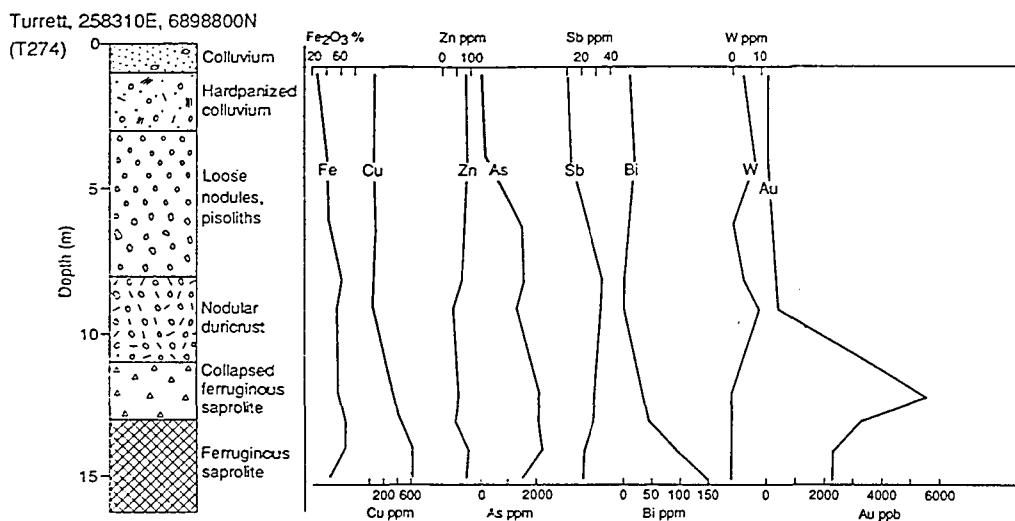


Fig. 18. Vertical profile showing the regolith stratigraphy and geochemistry of the regolith units intersected in the drill hole—T274, Turret Pit area.

tion continues to the south within the McCaffery Pit. Gold from this source has been redistributed and concentrated by secondary weathering effects into the saprolite and, in places, into the overlying lateritic residuum.

Samples of specific units within vertical profiles were taken from drill spoil. Residual lateritic pisoliths/nodules of lateritic residuum typically have 1-2-mm thick yellowish-brown/greenish cutans around black/red nuclei. Pisoliths are rounded to sub-rounded and are 5-20 mm in diameter. The presence of cutans may be used to recognise nodules derived from the breakdown of lateritic residuum. Fragments of ferruginous saprolite differ from lateritic residuum in having a yellow-brown colour, irregular shape, and are non-magnetic with incipient nodular structure. The gravel fraction from colluvium displays features that are indicative of an inherited, transported origin. Iron segregations can be recognized by their irregular, black, non-magnetic and pitted surface properties.

Iron segregations differ from lateritic residuum by having abundant goethite and less hematite and kaolinite. Maghemite is typically absent in iron segregations. Lateritic residuum can be distinguished from ferruginous saprolite by having abundant hematite and less kaolinite. Colluvium differs from other groups in having abundant quartz, kaolinite, and some heavy minerals.

The results showed that the North and Turret Pit Au deposits forms the high-grade part of a chalcophile multi-element geochemical anomaly. Anomalous and ore-grade Au values in lateritic residuum and ferruginous saprolite are accompanied by anomalous levels of As, W, Sb, Bi, Cu and Ag (Figs. 17 & 18). Gold in lateritic nodules from the

North Pit occurs as grains (<15µm in diameter), in cracks, and as relatively large, dendritic grains (which reach 70 µm in diameter), attached to the surface of goethite. Both occurrences of Au appear to be secondary and are almost free from Ag.

Iron segregations

The iron segregations are suitable sampling medium for geochemical exploration in areas where lateritic residuum is stripped. Samples of iron segregations collected from surface over an area of 1.5 km by 0.5 km, and from pit walls, document the multi-element characteristics of McCaffery-North Pit Au deposits including dispersion during lateritic weathering of the hosting mafic and ultramafic lithologies. The mineralisation is depicted by a multi-element anomaly in Au, As, Cu, Zn, W, Mn and to some extent in Bi, Ag and Sb (Fig. 19). The ore-related elements in iron segregations, with the exception of Mn and Zn, are similar in abundances to those in the lateritic nodules and pisoliths. Gold has however, a relatively low abundance. The geochemical pattern for Au is consistent over the 200 to 300 m width of the anomaly for a strike length in excess of 700 m. A background for Au between 3-5 ppb with a threshold of 10 to 20 ppb would seem appropriate in reconnaissance exploration.

