



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·



Rapport nr.: 2020.022	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen	
Tittel: Årsak til radonproblemer i Kinsarvik. Oppfølgende geologiske og geofysiske undersøkelser i 2015, 2016 og 2017.			
Forfatter: J.S. Rønning, J. Høst, M. Böhme, O. Fredin, L. Hansen, R. Hermanns, F. Ofstad og A. Solli		Oppdragsgiver: DSA (Statens strålevern) / NGU	
Fylke: Hordaland		Kommune: Ullensvang	
Kartblad (M=1:250.000) BERGEN		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1315 I Ullensvang	
Forekomstens navn og koordinater: Kinsarvik UTM 32N 374500 - 6694500		Sidetall: 44	Pris: 250,-
Feltarbeid utført: 2015, 2016 og 2017		Rapportdato: 29.04.2020	Prosjektnr.: 364800
		Ansvarlig: <i>Marco Brønner</i>	
Sammendrag: I Kinsarvik i Hardanger er det påvist meget høye verdier av den radioaktive og helseskadelige edelgassen radon i hus. Avsetningen de fleste radonbefengte husene står på, er tolket som en porøs og blokkrik endemorene. Ny metodikk og ny kunnskap om bl.a. fjellskred, førte til at NGU i samarbeid med DSA (daværende Statens strålevern) undersøkte denne avsetningen på nytt. Denne rapporten beskriver resultatene fra radiometriske målinger fra helikopter og fra undersøkelser i felt. Granittiske bergarter i og ved Kinsarvik har generelt et forhøyet innhold av uran. Det er målt spesielt høyt uraninnhold i en middels grovkornet granitt (> 40 ppm) men også øyegranitt og pegmatitt viser forhøyde verdier. De samme bergartene med forhøyet uraninnhold er påvist i avsetningen både som blokker og som nedknust materiale i sand-grus fraksjon. Dette letter frislippet (emanasjonen) av radon fra mineralkornene. Avsetningen viser ikke en morfologi som skulle tilsi at avsetningen er en endemorene. Derimot, både ytre og indre strukturer i avsetningen viser at dette i alle fall delvis består av materiale fra et fjellskred. Datering av fire blokker på overflaten av avsetningen viser en terrestriske kosmogene nuklide gjennomsnittsalder på 10,9 -0,5/+0,6 tusen år. Dette indikerer et fjellskred som falt ned direkte etter isavsmelting i denne delen av Norge. Den lave spredningen i alder støtter også at avsetninger i Kinsarvik ikke er av glasial opprinnelse. Kombinasjonen av uranholdige bergarter og porøse fjellskredavsetninger er meget ugunstig med hensyn på radonproblemer i hus. Dette er kjent også internasjonalt. Det bør undersøkes om denne kombinasjonen finnes også andre steder i Norge.			
Emneord: Helikoptermåling	Radiometri	Uran	
Berggrunn	Løsmasser	Fjellskred	
Radon		Fagrapport	

Innhold

1. INNLEDNING.....	7
1.1 Bakgrunn.....	7
1.2 Tidligere geologisk forklaringsmodell for dalfylling i Kinsarvik.....	8
1.3 Behov for revurdering av forklaringsmodellen.....	9
1.4 Videre arbeid og mål for rapporten.....	10
2. BESKRIVELSE AV BERGGRUNNSGEOLOGIEN.....	11
3. URANKONSENTRASJONER I BERGARTENE VED KINSARVIK.....	13
3.1 Tidligere undersøkelser.....	13
3.2 Bakkekonsentrasjon av uran fra helikoptermålinger i 2015.....	13
3.3 Uraninnhold i bakken og berggrunnsgeologi.....	17
3.4 Konsentrasjon av uran fra bakkemåling og prøvetaking.....	18
3.5 Oppsummering av uraninnhold i bergarter ved Kinsarvik.....	20
4. GEOMORFOLOGISK BESKRIVELSE.....	21
4.1 Ytre kjennetegn på fjellskred.....	21
4.1.1 Avsetningens morfologi.....	21
4.1.2 Sirkulære groper og hauger.....	23
4.1.3 Blokker på overflaten.....	26
4.2 Indre kjennetegn på fjellskredmateriale.....	27
4.2.1 Avsetningens indre strukturer.....	27
4.2.2 Bergrunnsgeologisk sammensetning.....	29
4.3 Oppsummering av kjennetegn på fjellskredavsetning.....	30
5. KOSMOGEN NUKLID DATERING AV OVERFLATEBLOKKER.....	30
5.1 Metodebeskrivelse.....	30
5.2 Resultater fra terrestrisk kosmogen nuklid datering.....	32
6. DISKUSJONER.....	33
7. KONLUSJONER OG FORSLAG TIL VIDERE ARBEID.....	35
8. REFERANSER.....	36

VEDLEGG:

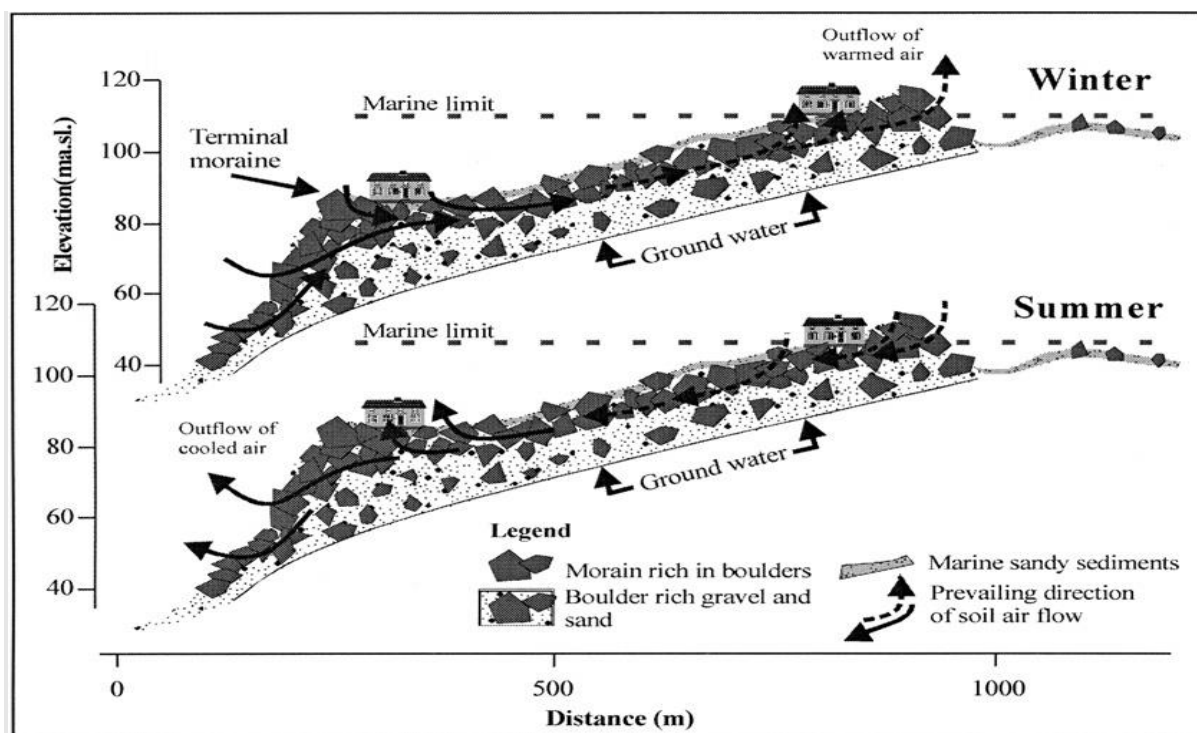
Vedlegg 1: Individuelle målinger på bakken med håndholdt gamma-spektrometer.....	40
Vedlegg 2: Utdrag av NGU-lab analyserapport 2016.0282. XRF-analyser på hovedelementer i 6 prøver fra Kinsarvik.....	43
Vedlegg 3: Flyfoto fra Kinsarvik fra 2017 (NORGE i BILDER).....	44

1. INNLEDNING.

1.1 Bakgrunn

Boligfeltet på Huse i Kinsarvik er et av verdens mest radonutsatte. Innendørs er det i enkelte hus målt opp til 100.000 Bq/m^3 i månedsmiddel vinterstid og et årsmiddel på 56.000 Bq/m^3 . Mer enn 100 boliger med ca. 430 innbyggere er bygget i området. Gjennomsnittlig årsmiddelverdi innendørs i disse boligene er målt til 4340 Bq/m^3 (Sundal et al. 2007). Utendørs er det i Kinsarvik målt et årsmiddel på 114 Bq/m^3 . Til sammenligning er årsmiddel for uteluft i kommunene Fredrikstad 19, Røyken 34 og Eidfjord 31 Bq/m^3 (Jensen et al. 2006). Norske myndigheter har satt innendørs tiltaksgrense til 100 Bq/m^3 .

Tidligere målinger har vist at radonkonsentrasjonen i hus i Kinsarvik varierer gjennom året (Valen et al. 2000, Sunndal 1999, Sundal et al. 2004, 2007). Om vinteren er det høyest radon-innhold i hus øverst i avsetningen og om sommeren er det motsatt. Figur 1.1 viser hvordan dette kan forklares. Om vinteren er temperaturen i jordluft høyere enn i uteluft og gass strømmer oppover i avsetningen. Om sommeren er situasjonen motsatt og gass strømmer nedover gjennom avsetningene. Dette forutsetter at avsetningen er så porøs at en kan ha "årsvinder" gjennom avsetningen.

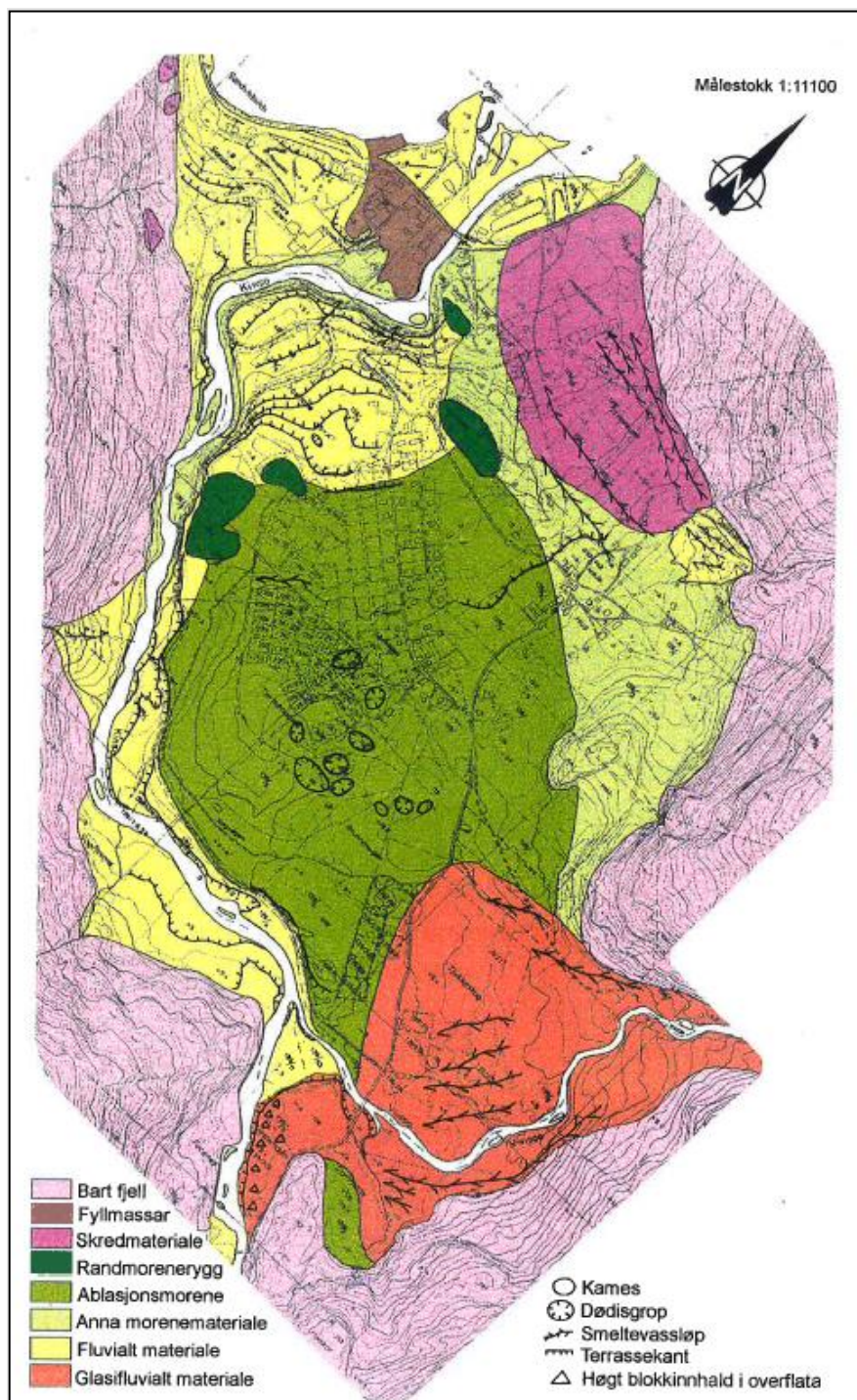


Figur 1.1: Illustrasjon av transport av radon i løsmasseavsetningene i Kinsarvik. Om vinteren er temperaturen i jordluft høyere enn i uteluft og gass strømmer oppover i avsetningen. Om sommeren er situasjonen motsatt og gass strømmer nedover i avsetningene (Fra Valen et al. 2000).

Direktoratet for strålevern og atomsikkerhet (DSA, tidligere Statens strålevern) har i arbeidet med Regjeringens radonstrategi (2009) foreslått at man med utgangspunkt i en geologisk forståelse av årsaken til radonproblemet i Kinsarvik skal lete etter områder med tilsvarende geologi, der man ennå ikke har avdekket et radonproblem. Dette forutsetter at man legger noe innsats i å forstå geologien i Kinsarvik.