Conclusions and implications for exploration

Extensive areas of complete laterite profiles occur buried beneath widespread alluvial and colluvial plains. The extent of buried laterites are in marked contrast with the restricted area of lateritic residuum exposed at surface, the latter being about 15% of the total area. Exploration beneath

APPENDIKS 4

Manuskript akseptert for publikasjon i F&U temanummer av NGU-Bulletin høsten 1994.

Magmatic and detrital pyrrhotite and pentlandite and magmatic troilite from Nordfjellmark, Velfjord-Tosen region, Central Norwegian Caledonides.

LARS PETTER NILSSON & BRIAN A. STURT

Lars Petter Nilsson & Brian A. Sturt, Norges geologiske undersøkelse, P.O. Box 3006-Lade, N-7002 Trondheim, Norway.

Introduction

The metapsammities and conglomerates of the Velfjord-Tosen region rest with a profound stratigraphic unconformity on an ophiolitic sub-strate (Sturt et al. 1984, Løseth 1985, Thorsnes 1985). The metasediments are rich in sulphides and oxides, both just above the ophiolite contact and higher in the metasedimentary sequence. It was considered by the present authors that these enrichments, at least partly, could possibly represent ophiolite-derived fossil placer accumulations which could be enriched in noble metals (platinum-group elements (PGE) and gold). In 1990 we therefore carried out a reconnaissance survey for PGE and Au in the Nordfjellmark and Nevernes areas. The geology of the actual region, with main emphasis on the tectonostratigraphy, is summarized in Thorsnes & Løseth (1991). The reader is referred to this publication as the maps, etc therein will be further referred to in the present paper.

PGE and Au survey

The actual ophiolite fragments consist mainly of variably altered mantle harzburgite and dunite with subordinate wehrlite and pyroxenite. A metagabbroic fragment is separated from the ultramafic ones by a thrust fault (fig.4 in Thorsnes

& Løseth 1991). Both the ultramafites and the metagabbro are considered as originally belonging to the same basal ophiolitic unit, later dismembered (imbricated) during regional thrusting. The metasedimentary rocks under consideration comprise various schists, psammites, conglomerates and minor marbles (see Thorsnes & Løseth 1991, especially fig.4 and 5).

Both the ophiolite fragments and the overlying clastic sequence were sampled for PGE and Au analyses. The results showed mainly typical background levels with minor anomalies (detection limits were Au: 1ppb, Pt: 0.5ppb and Pd: 0.5ppb). The highest values obtained were Au: 5ppb, Pt: 12ppb and Pd: 34ppb from a metasandstone just above the contact of the Heggefjord ultramafite (fig.5 in Thorsnes & Løseth 1991). The highest Au-value of 80 ppb, without anomalous Pt or Pd, occurs in a metapsammite well above the contact to the Gunnardalen ultramafic body (the central, small and very thin ultramafic fragment in fig.4 in Thorsnes & Løseth 1991).

Occurrence of magmatic and detrital sulphides

During microscopic study of the collected specimens, grains of pyrrhotite containing pentlandite lamellae were observed in several samples from the ophiolitic rocks, as well as in a number of samples from the overlying sandstones. In most of the samples, abundant pyrrhotite was present. Microprobe analyses on samples from the Gunnardalen ultramafite and sandstone (Table 1) showed that the high Co-contents are virtually the same in pt1 from the metasediments (analysis 13) as in pt1 from the underlying harzburgitic substrate (analyses 1, 3, 5 and 7). The Fe-content is slightly enriched at the expense of Ni in the metasediment-hosted pt1, presumably relating to diagenetic and/or metamorphic processes in a foreign environment. The Pt-Pd content of the Gunnardalen ultramafite varies from 2.5 - 19 ppb (3 samples), whereas in the sediments above it ranges from 3 - 11 ppb (8 samples) which is commensurate with incorporation of ore grains into a sedimentary unit, but also implies a nearby source. The Au contents in the ultramafite vary from 4 - 8 ppb and those of

the sediments are in the range <1 - 80 ppb.