1.2 Tidligere geologisk forklaringsmodell for dalfylling i Kinsarvik

Husefeltet, som nasjonalt har de største problemene med radon, er ca. 0,5 km² stort og strekker seg fra ca. 40 til 115 meter over dagens havnivå. Hittil er det, som illustrert i Figurene 1.1 og 1.2, antatt at Husefeltet ligger på en mektig, sandholdig, blokkrik endemorene avsatt for om lag 10 000 år siden når siste rest av innlandsisen i området smeltet (Holtedal 1975, Sundal 1999, Valen et al. 2000). Denne tolkingen er også «arvet» i hovedoppgave ved Høgskolen i Telemark (Langhelle 2004).



Figur 1.2: Kvartærgeologisk kart fra Kinsarvik (Fra Sundal 1999).

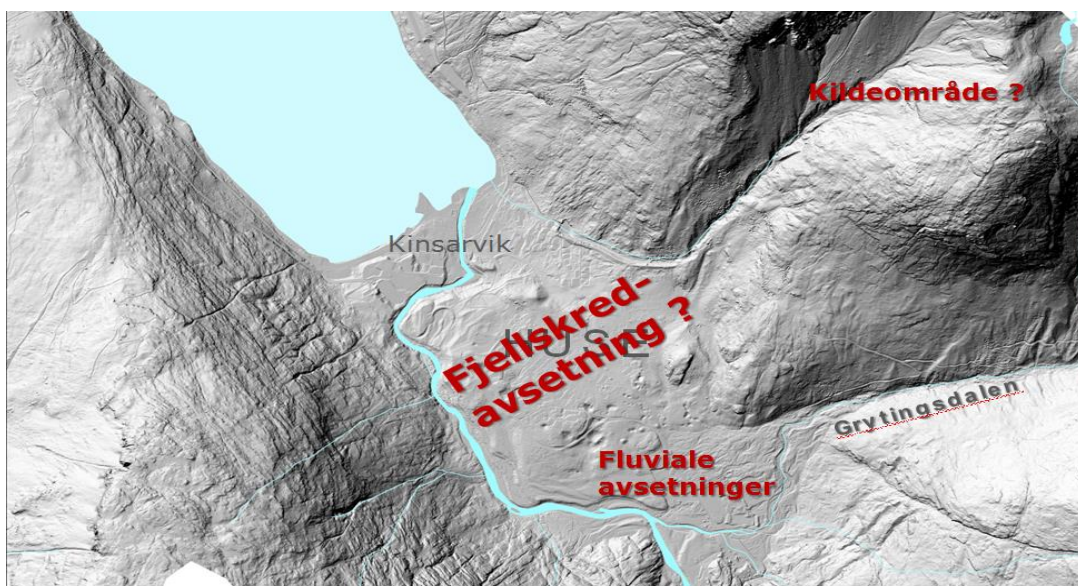
Finmaterialet i den proximale del av avsetningen ble tolket som glasifluvialt materiale avsatt opptil et høyt havnivå etter deglasiasjonen hvor marin grense anslås å være 110 m o.h. (Holtedahl 1975, Sunndal 1999). Marin grense angir det høyeste nivået som havet nådde etter siste istid. Terrangforsenkinger i øverste del av avsetningen ble tolket som dødisgroper. Det ble bemerket at det var lite langtransportert finmateriale i avsetningene og at mange blokker var ekstremt kantede. Sunndal (1999) og (Sunndal et al. 2004) tolker dalfyllingen som delvis bestående av randmorenerygger og ablasjonsmorene dekket av marint mer finkornig materiale (Figur 1.2).

1.3 Behov for revurdering av forklaringsmodellen

Det er flere forhold som til sammen gjør at det stilles spørsmålstegn ved ovenstående forklaringsmodell.

- Hvorfor er det så mye kantede blokker på og i avsetningen?
- Hvorfor er der så lite finstoff og høyt porevolum i avsetningen?
- Hvordan kan det være «års-vinder» i en randmorene?
- Hvorfor har avsetningen ikke morfologi og utbredelse som ligner på en endemorene?

I tillegg kommer at den tidligere forklaringsmodellen er blitt etablert før man for alvor begynte å jobbe med fjellskred i Norge. I løpet av de siste 20 årene har kunnskapen om ustabile fjellparti og fjellskredhendelser i Norge økt betydelig (Böhme et al. 2015; Schleier et al. 2015, 2017; Hilger et al. 2018) og vi har høstet erfaringer fra internasjonalt samarbeid (Penna et al. 2011; Oppikofer et al. 2012; Hermanns et al. 2014; Crosta et al. 2017). Videre gir moderne metoder og data nye muligheter. For eksempel gir LiDAR data (laserskanning av terrenget) et uovertruffent grunnlag for å kartlegge landformer og avsetninger (se Figur 1.3). Det har også kommet nye geofysiske data, både på bakken og helikopterbåren, som kan avdekke forhold i bakken mer nøyaktig.



Figur 1.3: LIDAR-data som viser mulig kildeområde og utbredelse av en potensiell fjellskredavsetning i Kinsarvik.

I lys av ny kunnskap om fjellskred i Norge, bør det vurderes om den radonrammede avsetningen i Kinsarvik heller er en fjellskredavsetning enn en endemorene. Denne hypotesen forklarer bedre morfologien og sammensetningen i avsetningen, og kan muligens også bedre forklare et stort porevolum som tillater "års-vinder" av radongass i avsetningen. Problematikken med forhøyde verdier av radongass i Kinsarvik er et viktig samfunnsproblem, lokalt i Kinsarvik, men kan også være av betydning nasjonalt og internasjonalt. Hvis det er slik at fjellskredavsetninger, med store porevolum, har potensial for radonproblematikk bør dette undersøkes videre. NGU har derfor foretatt en ny kartlegging og geofysisk vurdering av avsetningen i Kinsarvik for å bestemme dannelsen til avsetningen og dens betydning for radonfare.

1.4 Planlagt arbeid og mål for rapporten.

Med bakgrunn i ovenstående, og en kort befaring i april 2012 av Jan Høst, er det åpenbart et grunnlag for å teste den nye hypotesen for avsetningene i Kinsarvik: Kan radonproblematikken til dels forklares av en eller flere historiske fjellskredhendelse(r)?

For å teste ut hypotesen og finne en gyldig forklaringsmodell for de uvanlig høye radonverdier i Kinsarvik, foreslo NGU et samarbeidsprosjekt med daværende Statens Strålevern (NRPA, nå DSA) delt inn i tre faser:

1. Radiometriske målinger fra helikopter for å avklare om berggrunnen i dalsidene inneholdt uran som kunne være kilde til radon i hus i dalbunnen.
2. Oppfølgende befaring av berggrunnsgeolog, løsmassegeolog, skredgeolog og geofysiker for å vurdere avsetningstype og planlegge videre undersøkelser.
3. Detaljerte geologiske og geofysiske undersøkelser for å kartlegge berggrunnsgeologi, løsmassegeologi og skredavsetninger.

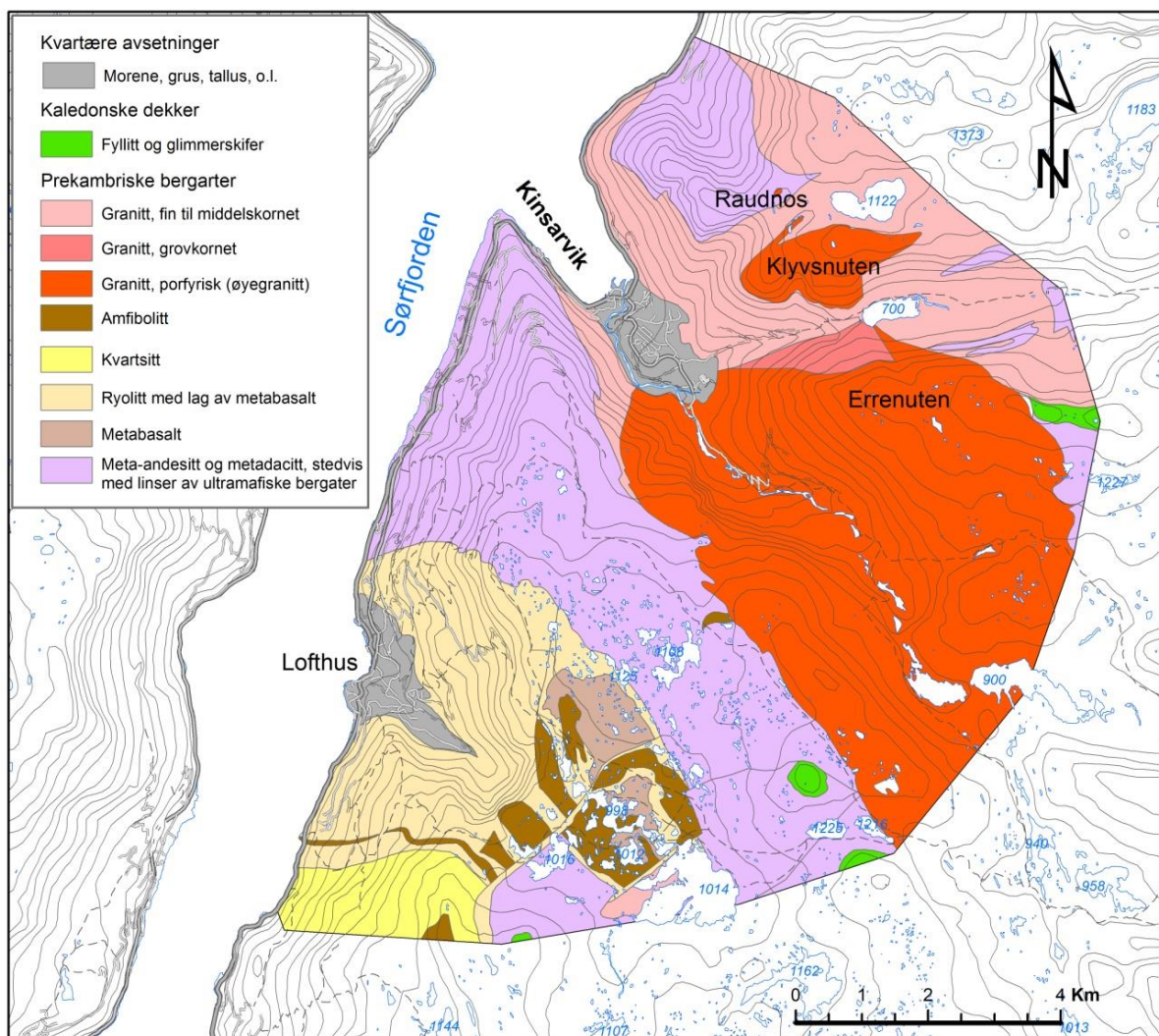
Fase 1 ble gjennomført sommeren 2015 (Ofstad 2015). Fase 2, en todagers befaring til området koblet til et møte med kommunen, ble foretatt i slutten av september 2015. Her deltok Jan Høst (prosjektets initiativtager), Louise Hansen (Løsmassegeolog), Martina Böhme (Skredgeolog) og Jan Steinar Rønning (Geofysiker og prosjektleder). I tillegg deltok Anne-Liv Rudjord og Ingvild Finne fra DSA (tidligere Statens Strålevern). Som en del av fase 2, foretok NGU-forskerne Ola Fredin og Jan S. Rønning en ny befaring høsten 2016. NGU-medarbeider Reginald Hermanns (skredgeolog og datering-spesialist) har i ettertid foretatt kosmogen nuklid datering av blokker på overflaten i Kinsarvik. Dette arbeidet ble finansiert av NVEs fylkesprosjekt for kartlegging av ustabile fjellparti i daværende Hordaland fylke.

DSA (Strålevernet) støttet fasene 1 og 2 i 2015, men dessverre var det ikke midler til å gjennomføre fase 3 i 2016. NGU har i ettertid utført detaljerte geofysiske målinger i feltet. Denne rapporten oppsummerer resultater oppnådd under fasene 1 og 2, og samtidig skisseres nye undersøkelser som vil danne et bedre grunnlag for eksakte svar på de spørsmål som er reist. De oppfølgende geofysiske undersøkelsene rapporteres separat.

2. BESKRIVELSE AV BERGGRUNNSGEOLOGIEN

Opprinnelig skulle berggrunnsgeolog Arne Solli delta på befaringen i september 2015, men dette var dessverre ikke mulig. Dette avsnittet bygger derfor på tilgjengelig informasjon fra tidligere prosjekter på NGU.

Figur 2.1 viser en oversikt over berggrunnsgeologien tatt fra NGUs database for kart i målestokk 1:50 000. Dette kartet er basert på et manuskriptkart laget av Sigmond (2012). Det finnes ingen beskrivelse til kartet, så opplysningene om bergartene er hovedsak basert på det som står på berggrunnskart ODDA 1:250 000 (Sigmond 1998).



Figur 2.1: Geologisk kart over området rundt Kinsarvik basert på NGUs database for kart i målestokk 1:50 000 (sammenstilt av Arne Solli 2016).

Bortsett fra noen små områder med fyllitt (grønt i Figur 2.1), som er dannet under den kaledonske fjellkjeden, hører bergartene til det prekambriske grunnfjellet. Grovt sett kan bergartene vist i Figur 2.1 deles i to grupper: Et område sør og vest for Kinsarvik der bergartene består av suprakrustaler, bergarter dannet på overflaten, og et område nord og øst for Kinsarvik der bergartene domineres av granitter dannet på et noe større dyp (røde farger i Figuren).

Suprakrustalbergartene i sørvest på kartet er gitt navnet Ullensvanggruppen og domineres av vulkanske bergarter. Størst utbredelse har det som på figuren er kalt metaandesitt og metadacitt. Dette er vulkanske bergarter som nå opptrer som finkornete, mørke plagioklasførende gneiser, men noen steder er det bevart primære trekk som tyder at dette kan være tuffer eller tuffitter. En upublisert alder antyder at de kan være ca. 1540 mill. år gamle (Sigmond 1998). Disse bergartene kan også inneholde lag av kvartsitt og linser av ultramafiske bergarter.

Sørvest for beltet med metaandesitt og metadacitt ligger et område der bergartene veksler med ryolitt som inneholder lag av metabasalt og rene metabasalter. En datering av samme ryolitt på vestsiden av Sørfjorden gir en alder på ca. 1489 mill. år (Bingen et al. 2005). Helt i sør på kartutsnittet ligger et område med kvartsitt. Alle de suprakrustale bergartene er gjennomvannet av gabbroer, senere omdannet til amfibolitt.

Området nordøst for suprakrustalene er dominert av granittiske bergarter. Alle disse er tenkt å være plutonske bergarter som har intrudert i suprakrustalene. Helt i sørvest er et område med sterk rød farge som består av en porfyrisk granitt som også er kalt øyegrannitt på kartene (se Figur 2.2). På Klyvsnuten ligger en isolert klatt av samme type granitt (se Figur 2.1). Den nordlige delen er dominert av en fin til middelskornet granitt som har svak rød farge på kartet. Ellers er det et lite felt som er klassifisert som grovkornet, men jevnkornet granitt rett nord for Errenuten.

Kartet viser ellers at det er store mektigheter med kvartære avsetninger i Kinsarvik og på Lofthus slik at en ikke har kontroll på berggrunnsgeologien i disse områdene.



Figur 2.2: Bergarten kalt øyegrannitt. Løsblokk i et mindre massetak (omtales senere).

3. URANKONSENTRASJONER I BERGARTENE VED KINSARVIK

Den lengst levende radonisotopen (Rn^{222} med halveringstid 3,8 dager) inngår i spaltingsrekken til uran (U^{238}). Det vil derfor være av interesse å kartlegge uraninnholdet i bakken i og rundt Kinsarvik.

3.1 Tidligere undersøkelser.

Tidligere arbeider fokuserer lite på kilden til de høye radonverdiene i hus i Kinsarvik. Sundal et al. (2004) målte uran og thoriuminnhold på 27 bergartsprøver. Disse er sortert på bergart, men lokalisering av prøvene mangler, og klassifiseringen følger ikke dagens terminologi (se Figur 2.1). Prøvene er tatt fra lokale bergarter og i fyllittområdet sør og øst for Kinsarvik. Resultatene er referert i tabell 3.1.

Tabell 3.1: Uran og thoriumkonsentrasjoner i 27 bergartsprøver fra området sør og øst for Kinsarvik (Fra Sundal et al. 2004).

Bergart	# prøver	U (ppm) Middelverdi	U (ppm) Min – Max.	Th (ppm) Middelverdi	Th (ppm) Min - Max
Meta-granitt 1	5	5,8	3,3 – 8,8	16,8	10,8 – 23,1
Meta-granitt 2	3	2,0	2,5 – 2,9	8,6	6,3 – 10,1
Meta-granitt 3	3	4,1	3,7 – 4,6	9,1	8,2 – 9,3
Granitt 1	4	22,9	10,7 – 31,6	27,6	27,4 – 37,7
Granitt 2	3	3,7	3,4 – 4,4	35,9	29,1 – 45,4
Pegmatitt	3	6,8	4,8 – 7,2	9,5	7,7 – 10,9
Meta-dacitt	3	1,4	1,1 – 1,7	4,3	3,8 – 5,1
Fyllitt	3	2,8	2,7 – 4,1	11,0	8,8 – 12,9

Denne undersøkelsen viser at det er målt til dels meget høye uranverdier på fire granittprøver i området (Granitt 1 Tabell 3.1). Det dokumenteres også at det finnes en pegmatitt og en annen granittvariant med forhøyet uraninnhold. Smethurst et al. (2008, 2016) viste at urankonsentrasjoner ned mot 3-4 ppm, målt over store områder fra helikopter, kan gi forhøyet radoninnhold i hus. I Kinsarvik er det påvist langt høyere konsentrasjoner, hvilket indikerer at de lokale bergartene kan være kilden for radon i hus.

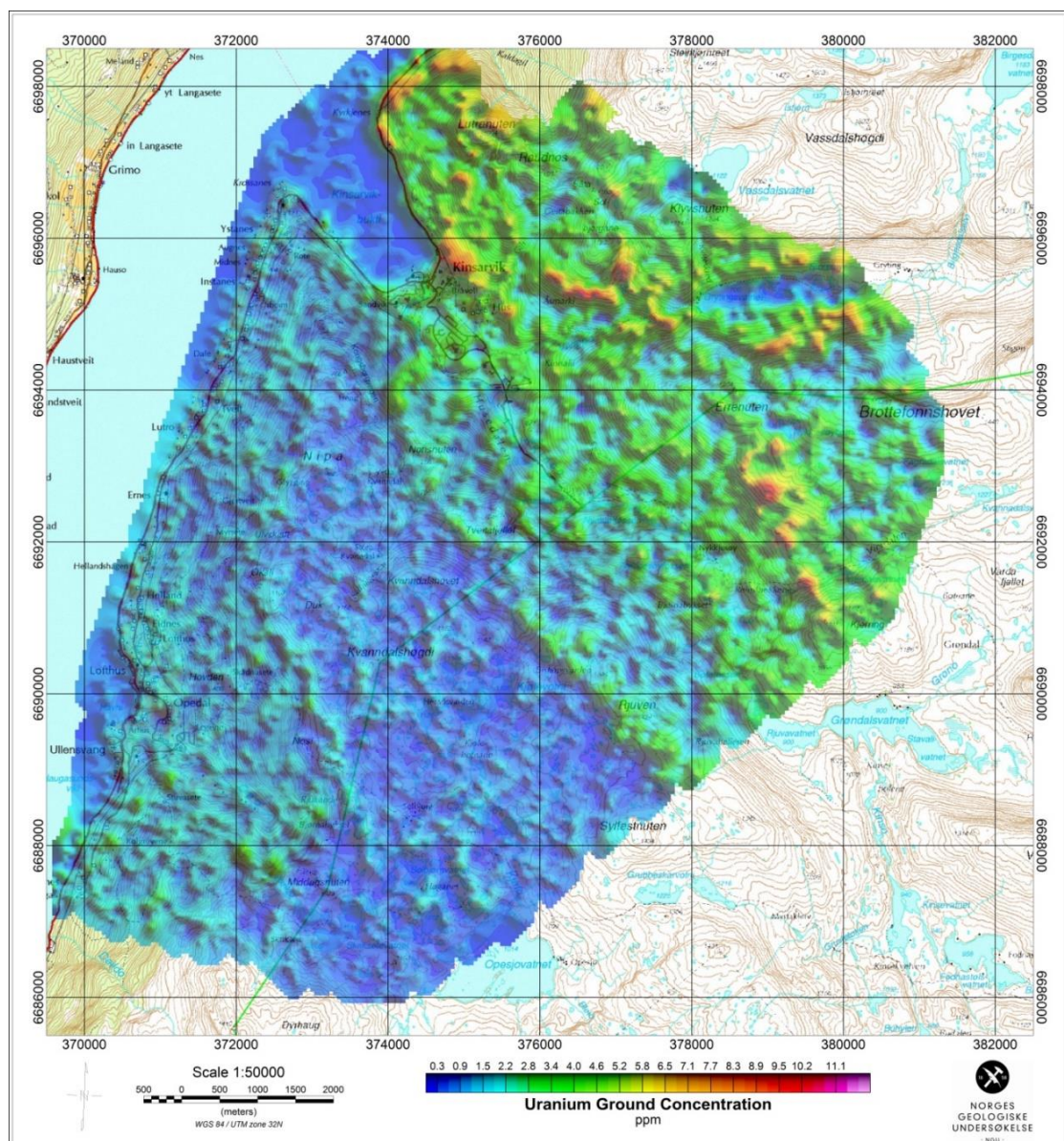
Under en befaring i Kinsarvik i april 2012 kunne Jan Høst hente ut en bergartsprøve fra en byggegrop i utkanten av Huse-feltet. Denne prøven ble senere analysert med håndholdt XRF (Røntgenfluorescens) på NGU. En av analysene viste 13,6 ppm uran og 21 ppm thorium.

3.2 Bakkekonsentrasjon av uran fra helikoptermålinger i 2015

For å kartlegge innholdet av uran i bergartene i og rundt Kinsarvik ble det sommeren 2015 utført radiometriske målinger fra helikopter. Metoden er utførlig beskrevet i teknisk dokument (IAEA 2003). Som en standard prosedyre er det også utført magnetiske målinger, og i tillegg til uran er også bakkekonsentrasjonen av kalium og thorium kartlagt. Målingene dekker et område på 80 km², og både tettstedene

Kinsarvik og Lofthus i Ullensvang kommune ble kartlagt. Det ble fløyet linjer med innbyrdes avstand 200 meter med en gjennomsnittlig høyde over bakken på 90 meter. Flyhastigheten var i gjennomsnitt 50 km/t noe som gir en punktavstand på ca. 14 meter langs profilene. Datafangst, prosessering og kvalitet på data er beskrevet i detalj av Ofstad (2015).

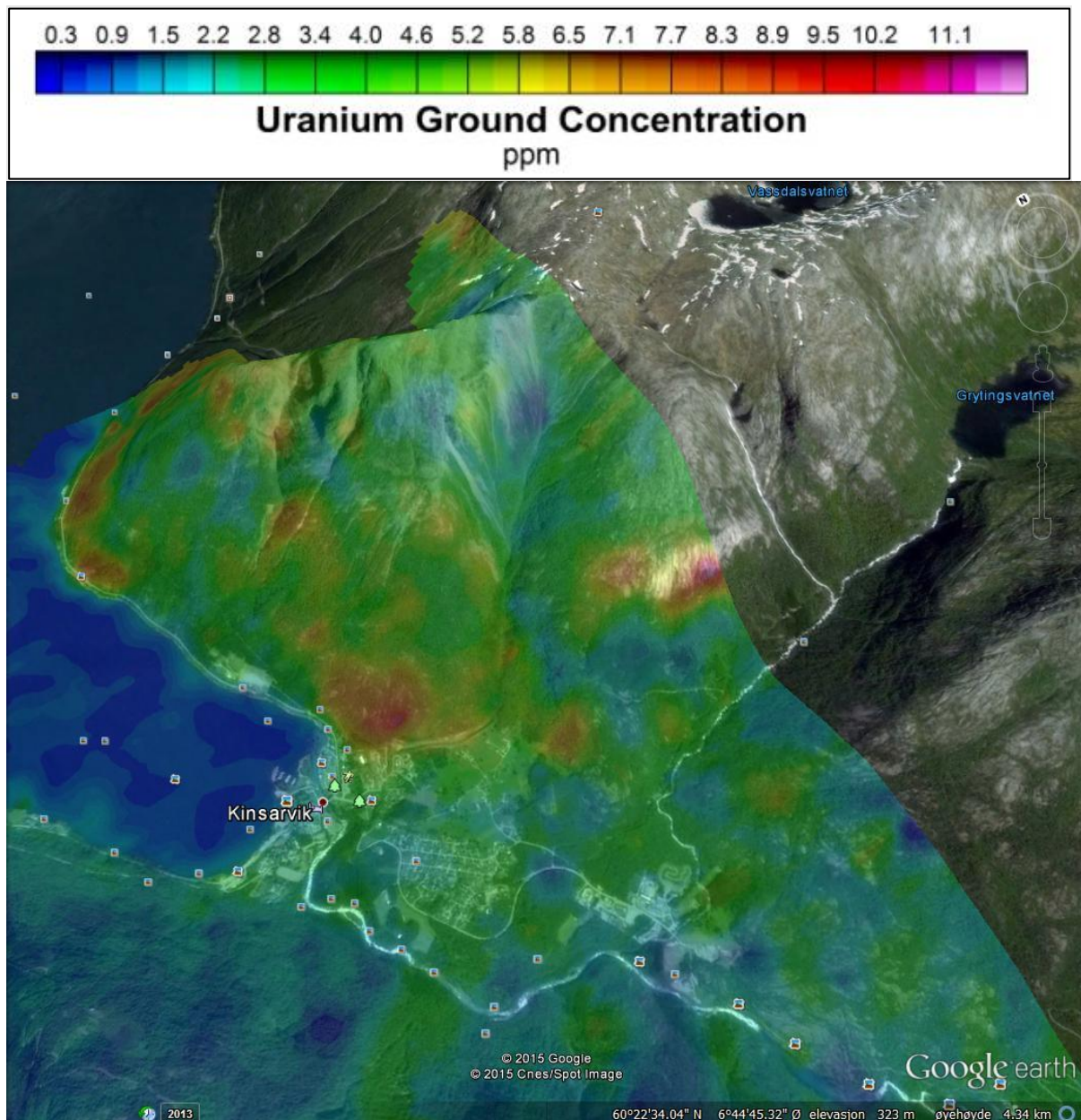
Med den aktuelle flyhøyden og hastigheten representerer hvert enkelt målepunkt et område på bakken på i størrelsesorden 180 m x 200 m (IAEA 1991). Hver måleverdi blir da et veid gjennomsnitt av hva som finnes innenfor dette arealet og vi snakker om tilsynelatende konsentrasjoner. Urankartet (Figur 3.1) viser et tilsynelatende uraninnhold på ca. 4 ppm i store deler av arealet øst og nord for Kinsarvik (grønn farge). Inne i dette området opptrer verdier opp mot 10 ppm. Urankonsentrasjonen innenfor hvert målepunkt kan variere svært mye og lokalt kan det være langt høyere verdier. De urankonsentrasjoner som her presenteres ligger i samme nivå som tidligere rapportert (Sundal et al. 2004, Tabell 3.1). En må også være klar over at vann, myr og tette fuktige løsmasser kan skjerme for stråling fra berggrunnen.