The ultramafite in Gunnardalen consists of mostly strongly altered mantle harzburgite and minor(?) metadunite comprising fine-grained metamorphic olivine. The few microscopically investigated specimens from the body showed it to be unusually rich in very fine-grained magmatic sulphides. Sample 3i-B (Table 1) of a metaharzburgite shows for example ca. 5 % (modal estimate) sulphides (pyrrhotite with minor ptl lamellae) mostly as very small, disseminated grains (<10-500 μ m) along the borders of the silicate minerals (metamorphic olivine, bastite, etc) and in cracks in these. The largest grain observed was measured to 2.5 mm. Pyrrhotite also occurs as drop-shaped inclusions in ca. 3% relatively coarse-grained (up to 2 mm) and partly altered, disseminated chromite in the polished thin-section.

Sample 3i-A of metadunite consists of metamorphic olivine, ca. 1% disseminated chromite and ca. 5% sulphides of which 80-90% are pyrrhotite and 10-20% pentlandite. Most sulphide grains are in the range <10-300 μ m, with largest grain ca.800 μ m. Such high contents of magmatic sulphides as found in the present case are very rare in the mantle portion of ophiolite complexes. There are for example no reports of sulphide enrichments in the mantle portion of the large, well exposed and very well studied Leka ophiolite complex situated some 50 km to the WSW of the Nordfjellmark area (Pedersen et al. 1993, Albrektsen et al. 1991). In this respect the Gunnardalen, and probably also the other three ultramafite fragments in the Nordfjellmark area (Fig.4 in Thorsnes & Løseth 1991) resemble somewhat the Cliff locality in the Shetland ophiolite from which a magmatic sulphide concentration has recently been suggested (Lord et al. 1994). However, no chromite segregations, which would probably have acted as a trap for eventual PGEs, have been found in the Gunnardalen fragment. The heaviest (densest) phase found in the ultramafite when scanning over the sections using the SEM was a tiny inclusion of cobaltite-gersdorffite (analysis 20 in Tab.1). The densest phase found in the overlying metasediments was a 4x5 μ m

inclusion of arsenopyrite (asp) hosted in pyrrhotite (analysis 17 in Tab.1).

Discussion

During the integrated microprobe/SEM study the following magmatic and detrital/metamorphosed sulphide assemblages were found and analysed:

magmatic assemblages:

1: monoclinic pyrrhotite (mpo) - hexagonal pyrrhotite (hpo) - pentlandite (ptl)

2: troilite (tr) - hpo - Ni-rich ptl (ptl-1) - Fe-rich ptl (ptl-2)

detrital and later metamorphosed assemblages:

1: hpo - ptl

2: hpo - sec. alt. hpo

The quantitative analyses (Table 1) and SEM-study permits the following preliminary suggestion to be made:

both phases in the co-existing Fe-poor mpo/hpo - ptl association are enriched in Fe, depleted in Ni and constant in Co when transformed from the magmatic to the detrital and further diagenetic/metamorphic stages.

A probable reason for the observed change in chemical composition seems to be adjustments during reequilibration under diagenesis and/or metamorphic conditions, in a host matrix of quartz, feldspar and biotite.

The presence of clastic sulphide grains in these sandstones is of interest as most sulphides, particularly pyrrhotite, are notorious for being rapidly oxidized under oxygen-rich conditions. The calcareous sandstones in which they occur are marine deposits. The implications of the preservation of such clastic sulphides is presumably the result of erosion of the ophiolitic rocks followed by extremely rapid sedimentation possibly by mass flow movements on unstable slopes. Examples of such preservation of sulphides are known from the literature (e.g. Boyle 1978) and even in ancient fluvial deposits (Sturt et al. 1994).

Acknowledgements

The referees G. Juve and F. M. Vokes are thanked for their constructive criticism of the manuscript and Irene Lundquist for drawing the figures.

References

- Albrektsen, B.A., Furnes, H. & Pedersen, R.B. 1991: Formation of dunites in mantle tectonites, Leka Ophiolite Complex, Norway. *Jour.Geodynam.* 13, 205-220.
- Boyle, R.W. 1978: The Geochemistry of Gold and it's deposits. *Geol.Surv.Canada Bull.* 280, 1-584.
- Lord, R.A., Prichard, H.M. & Neary, C.R. 1994: Magmatic platinum-group element concentrations and hydrothermal upgrading in Shetland ophiolite complex. *Trans.Instn Min.Metall.(Sect. B: Appl.earth sci.)* 103, B87-B106.
- Løseth, H. 1985: The tectonostratigraphy and structural development of the Nevernes area, Velfjord. Unpublished cand. scient. thesis, University of Bergen, Norway, 248pp.
- Neumann, H. 1985: Norges mineraler (The minerals of Norway). *Nor.geol.unders. Skr.* 68, 278pp (in Norwegian).
- Pedersen, R.-B., Johannesen, G.M. & Boyd, R. 1993: Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite Complex, central Norway. *Econ. Geol.* 88, 782-803.
- Putnis, A. & McConnell, J.D.C. 1980: Principles of mineral behaviour. *Geoscience texts vol.1.* Blackwell Scientific Publications, Oxford, 257pp.

- Sturt, B.A., Melezhik, V.A. & Ramsay, D.M. 1994:
Early Proterozoic regolith at Pasvik, NE Norway:
palaeoenvironmental implications for the Baltic Shield.
Terra nova (in press).
- Sturt, B.A., Roberts, D. & Furnes, H. 1983: A conspectus of
Scandinavian Caledonian ophiolites. In: Gass, I.G.,
Lippard, S.J., Shelton, A.W. (Eds), Geological Society of
London Special Publications, v. 13, 381-391.
- Thorsnes, T. 1985: The tectonostratigraphical development of
the Nordfjellmark area, S. Nordland. Unpubl. cand. scient.
thesis, University of Bergen, Norway, 228pp.
- Thorsnes, T. & Løseth, H. 1991: Tectonostratigraphy in the
Velfjord-Tosen region, southwestern part of the Helgeland
Nappe Complex, Central Norwegian Caledonides. Nor. geol.
unders. Bull. 421, 1-18.