Figur 3.1: Konsentrasjonen av uran i bakken ved Kinsarvik og Lofthus målt fra helikopter (fra Ofstad 2015).

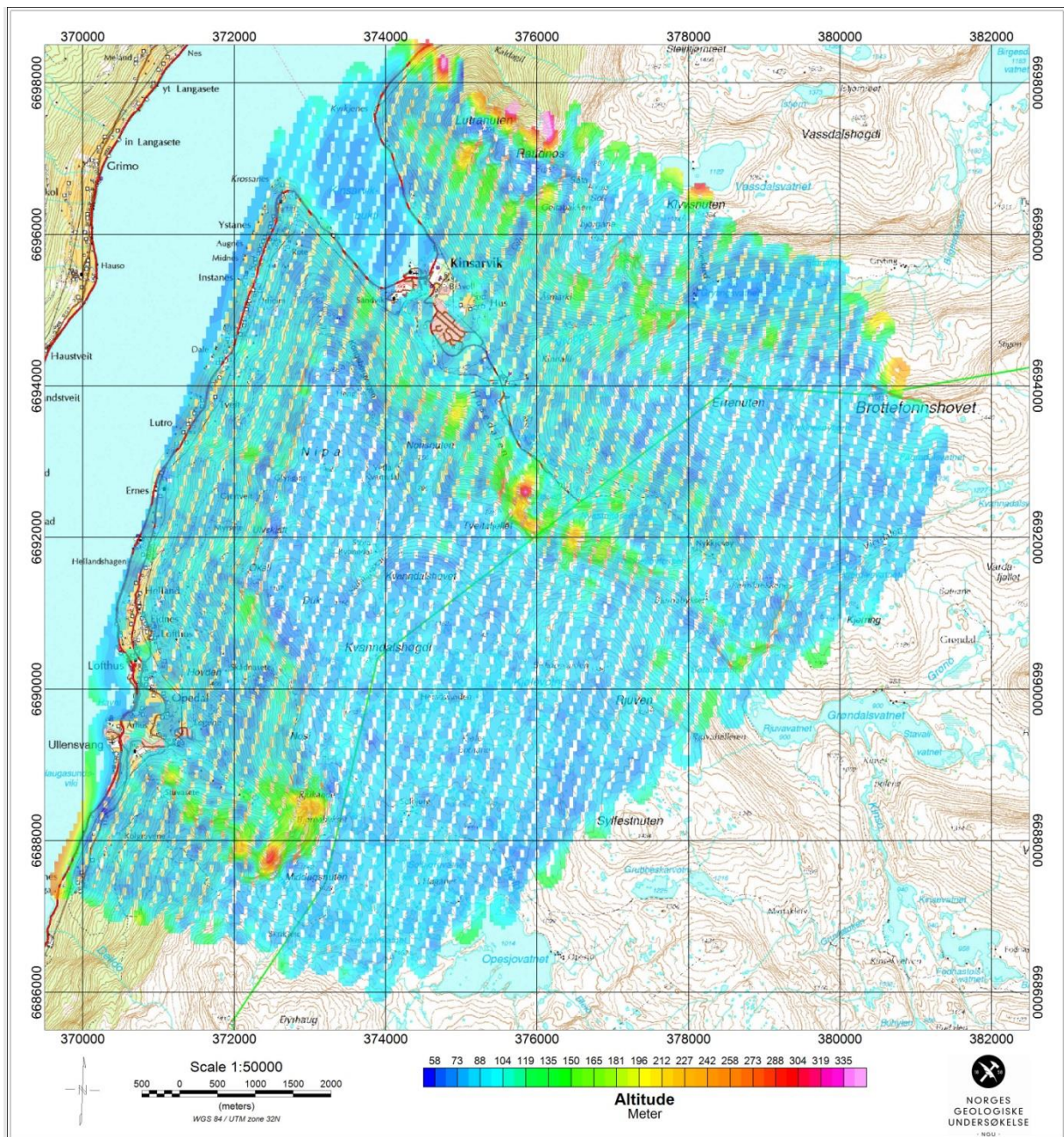
I Figur 3.2 er et utsnitt av urankonsentrasjonen ved Kinsarvik drapert over et Google Earth-kart. De høyeste verdiene opptrer i dalsiden nord-øst for Kinsarvik, og spesielt stedvis i dalsøkket ovenfor Huse-feltet som kan vise seg å være et kildeområde for et fjellskred (se Figur 1.3).

Figurene 3.1 og 3.2 viser sammenhengende måleverdier også i dalbunnen. På grunn av forbud mot å fly over bebygde områder med underhengende målesonde, er imidlertid profilene her avbrutt (se Figur 3.3), og data er interpolert. En kan ut fra dette ikke si så mye om uraninnholdet i dalfyllingene annet enn at det stedvis også her er forhøyet tilsynelatende uraninnhold (3 - 5 ppm) i bakken. Målte urankonsentrasjoner kommer fra de øvre 30 - 40 centimeter av løsmasser og berg (Minty 1997). Det kan derfor være høyere verdier dypere i avsetningene.



Figur 3.2: Uran i bakken fra helikoptermålinger drapert over Google earth-modell.

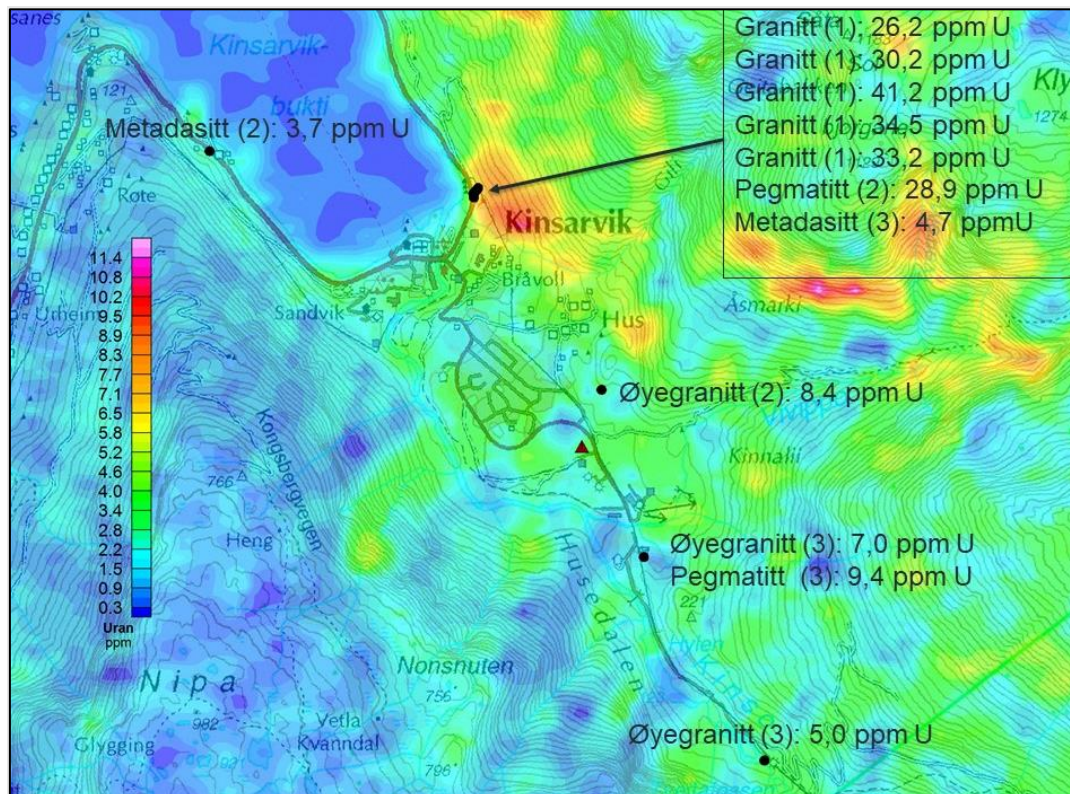
Radiometriske data målt fra helikopter er meget følsom for hvilken høyde over bakken målingen er utført. Ved NGUs målinger stilles det derfor krav til hvor stor målehøyde som aksepteres, og data målt høyere enn 150 meter over bakken regnes som upålitelige og blir som oftest slettet. Figur 3.3 viser målehøyden for sensoren for de aller fleste tilfellene var lavere enn 150 m (grønn og blå farger). I noen få områder der topografien var svært utfordrende, er målehøyden større enn 150 meter og urankonsentrasjonene blir upålitelige. En kan ut fra dette konkludere med at i hovedsak og spesielt i de områder med forhøyet urannivå, er måledata pålitelige.



Figur 3.3: Målehøyde (Altitude) for de radiometriske målingene ved Kinsarvik.

3.4 Konsentrasjon av uran fra bakkemåling og prøvetaking

For å få et bedre bilde av urankonsentrasjonene i forskjellige bergarter ved Kinsarvik, ble det foretatt detaljerte målinger med håndholdt gamma-spektrometer (RS230) på bakken. Måletiden var på tre minutter eller mer noe som ga stabile måleverdier. Alle måleverdier på bakken er vist med koordinater i Vedlegg 1. Gjennomsnittlig målt konsentrasjon av uran på de forskjellige lokalitetene er vist i Figur 3.5. En sammenstilling av statistiske verdier av konsentrasjoner av K, U og Th er vist i Tabell 3.2. På grunnlag av målinger fra helikopter og på bakken ble seks prøver av blokker og fastfjell tatt med for kjemisk analyse (resultater i Tabell 3.3).



Figur 3.5. Kart som viser urankonsentrasjoner ved Kinsarvik. For hver lokalitet angis bergart, antall målinger i parentes og gjennomsnittlig urankonsentrasjon målt med håndholdt gamma-spektrometer. Fargekartet angir urankonsentrasjon fra helikopter-målinger. Triangel viser lokalitet for massetak hvor det ble foretatt mer detaljerte undersøkelser.

Begge de to spektrometrene (helikopter- og bakkeinstrument) var kalibrert på NGU etter standard rutiner like før feltmålingene (Grasty et al. 1991). Målt urankonsentrasjon med håndholdt gamma-spektrometer ligger jevnt over høyere enn verdiene fra helikoptermålinger. Dette skyldes trolig at størrelsen på de målte areal. Ved helikoptermålingene representerer hver måleverdi en veid middelvei innenfor et areal på ca. 180 m x 200 m, og måleverdiene kan variere mye innenfor det målte området. Ved bakkemåling med håndholdt instrument måles et gjennomsnitt over et areal på ca. 0,25 m² der responsen kommer fra de øvre 2-3 desimeterene. Denne effekten dokumenteres godt like nord for Kinsarvik. Helikoptermålingene viser her urankonsentrasjoner opp mot 8-9 ppm (brun-oransje farge) mens bakkemålingene viser fra 26,2 til 41,2 ppm. Sistnevnte viser at granittene kan ha en betydelig urananrikning. De målte forhøyde uranverdiene ved bakkemålingene ligger ikke i de

høyeste områder ut fra helikoptermålingene. Ved å oppsøke disse områdene, ville en sannsynligvis oppnådd enda høyere bakkekonsentrasjoner av uran enn 41,2 ppm.

I Tabell 3.2 er statistiske data for konsentrasjoner av K, U og Th målt på bakken sammenstilt. Det er målt både på blottet fast fjell, på større løsblokker i et massetak (se Figur 3.5, og Vedlegg 3) og på matriks (nedknuste masser) i det samme massetaket. Måling med gammaspespektrometer kan gi usikre data (se Diskusjon), men det synes klart at bergartene pegmatitt, øyegranitt og spesielt mer finkornig granitt har et forhøyet uraninnhold, og kan derved være kilde for radon i hus i Kinsarvik.

Tabell 3.2: Statistiske data for konsentrasjon av K, U og Th målt med gammaspespektrometer fordelt på bergarter og prøvemedium (fastfjell, løsblokk eller matriks i avsetningen).

Bergart	Medium	# prøver	K (%)	K (%)	U (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th (ppm)
			Middel	Min-Max	Middel	Min-Max	Middel	Min-Max
Øyegranitt	Løsblokk	11	6,4	5,5 - 7,3	8,1	6,6 - 9,9	15,4	10,5 - 20,0
Øyegranitt	Fastfjell	9	5,6	4,5 - 7,0	7,0	4,8 - 19,5	13,6	9,2 - 16,4
Granitt	Løsblokk	2	7,0	6,8 - 7,2	11,7	9,8 - 13,6	29,6	26,8 - 32,3
Granitt	Fastfjell	5	6,2	5,0 - 8,2	33,1	26,2 - 41,2	28,9	21,1 - 36,6
Pegmatitt	Løsblokk	4	6,6	6,2 - 6,9	13,1	11,7 - 14,5	19,4	16,8 - 20,1
Pegmatitt	Fastfjell	6	7,0	5,3 - 7,3	16,7	8,3 - 36,8	20,5	10,9 - 24,9
Metadasitt	Fastfjell	5	3,4	2,3 - 4,7	4,3	3,5 - 5,4	7,4	6,5 - 7,8
Gneis	Løsblokk	5	5,4	5,1 - 6,6	9,4	7,2 - 12,8	18,0	15,9 - 20,0
Diabas	Løsblokk	5	3,5	1,8 - 4,8	5,5	2,4 - 8,2	11,1	5,7 - 16,3
Flere	Matriks	5	8,0	7,3 - 8,6	18,9	15,4 - 23,0	27,7	23,8 - 29,6

For å kvalitetssikre måledata, ble prøver fra massetaket og fra blotninger tatt med for kjemisk analyse på NGU. Resultater fra sporelementanalyser med XRF (NGU-Lab rapport 2016.0182) er vist i tabell 3.3. Deteksjonsgrense er 3 ppm for Th og 5 ppm for U. Analyser av hovedelementer på de samme prøvene er vist i Vedlegg 2 sammen med koordinater.