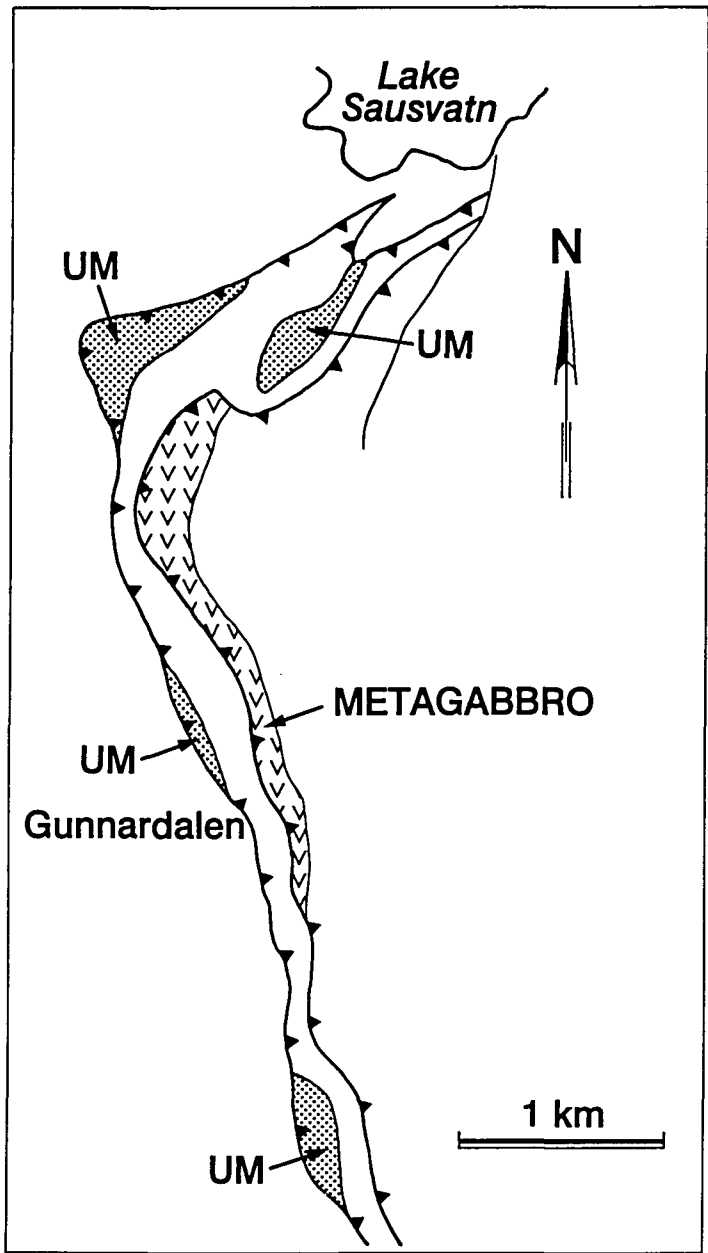
Figure captions

Fig. 1: Simplified sketch map over the Nordfjellmark area,
Sausvatn, showing the location of the ultramafic and gabbroic
ophiolite fragments. Based on fig. 4 in Thorsnes & Løseth
(1991).

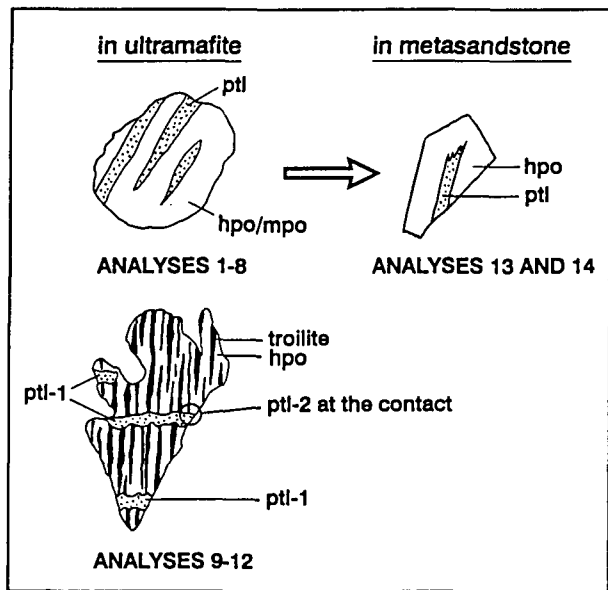
Fig. 2: Sulphide textures observed in samples of ultramafic
rocks and metasandstones from Gunnardalen, Nordfjellmark.

Table 1. Representative analyses of troilite (tr), hexagonal pyrrhotite (hpo), monoclinic pyrrhotite (mpo), pentlandite (ptl) and arsenopyrite (asp) in metamorphosed ultramafic ophiolite rocks (um) and sedimentary metasediments (sst) from Gunnardalen, Nordfjellmark area, Velfjord-Tosen region, Central Norwegian Caledonides.