Analysen på prøver bekrefter delvis målte verdier med gammaspespektrometer. Prøve av middels grovkornet granitt (ID 80773) viser et uraninnhold på 16,4 ppm som ligger mellom gjennomsnittsverdi for løsblokker og fast fjell (Tabell 3.2). Uraninnholdet i den ene prøven av øyegranitt ligger under deteksjonsgrensen på 5 ppm. Målingene med gammaspespektrometer viser også at verdiene kan ligge lavere enn 5 ppm, men jevnt over er målte verdier høyere. Metadacitt /-andesitt viser som forventet uraninnhold under deteksjonsgrensen.

Tabell 3.3: Konsentrasjon av Th og U på utvalgte prøver fra Kinsarvik analysert med XRF (NGU-lab rapport 2016.0282).

Prøve ID	Bergart	Medium	Th (ppm)	U (ppm)
80769	Øyegranitt	Løsblokk	8,3	<5
80770	Flere	Matriks	8,1	8,5
80771	Flere	Matriks	12,8	14,6
80772	Meta-dacitt/-andesitt	Fast fjell	3,4	<5
80773	Middels grovkornet granitt	Fast fjell	26,9	16,4
80774	Gneis	Løsblokk	6,2	<5

Målinger på matriks i massetak (nedknust materiale) viste uraninnhold på fra 15,4 til 23,0 ppm (Tabell 3.2). Analyser på to prøver av matriks viser også at det nedknuste materialet i avsetningen har et forhøyet uraninnhold, men noe lavere. Dette kan skyldes påvirkning fra tilstøtende blokker ved måling i felt (se Diskusjon), men også være en effekt av lite prøvemateriale og få prøver.

Analyser av hovedelementer (Vedlegg 2) viser at kjemien i matriks ikke er vesentlig forskjellig fra de to mest forekommende bergartene i avsetningen (øyegranitt og middels grovkornet granitt, se Tabell 4.1). Dette, sammen med tilnærmet samme uraninnhold, er en indikasjon på at matriks for det meste består av nedknuste bergarter en finner i nærområdet til Kinsarvik.

En viss konsentrasjon av uran i det nedknuste materialet er en viktig observasjon for å kunne forklare den høye innendørs radonkonsentrasjonen i Husefeltet i Kinsarvik. Nedknusingen øker overflaten av partiklene og radon kan lettere komme ut i porerommet i avsetningen. Når denne i tillegg er meget porøs som vist i kapittel 4, gir dette gode muligheter for at radonholdig jordluft kan strømme opp og ned i avsetningen avhengig av temperaturforholdene sommer og vinter.

3.5 Oppsummering av uraninnhold i bergarter ved Kinsarvik

Tidligere undersøkelser (Sunndal et al. 2004) påviste svakt forhøyde verdier av uran i enkelte bergarter i Kinsarvik. Helikoptermålinger med gammaspektrometer utført i 2015, viste at granittiske bergarter hadde et generelt forhøyet uraninnhold, og stedvis kunne dette være opp mot 10 ppm i gjennomsnitt på enkeltmålepunkter (ca. 180m x 200m). De største anrikningene ligger i den bratte lia nord og øst for Kinsarvik i et område som mistenkes å være kildeområde for ett eller flere fjellskred. Forhøyet uraninnhold i granittiske bergarter ble bekreftet ved bakkemålinger med håndholdt gammaspektrometer, både i fast fjell og på løsblokker. Analyser av et fåtall prøver viste det samme. Høyeste målte urankonsentrasjon i fastfjell var 41,2 ppm og høyeste i løsblokker var 13,6 ppm. Høyeste analyserte uran-verdi på prøve var 16,4 ppm.

Analyser på nedknust materiale i et massetak (matriks) indikerer at disse ikke er kjemisk vesentlig forskjellig fra de påviste bergartene og materialene har forhøyet uraninnhold. Nedknusing av uranholdig materiale gjør det lettere for radon og unnslipe mineralkornene.

4. GEOMORFOLOGISK BESKRIVELSE

I dette kapitlet beskrives ytre kjennetegn på fjellskredhendelser som kan observeres på overflaten, og indre kjennetegn på samme observert i det før omtalte massetaket.

4.1 Ytre kjennetegn på fjellskred

De ytre kjennetegnene for at avsetningen i Kinsarvik er et resultat av ett eller flere fjellskred er 1) overflatemorfologien likner ikke en moreneavsetning, 2) sirkulære groper og hauger på overflaten og 3) ett stort antall store blokker på overflaten.

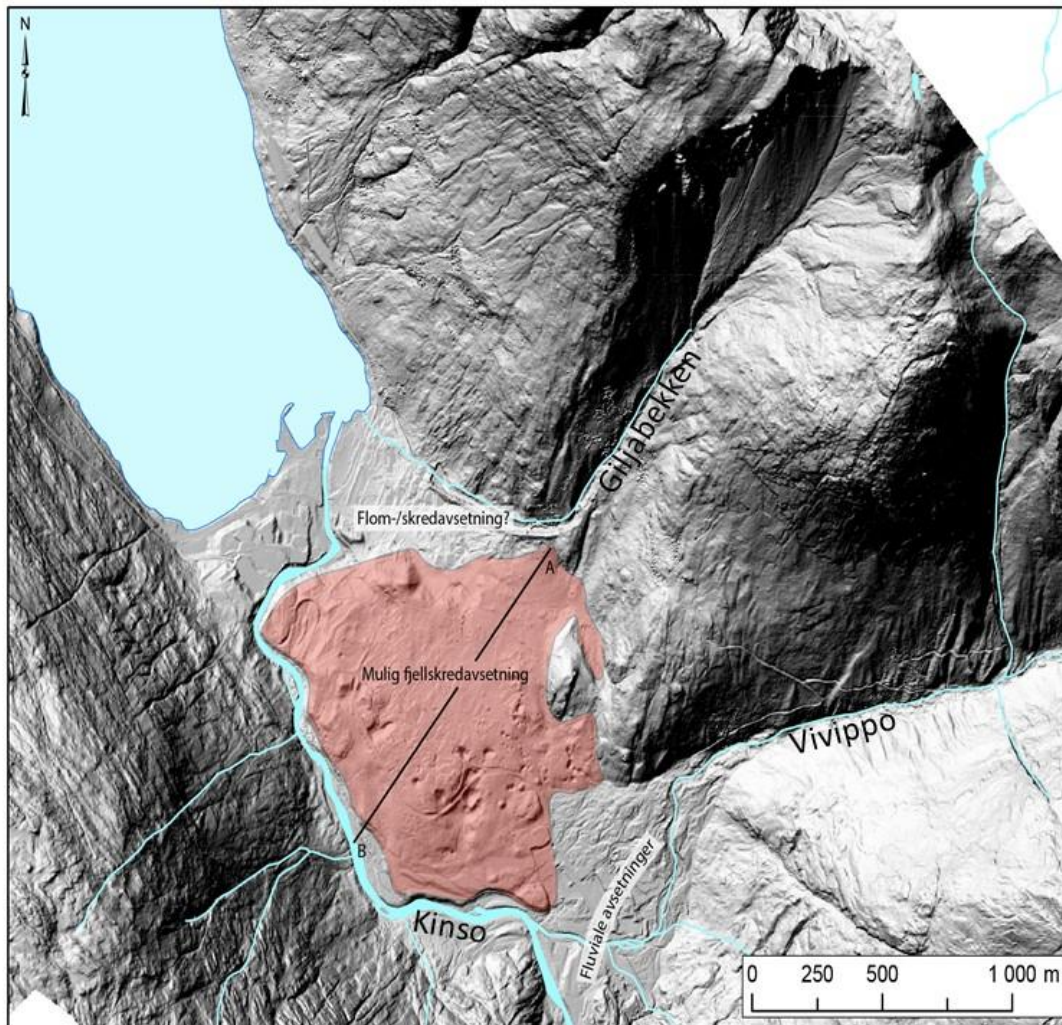
4.1.1 Avsetningens morfologi

Det er gjort en geomorfologisk tolking basert på LiDAR-data som er innsamlet av statens kartverk i år 2013. Disse LiDAR-data ble overlevert NGU og prosessert i henhold til standard prosedyre i ESRI ArcMap. Ved denne prosessering filtreres vegetasjon og infrastruktur vekk, og en svært detaljrik høydemodell (kun terrenget) blir interpolert. I dette tilfellet var datakvaliteten i LiDAR dataene gode nok for en høydemodell med 1 m romlig oppløsning og med høydepresisjon på ca. 5 cm innenfor hver piksel. Høydemodellen ble visualisert ved å bruke skyggerelieff og helningskart der små landformer kan kartlegges godt. Et eksempel kan sees i Figur 4.1.

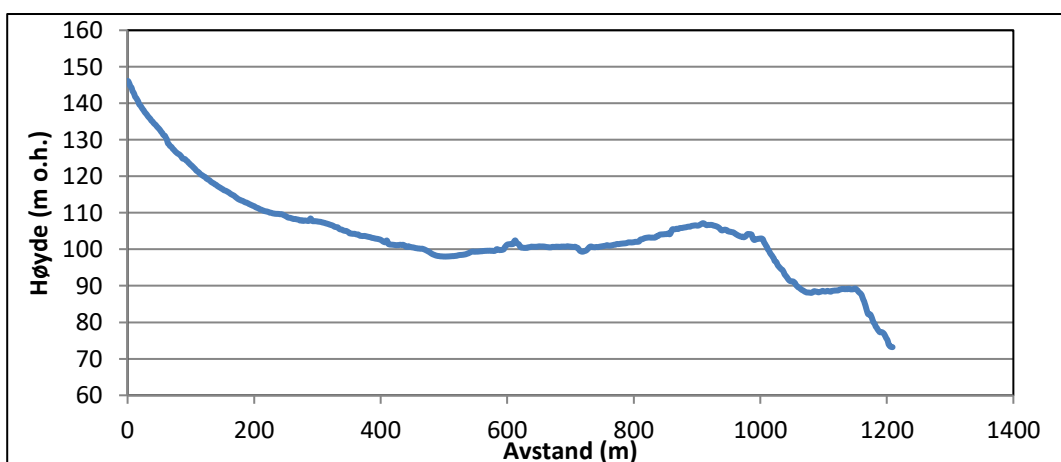
Figur 4.1 viser en foreløpig tolking av dalfyllingen med utbredelsen til en mulig fjellskredavsetning basert på LiDAR data og feltbefaring. Elva Kinso, hovedelva langs dalføret, har erodert distale deler av avsetningen og blottlagt erosjonskanter. Giljabekken i nord og Vivippo i sør har erodert og overlågt avsetningen med yngre flom- og elvesedimenter. Store deler av avsetningen ligger under marin grense og kan derved ha et variabelt dekke av relativt grunne marine sedimenter.

Den mulige fjellskredavsetningen dekker et areal på i underkant av 1 million m² (1000 mål). Avsetningens tykkelse er ukjent, men varierer sannsynligvis fra noen få meter til flere titalls meter. Sundal et al. (2004) antyder 50 meter. Et meget foreløpig volumestimat er 10-50 millioner m³. Oppfølgende bakkegeofysikk vil gi et sikrere estimat av det mulige fjellskredets størrelse.

Avsetningen viser ikke typisk morfologi for en endemorene, som vanligvis har en eller flere tydelige rygger. Avsetningen er uregelmessig i formen og draperer over fjellknauser. Et profil fra A til B i Figur 4.1 viser at avsetningen er konkav i øvre del (i nordøst) og deretter konveks i nedre del (i sørvest, Figur 4.2). Avsetningen kuttet brått av Kinsos elvenedskjæring. Terrenget i sydvestligste del av profilet er også påvirket av tidligere tiders forsøk på å bygge jernbane opp gjennom dalen.



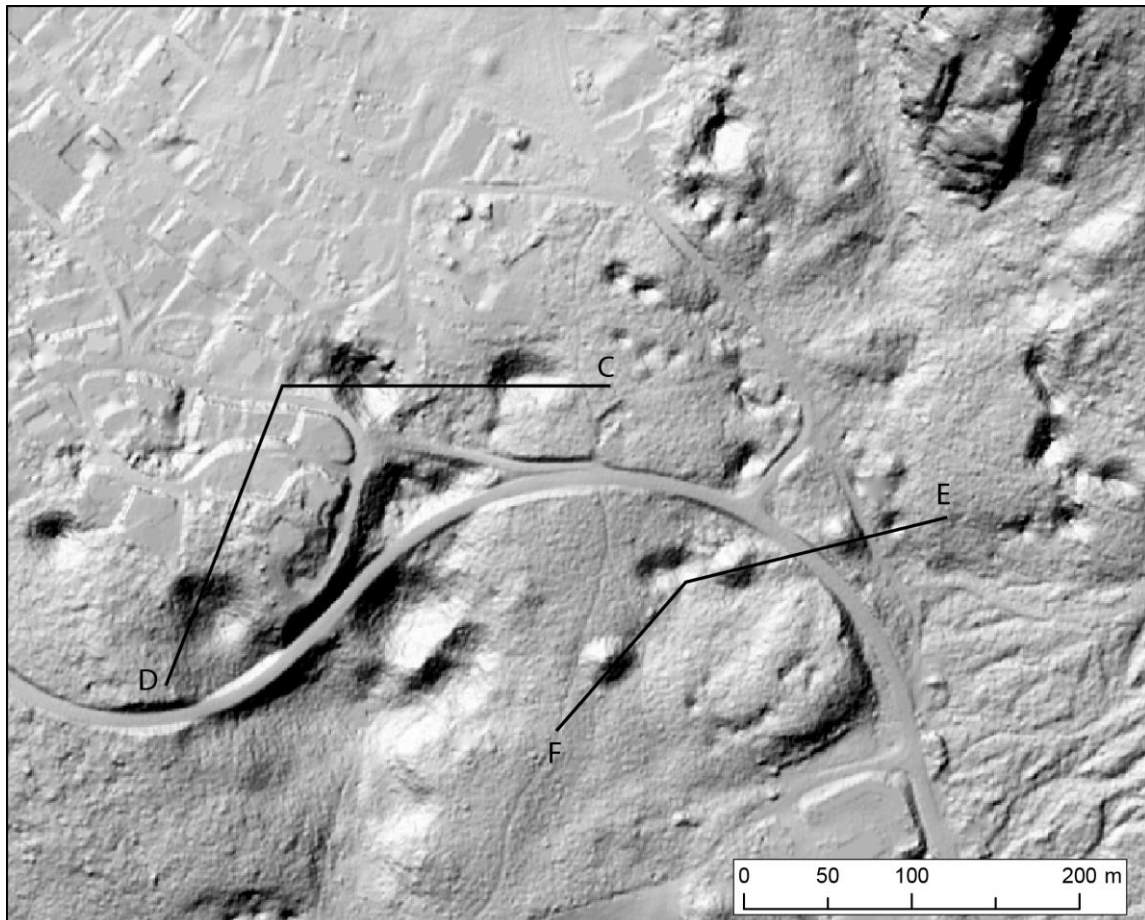
Figur 4.1: Utbredelse av den mulige fjellskredavsetningen markert i rødt. Store deler av avsetningen kan ha varierende dekke av marine avsetninger, og i nordlig og sørlig del er avsetningen erodert og/eller overlattet av flom- og fluviale avsetninger.



Figur 4.2: Lengdeprofil fra A til B i Figur 4.1. Det synes klart at avsetningen er konkav i øvre del, konveks i nedre del og kuttes brått av Kinsos elvenedskjæring. Terrengnet i sydvestligste del av profilet er også påvirket av tidligere tiders forsøk på å bygge jernbane opp gjennom dalen. Høydeaksen er overdrevet ca. 6 ganger sammenlignet med lengdeaksen.

4.1.2 Sirkulære groper og hauger

Flere steder på avsetningen observeres det en rekke sirkulære "groper" og "hauger" (Figurene 4.1 og 4.3). Disse gropene og haugene har tidligere vært tolket som dødisgroper og ablasjonsmorenefenomener (Holtedal 1975, Sunndal 1999, Figur 1.2).

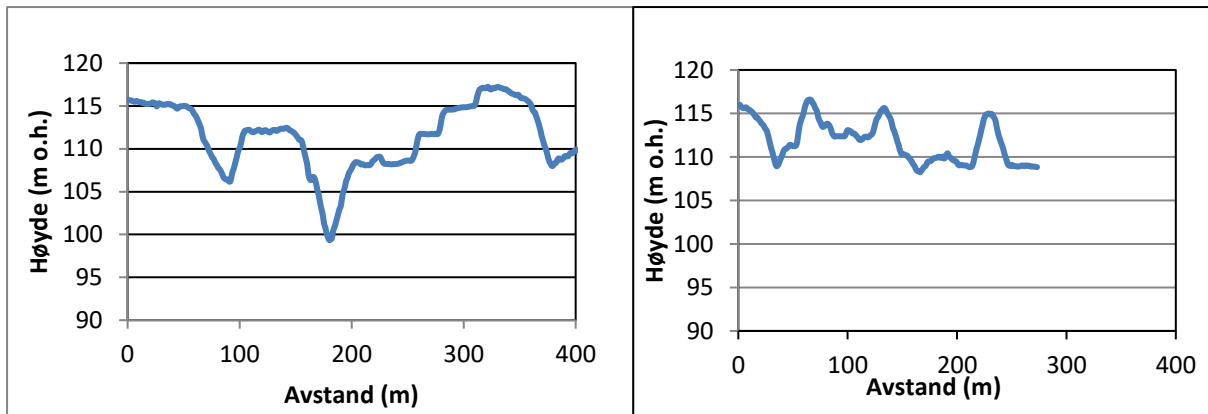


Figur 4.3: Hyppig forekomst av "groper" og "hauger" litt sør for sentrale avsetningen (lys fra nordvest). Terrengprofil C-D og terrengprofil E-F vises i Figur 4.4.

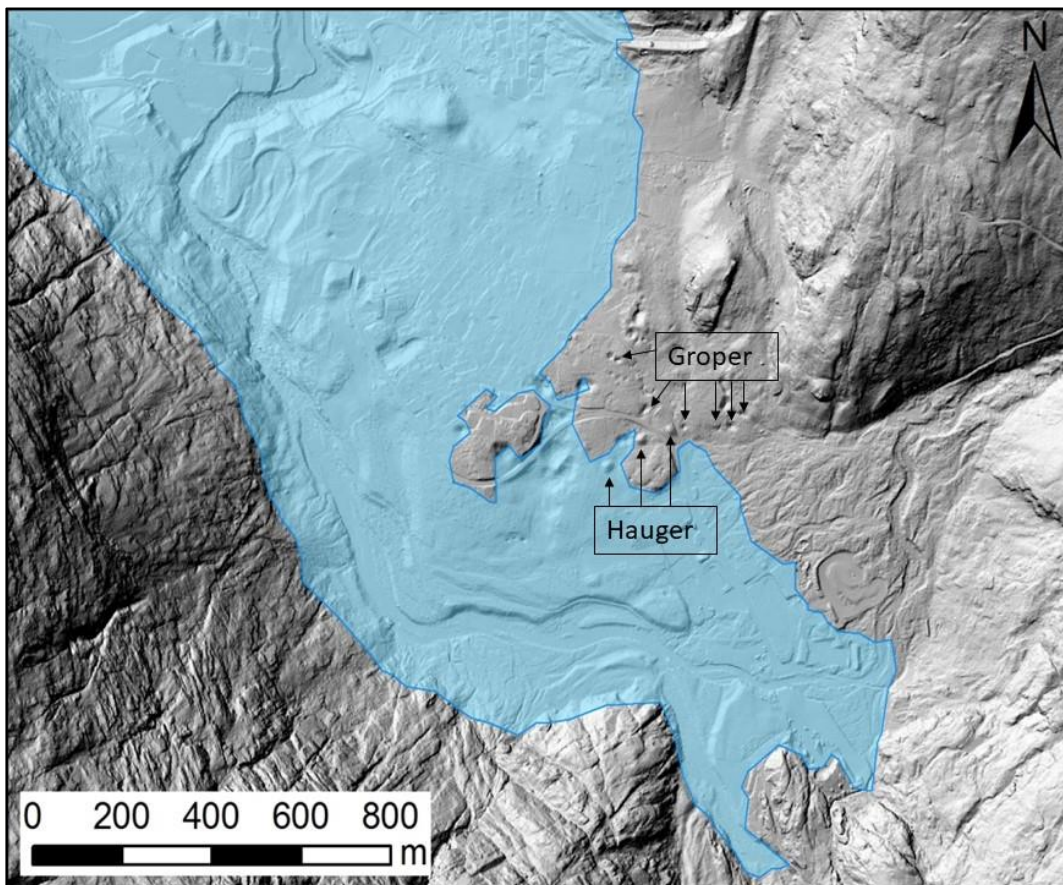
Gropene er ofte 5 - 10 m dype og 20 - 50 m i diameter og koniske i formen (Figur 4.4). De opptrer samlet i en begrenset del av avsetningen. En oval grop ved knekkpunktet for profil E-F, viser klart at den er sammensatt av to koniske groper både på LIDAR-data (Figur 4.3) og i terrenget.

Et lite myrbasseng, mellom 'D' og 'F' på Fig. 4.3, ble observert lokalt sannsynlig som en tidlig innfylling av en grop.

Haugene har noe mindre dimensjoner, er ofte ca. 5 m høye og med en diameter på 15-35 m. De er ikke like vanlige som gropene, men opptrer ofte sammen. (Figurene 4.3 til 4.6).



Figur 4.4: Terrengprofil C-D i Figur 4.3 viser snitt gjennom tre groper (venstre) og terrengprofil E-F viser snitt gjennom tre hauger (høyre). Høydeaksen er overdrevet ca. 12 ganger sammenlignet med lengdeaksen.



Figur 4.5: Marin grense drapert over skyggerelieff. Haugene og gropene er konsentrert på området av avsetningen som ligger ovenfor eller rett under det høyeste nivået som havet nådde etter siste istid.

Haugene er ikke fordelt over hele avsetningen, men bare på et område. Dette området samsvarer med området som ligger like ovenfor marin grense eller rett under (Figur 4.5). På sørsiden blir området avgrenset av et flettet viftesystem. Gropene viser en konsentrasjon i samme området, men har litt større utbredelse også rett under marin grense. De observerte haugene kan være typiske «hummocky» strukturer som kan observeres i flere andre fjellskredavsetninger internasjonalt (for eksempel Hewitt et al. 2008; McColl & Davies 2011; Dufresne et al. 2016) og som også er observert andre steder i Norge (Tolgensbakk & Sollid 1988).



Figur 4.6: Bilder ned i en grop med store blokker og opp fra ei grop (øverst) og en haug (nederst).

4.1.3 Blokker på overflaten

Under befaringen ble det gjort observasjoner av mye blokkrikt materiale på overflaten i flere deler av terrenget. Det blokkrike materialet observeres både i forbindelse med haugene og gropene beskrevet tidligere, men også spredt rundt omkring på avsetningen. Hyppigheten er størst inn mot fjellsiden i nordøst. Blokker med en størrelse opptil 10 m x 10 m og mer er observert lokalt (Figur 4.7). Blokkene, som er av samme type bergarter som i fastfjell øst for Kinsarvik, viser ofte stedegen oppsprekking.



Figur 4.7: Eksempel på store blokker på bakken. Legg merke til oppsprekking som må ha skjedd etter at blokka er kommet på plass.

Det er observert en dominerende litologi av blokker på forskjellige områder i dalbunnen (øyegranitt, finkornet granitt/gneis, dacitt). Det var ikke mulig å kartlegge utbredelsen av de forskjellige litologier i detalj på befaringen og dette må eventuelt komme som en oppfølgende undersøkelse.

4.2 Indre kjennetegn på fjellskredmateriale

I et mindre massetak ved Modnavegen/Brunnateigen (koordinat UTM 32N 375270E - 6694400 N, se Figur 3.6 og Vedlegg 3) er indre strukturer i avsetningen blottet. Her er det mulig å studere avsetningens og klastenes geologiske sammensetning (blokk og stein).

4.2.1 Avsetningens indre strukturer

Det som kjennetegner denne avsetning ved Modnavegen/ Brunnateigen er følgende:

- Store og kantede blokker
- Ingen foretrukken orientering av blokkene
- Blokk-støttet (clast supported) oppbygning
- Lite eller ingen silt og leire i matriks
- Enkeltblokker er knust under avsetning
- Det er ikke observert glasial sliping av blokkene
- Det finnes ikke tegn til avsetning med vann

Alle disse kjennetegnene, som delvis kan observeres i Figurene 4.8 og 4.9, er typiske for fjellskredavsetninger. Blokkene er kantede og ved en lengre transport i eller under en isbre ville noen av blokkene bære preg av glasial sliping og avrundning. Dette ble ikke observert for noen blokk i avsetningen. Hvis avsetningen var avsatt som en morene, skjøvet foran isen, ville normalt også en viss lengdeorientering av stein og blokker langs transportretningen være vanlig forekommende. Dette kunne heller ikke observeres. Blokkene ligger ikke i en masse med finkornige sedimenter, men støtter seg delvis på hverandre. Massene mellom blokkene (matriks) er av størrelse sand og grus. Det forekommer lite eller ingen finstoff i fraksjonene silt og leire.

Enkelte blokker har slått sprekker under avsetning, men har beholdt formen (Figur 4.9). I tillegg til dette er de fleste blokkene i avsetningen av lokal opprinnelse (se Kapittel 4.2.2). Samlet sett er disse observasjonene lite forenlige med en morene-avsetning men typiske for fjellskredavsetninger. Teoretisk sett kunne avsetning av et fjellskred skje på en bre og deretter bli noenlunde bevart etter at isen har smeltet bort. Dette er lite forenlig med at enkelte blokker har slått sprekker under avsetning, og har beholdt formen.

Det er et tynt lag med jordsmonn på toppen av avsetningen som er dannet ved biologiske- og forvitningsprosesser i Holosen tid (yngre enn 11.700 år). På overflaten over massetaket er blokkene noe mer avrundet, men synes likevel å være en del av avsetningen i massetaket. Dette kan skyldes forvitring etter at massene ble avsatt.

Konsentrasjonen av det svært immobile elementet zirkon (Zr), varierer tilfeldig mellom matriksprøver og bergartsprøver (Vedlegg 2). Hvis forvitring hadde vært bidragende til oppkonsentrering av uran ville Zr oppvise høyere konsentrasjoner i matriks sammenlignet med bergartsprøven. Dette tilsier at det ikke er forvitningsprosesser i avsetningsmiljøet som konsentrerer uran i avsetningen. Det understrekes at XRF-målingene av Zr er nært, eller under deteksjonsgrensen for

måleinstrumentet ved NGU (Vedlegg 2). Datagrunnlaget er derfor begrenset og flere prøver og undersøkelser er nødvendige for å utelukke denne mulighet.



Figur 4.8: Skjæring gjennom avsetningene i massetak ved Modnavegen nord for industriområdet Brunnateigen (for lokalisering, se Figur 3.6 og Vedlegg 3).



Figur 4.9: I fjellskredavsetninger er oppsprukne blokker vanlige som følge av voldsomme fysiske krefter under fjellskredet, noe som ble hyppig observert i skjæringen. Eksempler på sprukne blokker vises både foran og bak Ola Fredin.