sample/ section no.	grain rock no.	analysis no.	weight-%					atomic-% (recalculated to 100 %)					phase analyzed					
			Fe	Ni	Co	S	As	Total	Fe	Ni	Co	S		As	Ni/Co			
3i-B	um	1	30.59	31.19	4.01	33.63	0.00	99.43	24.90	24.10	3.10	47.90		7.77	ptl-lamella			
	um	2	60.04	0.58	0.05	39.67	0.00	100.33	46.16	0.43	0.03	53.38		14.33	mpo-host (to ptl-lamella in analysis 1)			
	um	3	28.99	32.83	4.25	33.06	0.06	99.18	23.76	25.53	3.30	47.40		7.74	ptl-lamella			
	um	4	60.77	0.58	0.08	39.69	0.00	101.12	46.44	0.42	0.06	53.08		7.00	po-host, probably mpo			
3i-C	um	5	27.51	31.44	6.85	33.43	0.04	99.26	22.49	24.39	5.31	47.81		4.59	ptl-lamella			
	um	6	59.90	0.59	0.09	39.40	0.00	99.99	46.25	0.44	0.06	53.25		7.33	mpo-host			
	um	7	28.04	32.88	6.14	32.93	0.02	100.00	22.86	25.44	4.75	46.96		5.35	ptl-lamella			
	um	8	60.76	0.58	0.10	39.08	0.00	100.51	46.81	0.43	0.07	52.69		6.14	hpo-host			
3i-D	um	9	29.39	34.57	1.85	32.73	0.00	98.53	24.24	27.06	1.44	47.25		18.79	Ni-rich ptl in vein, showing hex. parting (1.gen.ptl)			
	um	10	34.30	31.59	0.53	33.26	0.00	99.68	27.88	24.38	0.41	47.32		59.46	Fe-rich, flame-shaped ptl-lamella (2.gen.ptl)			
	um	11	61.10	0.31	0.10	38.61	0.00	100.14	47.35	0.23	0.07	52.35		3.29	hpo-host phase			
	um	12	63.62	0.09	0.04	36.72	0.00	100.47	49.70	0.07	0.03	50.20		2.33	flame-lamella of tr in host-hpo of analysis 11; the tr hosts in turn the flame-ptl of analysis 10			
3D	sst	13	31.61	28.60	6.48	32.79	0.10	99.57	25.85	22.20	5.03	46.93		4.41	ptl-lamella; reequilibrated Fe-enriched ptl			
	sst	14	61.21	0.33	0.06	39.08	0.00	100.67	47.09	0.24	0.05	52.62		4.80	hpo-host; reequil. Fe-enriched po (originally hpo or mpo)			
3H	sst	15	62.12	0.39	0.07	39.33	0.00	101.90	47.28	0.28	0.05	52.39		5.60	fresh hpo in a partly sec. alt. grain; Fe-enrich. (reeq.)			
	sst	16	52.22	0.68	0.10	41.99	0.00	94.99	41.50	0.51	0.07	58.12		7.29	alteration product of hpo in anal. 15; strongly Fe-depl.			
3I	sst	17	36.89	0.24	2.68	23.37	42.53	105.70	32.85	0.21	2.26	36.41	28.27	0.09	subhedral asp-inclusion in po			
3i-A	um	18	ptl (Fe > Ni); intensity of the strongest Ni-line is ca. 2/3 of that of the strongest Fe-line; qualitative EDS-analysis only.															
um	19	po; qualitative EDS-analysis only.																
um	20	small grain of Co-Ni-(Fe)-As-S assemblage, i.e. mineral belonging to the cobaltite-gersdorffite solid-solution series; qualitative EDS-analysis only.																
structural analysis	formula		1: (Fe _{4.16} Ni _{4.09} Co _{0.52}) _{8.77} S ₈	2: (Fe _{0.865} Ni _{0.008} Co _{0.001}) _{0.874} S	3: (Ni _{4.31} Fe _{4.01} Co _{0.56}) _{8.88} S ₈	4: (Fe _{0.875} Ni _{0.008} Co _{0.001}) _{0.884} S	5: (Ni _{4.08} Fe _{3.76} Co _{0.89}) _{8.73} S ₈	6: (Fe _{0.869} Ni _{0.008} Co _{0.001}) _{0.878} S	7: (Ni _{4.33} Fe _{3.89} Co _{0.81}) _{9.03} S ₈	8: (Fe _{0.888} Ni _{0.008} Co _{0.001}) _{0.897} S	9: (Ni _{4.58} Fe _{4.10} Co _{0.24}) _{8.92} S ₈	10: (Fe _{4.71} Ni _{4.12} Co _{0.07}) _{8.90} S ₈	11: (Fe _{0.904} Ni _{0.004} Co _{0.001}) _{0.909} S	12: (Fe _{0.990} Ni _{0.0014} Co _{0.0006}) _{0.992} S	13: (Fe _{4.41} Ni _{3.78} Co _{0.86}) _{9.05} S ₈	14: (Fe _{0.895} Ni _{0.005} Co _{0.001}) _{0.901} S	15: (Fe _{0.902} Ni _{0.005} Co _{0.001}) _{0.908} S	16: (Fe _{0.711} Ni _{0.009} Co _{0.001}) _{0.721} S
composition of the different members of the pyrrhotite solid-solution series; simplified from Neumann (1985) and Putnis & McConnell (1980)																		
troilite: Fe _{1.00} S			miscibility gap at low temp.: Fe _{0.93-1.00} S															
monoclinic pyrrhotite: Fe _{<0.87} S			hexagonal pyrrhotite: Fe _{0.90-0.93} S															
			intermediate pyrrhotite at higher temp.: Fe _{0.87-0.90} S															



Nilsson & Sturt
Fig. 1



Nilsson & Sturt

Fig. 2