4.2.2 Berggrunnsgeologisk sammensetning

Under den korte befaringen i 2016 ble det foretatt en blokketelling i massetaket ved Modnavegen/Brunnateigen. I alt 126 blokker i avsetningen ble systematisk bergartsbestemt. Av disse var 106 blokker (84,2 %) av lokal opprinnelse (Øyegranitt, udifferensiert granitt og pegmatitt). Bare en av de 126 blokkene var fyllitt som en kunne forvente dersom avsetningen i hovedsak var langtransportert (skjøvet) av isen fra øst.

Tabell 4.1: Bergartssammensetning av blokker i massetak.

Bergart	# blokker	I prosent (%)
Øyegranitt	85	67,5
Pegmatitt	18	14,3
Granitt	3	2,4
Gneis	17	13,5
Diabas	2	1,6
Fyllitt	1	0,8
Total	126	100

4.3 Oppsummering av kjennetegn på fjellskredavsetning

Avsetningene på Huse i Kinsarvik viser flere geomorfologiske og sedimentologiske trekk som tyder på en opprinnelse i et fjellskred. De sedimentologiske kjennetegn fra avsetningen observert i skjæringen ved Modnavegen/Brunnateigen stemmer godt overens med sedimentologien i fjellskredavsetninger. En dominans av grov, monolittisk og kantet materiale gjør det vanskelig å forklare avsetningene med en glasial opprinnelse som ikke innebærer vesentlig bidrag av skredmateriale. Foreløpige observasjoner viser at blokkene i denne skjæringen består mye av de samme bergartene vi finner sør og øst for Kinsarvik (Øyegranitt, granitt og pegmatitt). Langtransportert fyllitt en finner på Hardangervidda øst for Kinsarvik ble nesten ikke observert i Kinsarvik under befaringene verken i 2015 eller i 2016.

5. KOSMOGEN NUKLID DATERING AV OVERFLATEBLOKKER

For å kunne bestemme når et eventuelt fjellskred i Kinsarvik intraff, er det foretatt kosmogen nuklid datering av fire blokker fra overflaten. En innføring i metoden finnes på NGUs nettsider <https://www.ngu.no/emne/kosmogen-nuklid-datering>.

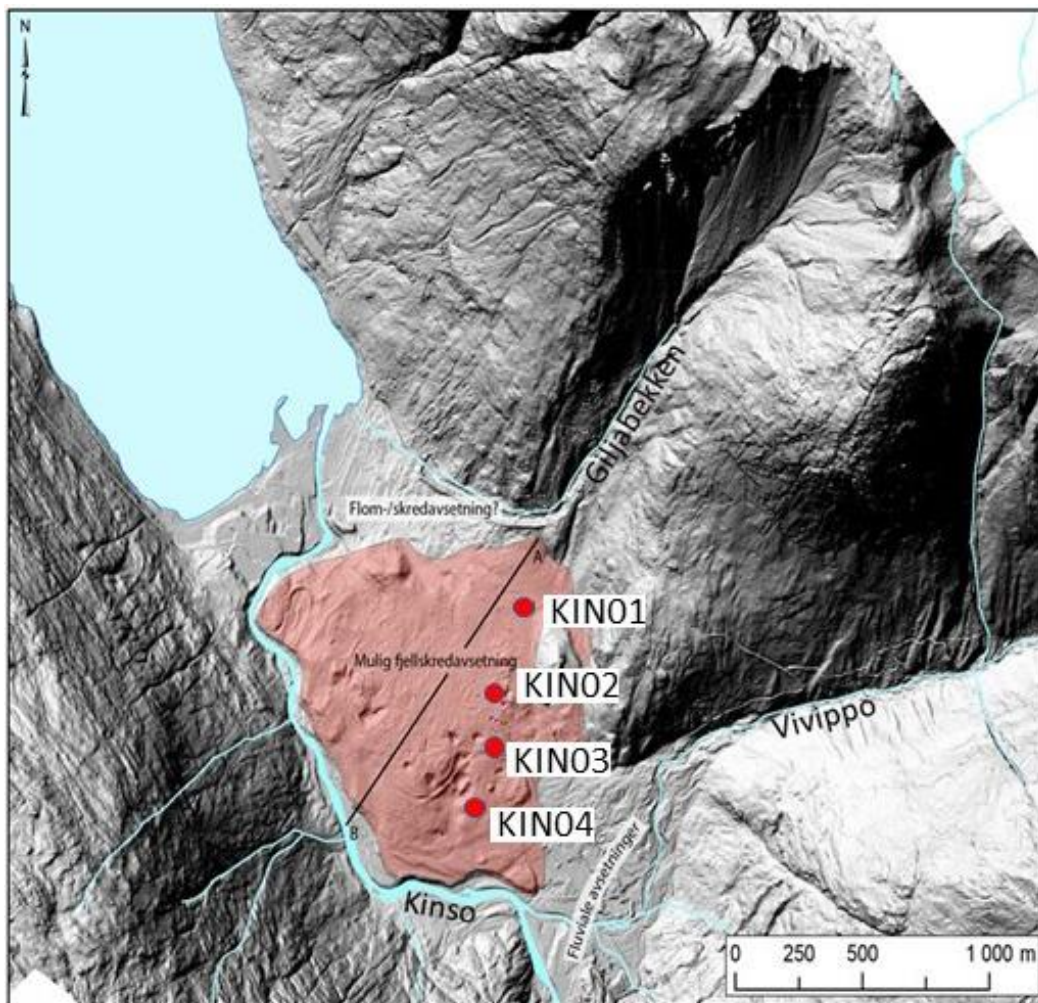
5.1 Metodebeskrivelse

Datering av overflateeksponering med terrestriske kosmogene nuklider er en metode som først ble utviklet for å datere kosmisk materiale (meteoritter) og senere for å datere terrestriske overflater (Graf et al. 1997; Gosse & Phillips 2001). I de første årene ble metoden brukt for å datere glasiale overflater (f.eks. Gosse et al. 1995), men allerede i begynnelsen av århundret ble metoden systematisk brukt for å datere avsetninger av fjellskred (Hermanns et al. 2001, 2004) og er nå i dag den mest brukte metoden for å datere fjellskredavsetninger (Panek 2015). Grunnen til dette er at produksjon av kosmogene nuklider er bedre definert (f.eks. Fenton et al. 2011) og feilkilder bedre kjent (Ivy Ochs et al. 2009; Hilger et al. 2019). Metoden har fordeler for datering av skred ved at dateringsmaterialet produseres av hendelsen selv når ferske bruddflater blir eksponert for kosmisk stråling og det behøves ikke en stratigrafisk relasjon med skredmaterialet som er den største geologiske feilkilden. Generelt kan enhver avsetning eller glideplan eldre enn ca. 1000 år bli datert (Hilger et al. 2019; Böhme et al. 2019).

Det ble tatt fire prøver (KIN01-KIN04) over et område på 1 km² i sørøstlige del av avsetningen (Figur 5.2). Alle prøvepunktene ligger ovenfor marin grense (Figur 4.5), og innenfor det mulige området for fjellskredavsetning. Alle prøvene ble tatt på store blokker med en størrelse på 2x2x3 m til 3,5x5x7 m liggende på en høyde mellom 120 og 130 m.o.h. målt in med kalibrert høydemåler. Prøvene ble tatt med hammer og meisel fra store overflater (2-18 grader helning fra horisontalt målt med struktur kompass) i 2017. Prøvene ble analysert hos Department of Earth and Environmental Sciences, Dalhousie University, Canada. Alle rapporterte aldre ble korrigert for geografisk breddegrad, høyde, overflatevinkel til prøvens plassering på overflaten, skjerming, samt snødekke som skissert i Hilger et al. (2018). Alder ble beregnet som beskrevet i Schleier et al. (2015).



Figur 5.1 Prøvetaking for terrestrisk kosmogen nuklid datering. Det ble valgt store blokker med en gjennomsnittlig diameter av flere meter, flate overflater og langt fra de kartlagte gropene eller erosjonsspor.



Figur 5.2: Lokalisering av prøver for kosmogen nuklid datering. Alle de fire prøvene ligger innenfor den foreslåtte mulige fjellskredavsetningen.

5.2 Resultater fra terrestrisk kosmogen nuklid datering

Aldersspredning til de fire blokkene vist i Tabell 5.1 er veldig lav og viser at avsetningens alder er ca. 10.900 år. Noe spredning i alder er vanlig med denne metodikken på grunn av overflateprosesser som forandrer avsetningen etter at den ble avsatt, eller hvis blokkene har vært på fjellsidens overflate før skredet skjedde (Ivy-Ochs m.f. 2009; Hilger et al. 2019). Geomorfologisk kartlegging av avsetningen viser at, med unntak av gropene, er der ingen andre spor av overflate-prosesser. Alle prøvene ble tatt med stor avstand (> 10 m) fra gropene. Kinsarvikregionen ble isfritt bare kort tid før den antatte fjellskredhendelsen (Hughes et al., 2016). Derfor kan vesentlig eksponeringstid av blokker som fører til for gamle aldre også ekskluderes. Kvaliteten av resultater kan derfor antas å være meget god.

Tabell 5.1 Kosmogene nuklidalder for de fire blokkene fra Kinsarvik.

Prøve ID	UTM - øst [32 V]	UTM –nord [32 V]	Alder (1000 år)	Sigma 1 usikkerhet (1000 år)
KIN01	0375335	6695099	10,9	0,7
KIN02	0375285	6694906	10,9	0,8
KIN03	0375301	6694626	10,8	0,7
KIN04	0375101	6694399	11,2	0,8
Gjennomsnittsalder			10,9	-0,5 / +0,6

Den lave spredningen av aldre er utypisk for glasiale avsetninger hvor store aldersavvik ofte opptrer (f.eks. Briner et al. 2014; Svendsen et al. 2015). Glasiale blokker er eksponert for kosmogen bestråling ikke bare på avsetningsstedet, men også før istiden, og under glasial erosjon og transport. Dette støtter derfor igjen at avsetningen i Kinsarvik i alle fall delvis er en fjellskredavsetning, og ikke en endemorene.

6. DISKUSJON

Radiometriske målinger fra helikopter har påvist forhøyede urankonsentrasjoner i granittiske bergarter øst og delvis sør for Kinsarvik. Urankonsentrasjonen ligger generelt i området 3 – 5 ppm, men med lokale områder opp mot 10 ppm. Disse verdiene gjelder et gjennomsnitt over et større måleområde (180m x 200m) og lokalt innenfor disse områdene kan konsentrasjonen være høyere. Målinger på blotninger av fast fjell og på blokker viser klare anrikninger av uran i granittiske bergarter i og ved Kinsarvik. Vi kan derfor fastslå at det finnes lokale bergarter som kan være kilde til radonproblemene i Kinsarvik.

Feltmålinger på fastfjells-blotninger kan gi relativt sikre data for konsentrasjoner av K, U og Th ved bruk av gamma-spektrometer. Målinger på løsblokker og på matriks foretatt inne i et massetak hvor bergartsfordelingen varierer, er imidlertid noe mer usikre. Selv om det ble målt på relativt store enkeltblokker (se Figur 4.8), er det en fare for at gamma-stråling fra tilstøtende blokker virker inn på målingene. I det aktuelle massetaket var flere bergarter representert (Tabell 3.2 og Vedlegg 1), og som tabell 3.1 viser varierer konsentrasjonsverdiene. Dersom en blokk med lav konsentrasjon av f.eks. U, ligger nært opp til en blokk med større konsentrasjon, vil førstnevnte vise en for høy måleverdi. Denne effekten ble godt dokumentert ved at en diabas-blokk målt inne i avsetningen viste 5,5 ppm U, like utenfor massetaket ble det målt 4,3 ppm mens den samme blokken målt på ett metall-lokk i veg ca. 10 m vekk fra massetaket, viste 2,4 ppm U. Måleverdiene ble nærmest halvert ved å ta blokken ut av massetaket og vekk fra blokker med høyere konsentrasjoner. Tilsvarende effekt ble påvist også for konsentrasjonen av K og Th (Vedlegg 1, prøve ID 1210, 1233 og 1234).

Påvirkning av måleverdier fra blokker i nærområdet til et målepunkt er minst like stor for målinger på matriks der en kan ha store blokker med høye konsentrasjoner rundt målepunktet. Radon i luft og i jordluft vil også kunne påvirke måleresultatene spesielt for uran (Watson et al. 2013). Selv om måleverdiene kan være noe usikre, fungerer denne analysemetoden som en effektiv metode for påvisning av uran-, thorium- og kaliumførende bergarter, både på blotning i fast fjell og på løsblokker, noe som ble bekreftet ved kjemisk analyse av enkeltprøver.

Avsetningen i Kinsarvik oppviser ikke en endemorenemorfologi med vanligvis en eller flere rygger slik forskere tidligere har hevdet (Holte Dahl 1975, Sundal 1999, Sundal et al. 2004, Sundal et al. 2007, Valen et al. 1997, Valen et al. 2000). Derimot viser den flere vesentlige trekk som er forenlig med en fjellskredavsetning. En blotning i et massetak viser en dominans av grov, monolittisk og kantet materiale som gjør det vanskelig å forklare avsetningene med en glacial opprinnelse. Groper i avsetningen, tidligere tolket som dødisgroper, viser gjennomgående konisk form og har små dimensjoner noe som er uforenlig med vanlige dødisgroper. Den koniske formen med store blokker i bunnen, indikerer vertikal utvasking av finere materiale. Sirkulære hauger på bakken, tidligere tolket som ablasjonsmorene, er tolket som fjellskredmateriale i overensstemmelse med internasjonale studier.

Datering av fire store blokker på overflaten viser en gjennomsnittlig kosmogen alder på 10,9 -0,5/+0,6 tusen år (ca. 10.900 -500/+600 år). Aldrene av disse blokkene viser

veldig liten spredning, noe som indikerer en høy kvalitet av resultatene. Videre støtter den lave aldersspredningen at avsetningen ikke er glasial, men heller er en fjellskredavsetning. Den veldig lave aldersspredningen indikerer også at fjellskredet har skjedd som en enkel hendelse. Dette støttes også av morfologien, da det mangler overlappende former som er typisk for fjellskred av forskjellige generasjoner (Hermanns et al. 2001; Hilger et al. 2018). Fjellskredet har falt ned i det første årtusen etter isavsmelting i denne delen av Norge, noe som er typisk for alle daterte fjellskred-hendelser i vest Norge (Hermanns et al. 2017).

Valen et al. (1997) antydte to kilder for radon i Kinsarvik: 1) uranrik fyllitt i løsmassene eller 2) radonproduserende sprekkesoner under løsmassene. En enkel blokketelling i den ene avsetningen som er åpnet for inspeksjon, viste nesten ingen blokker av fyllitt. Det nedknuste materialet i avsetningen (matriks) besto hovedsakelig av sand og grusfraksjon med svært lite materiale i silt og leirfraksjon. Våre undersøkelser viser at avsetningen virker til å være meget porøs slik at luft fritt kan strømme gjennom i porevolumet. Nedknust materiale i avsetningen (blokker og matriks i sand/grus-fraksjon) er anrikt på uran, noe som gjør det mulig for radon å lettere unnsnippe fra mineralkornene. Radon-problemene i Kinsarvik skyldes derfor mest sannsynlig at lokale uranholdige granittiske bergarter er knust ned til finere materiale gjennom ett fjellskred. Ut fra denne tolkingen bør det undersøkes om det finnes kombinasjonen av uranholdig bergart avsatt i fjellskred også andre steder i Norge og i verden ellers.

NGUs tolking av geologien i Kinsarvik stemmer meget godt overens med den geologiske tolkingen fra landsbyen Umhausen i Østerrike (Ennemoser et al. 1994; Purtscheller et al. 1995). Også her er det kartlagt relativt store konsentrasjoner av radon i inneluft, og denne varierer gjennom året, høyest om vinteren (opp mot 3750 Bq/m³). Konsentrasjonen av uran i den nedknuste ortogneisen er ikke spesielt høy. Denne landsbyen ligger også på en vifte av fjellskredmasser, og nedknusingen av de porøse massene er tolket som kilde for økt frislipp (emanasjon) av radon fra massene, og som samtidig gir økte muligheter for gjennomstrømning av jordluft (økt diffusjons-koeffisient).

7. KONLUSJONER OG FORSLAG TIL VIDERE ARBEID

Granittiske bergarter i og ved Kinsarvik har generelt et forhøyet innhold av uran. Det er målt spesielt høyt uraninnhold i en middels grovkornet granitt (> 40 ppm) men også øyegranitt og pegmatitt viser forhøyde verdier.

De samme bergartene med forhøyet uraninnhold er også påvist i avsetningen i Kinsarvik, både som blokker og som nedknust materiale i sand-grus fraksjon. Dette letter frislippet (emanasjonen) av radon fra mineralkornene.

Avsetningen viser ikke en morfologi som skulle tilsi at avsetningen er en endemorene. Derimot, både overflatemorfologi og interne strukturer viser at avsetningen i hovedsak består av fjellskredmateriale.

Datering av blokker på overflaten av avsetningen viser at disse ble eksponert for kosmisk stråling for 10,9 -0,5/+0,6 tusen år siden. Dette bekrefter at overflaten av avsetningen i alle fall delvis er et resultat av ett fjellskred. En liten spredning i kosmogen alder er normalt et kjennetegn for fjellskred mens morenemateriale gir større spredning.

Kombinasjonen av uranholdige bergarter og porøse fjellskredavsetninger er meget ugunstig med hensyn på radonproblemer i hus. Både nasjonalt og internasjonalt bør det kartlegges om denne kombinasjonen finnes også andre steder.

NGU ser for seg følgende geologiske undersøkelser som kan bidra til å belyse radon-problemene i Kinsarvik ytterligere:

- 1) Undersøke om blokkene på toppen av avsetningen har vært utsatt for forvitring. Kan forvittringsproduktene spores i jordsmonnet og ha innflytelse på radon i området?
- 2) Kartlegging av øvrige løsmasser i området. Det er tidligere utført boring etter vann, og georadar er benyttet i et begrenset område. Et utvidet program for geofysiske målinger vil kunne gi data om de grove avsetningenes relasjon til marine- og elveavsetninger, og dermed bidra til å si noe om avsetningsforhold, tidspunkt for avsetningen og ikke minst avsetningens volum.
- 3) Marin seismikk og andre undersøkelser i fjorden kan bidra til å belyse tidspunkt og karakter av tilsvarende større hendelser i området.

Takk:

Forfatterne vil rette en stor takk til Ann Elisabeth Karlsen og Ruikai Xie ved NGU-lab for godt utførte analyser.

8. REFERANSER

- Bingen, B., Skår, Ø., Marker, M., Sigmond, E., Nordgulen, Ø., Ragnhildstveit, J., Mansfeld, J., Tucker, R. D. & Liégeois, J-P. 2005: Timing of continental building of the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 87-116.
- Böhme, M., Oppikofer, T., Longva, O., Jaboyedoff, M., Hermanns, R., and Derron, M.-H. 2015: Analyses of past and present rock slope instabilities in a fjord valley: Implications for hazard estimations: *Geomorphology*, v. 248, p. 464-474.
- Böhme, M., Hermanns, R., Gosse, J., Hilger, P., Eiken, T., Lauknes, T. & Dehls, J. 2019: Comparison of monitoring data with paleo-slip rates: Cosmogenic nuclide dating detects acceleration of a rockslide: *Geology*, v. 47, no. 4, p. 339-342.
- Briner, J. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S., & Young, N. E. 2014: A ^{10}Be chronology of south-western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period: *Journal of Quaternary Science*, v. 29, no. 4, p. 370-380.
- Crosta, G.B., Hermanns, R.L., Dehls, J., Lari S., & Sepulveda, S. 2017: Rock avalanches clusters along the northern Chile coastal scarp: *Geomorphology* 289, 27-43.
- Dufresne, A., Prager, C. & Bösmeier, A. 2016: Insights into rock avalanche emplacement processes from detailed morpho-lithological studies of the Tschirgant deposit (Tyrol, Austria). *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 587-602.
- Ennemoser, O., Ambach, W., Brunner, P., Schneider, P., Oberaigner, W., Purtscheller, F., Stingl, V. & Keller, G. 1994: Unusually high indoor radon concentration from a giant rockslide. *The Science of the Total Environment* 151, p. 235 – 240.
- Fenton, C. R., Hermanns, R. L., Blikra, L. H., Kubik, P. W., Bryant, C., Niedermann, S., Meixner, A. & Goethals, M. M. 2011: Regional ^{10}Be production rate calibration for the past 12ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69 N, Norway: *Quaternary Geochronology*, v. 6, no. 5, p. 437-452.
- Graf, T., Marti, K., Xue, S., Herzog, G., Klein, J., Middleton, R., Metzler, K., Herd, R., Brown, P. and Wacker, J. 1997: Exposure history of the Peekskill (H6) meteorite: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 32, no. 1, p. 25-30.
- Grasty, R.L., Holman, P.B. & Blanchard 1991: Transportable Calibration pads for ground and airborne Gamma-ray Spectrometers. Geological Survey of Canada, Paper 90-23 (62 pp.).
- Gosse, J.C., Klein, J., Evenson, E.B., Lawn, B. & Middleton, R. 1995: Beryllium-10 dating of the duration and retreat of the last Pinedale glacial sequence. *Science* 268, 1329-1333.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, no. 14, p. 1475-1560.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Kubik, M. C., Peter, W., & Schlüchter, C. 2009: Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, no. 21-22, p. 2137.
- Hewitt, K., Clague, J.J. & Orwin J.F. 2008: Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews* 87: 1–38.

- Hermanns, R., Niedermann, Garcia, A., Gomez, J., & Strecker, M. 2001: Neotectonics and catastrophic failure of mountain fronts in the southern intra-Andean Puna: *Geology*, v. 29, no. 7, p. 619.
- Hermanns, R., Niedermann, Ivy, O., & Kubik, P. 2004: Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina) — evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses: *Landslides*, v. 1, no. 2, p. 113-122.
- Hermanns, R.L., Fauqué, L., & Wilson, C.G. 2014: ³⁶Cl terrestrial cosmogenic nuclide dating suggests Late Pleistocene to Early Holocene mass movements on the south face of Aconcagua mountain and in the Las Cuevas–Horcones valleys, Central Andes, Argentina: Geological Society, London, Special Publications, v. 399, p. SP399. 345-368.
- Hermanns, R. L., Schleier, M., Böhme, M., Blikra, L. H., Gosse, J., Ivy-Ochs, S., & Hilger, P. 2017: Rock-Avalanche Activity in W and S Norway Peaks After the Retreat of the Scandinavian Ice Sheet, in Proceedings Workshop on World Landslide Forum 2017, Springer, p. 331-338.
- Hilger, P., Hermanns, R. L., Gosse, J. C., Jacobs, B., Etzelmüller, B. & Krautblatter, M. 2018: Multiple rock-slope failures from Mannen in Romsdal Valley, western Norway, revealed from Quaternary geological mapping and ¹⁰Be exposure dating: *The Holocene*, v. 28, no. 12, p. 1841-1854.
- Hilger, P., Gosse, J. C., & Hermanns, R. L. 2019: How significant is inheritance when dating rockslide boulders with terrestrial cosmogenic nuclide dating?—a case study of an historic event: *Landslides*, v. 16, no. 4, p. 729-738.
- Holtedal, H. 1975: The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 387, s. 39 – 70.
- Hughes, A. L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. 2016: The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1: *Boreas*, v. 45, no. 1, p. 1-45.
- IAEA 1991: Airborne Gamma Ray Spectroscopy Surveying. IAEA Technical Report no. 323 Vienna Austria (97 pp.).
- IAEA 2003: Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. IAEA-TECDOK-1363, Vienna, Austria (173 pp).
- Jensen, C.L., Sundal, A.V. & Ånestad, K. 2006: Radon i uteluft. Presentasjon av resultater fra radonmålinger i uteluft i seks utvalgte områder i Norge”. Strålevern Rapport 2006:20, <http://www.nrpa.no/filer/8734541721.pdf>
- Langhelle, Å. 2004: Kartlegging i Skånevik, og oppfølging av radonprosjektet i Kinsarvik. Hovedoppgåve ved Høgskulen i Telemark. Institutt for natur, helse og miljøvern fag.
- McColl S.T. & Davies T.R. 2011: Evidence for a rock-avalanche origin for ‘The Hilllocks’ ‘moraine’, Otago, New Zealand. *Geomorphology* 127: 216–224.
- Minty, B.R.S. 1997: The fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17 (2): p. 39 – 50.
- Ofstad, F. 2015: Helikopterborne magnetic and electromagnetic geophysical survey in Kinsarvik area, Ullensvang, Hordaland. NGU Report 2015.056, (24 pp). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_056.pdf
- Oppikofer, T., Hermanns, R.L., Redfield, T.F., Sepúlveda, S.A., Duhart, P., Bascuñan, I. 2012: Morphologic description of the Punta cola rock avalanche and associated minor rockslides caused by the 21 April 2007 Aysén earthquake (Patagonia, southern Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 69(3), p. 339-353.

- Pánek, T. 2015, Recent progress in landslide dating: a global overview: Progress in Physical Geography, v. 39, no. 2, p. 168-198.
- Penna, I., Hermanns, R.L., Folguera, A. & Niedermann, S. 2011: Multiple slope failures associated with neotectonic activity in the southern central Andes (37°-37°30'S). Patagonia, Argentina. Geological Society of America Bulletin, v. 123, 1880-1895.
- Purtscheller, F., Pirchl, T., Sieder, G., Stringl, V., Tessadri, T., Brunner, P., Ennemoser, O & Schneider, P. 1995: Radon emanation from the giant landslide of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal). Environmental Geology vol. 26, p. 32 – 38. <https://doi.org/10.1007/BF00776029>
- Regjeringen 2009: Strategi for å redusere radoneksponeringen i Norge. Publikasjonskode I-1144 B, 2009.
- Schleier, M., Hermanns, R.L., Rohn, J., & Gosse, J. C. 2015: Diagnostic characteristics and paleodynamics of supraglacial rock avalanches, Innerdalen, Western Norway: Geomorphology, v. 245, p. 23-39.
- Schleier, M., Hermanns, R. L., Gosse, J. C., Oppikofer, T., Rohn, J., & Tønnesen, J. F. 2017: Subaqueous rock-avalanche deposits exposed by post-glacial isostatic rebound, Innfjorddalen, Western Norway: Geomorphology, 117-133.
- Sigmond, E.M.O. 1998: Geologisk kart over Norge. Berggrunnsgeologisk kart ODDA M 1:250 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Sigmond, E.M.O. 2012: Manuskriptkart Ullensvang. Database for berggrunnskart, målestokk 1:50 000, <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>
- Smethurst, M.A., Strand T., Sundal, A.V. & Rudjord, A.L. 2008: Large scale Radon hazard evaluation in the Oslofjord region of Norway utilizing indoor radon concentrations, airborne gamma ray spectroscopy and geological maps. Science of the Environment 407 (2008), p. 379 – 393.
- Smethurst, M.A., Watson, R., Baranwal. V.C., Rudjord, A.L. & Finne, I. 2016: The predictive power of airborne gamma ray survey on locations of domestic radon hazard in Norway: A strong case for utilizing airborne data in large-scale radon potential mapping. Journal of Environmental Radioactivity, 166 (2016) 1-20. DO-10.1016/j.jenvrad.2016.04.006
- Sundal, A.V. 1999: Radonemanasjon og transport av radongass i lausmassar – kvartærgeologiske og geokjemiske undersøkingar i Kinsarvik. Hovedoppgave i geologi av ved Geologisk institutt, Universitetet i Bergen.
- Sundal, A.V., Henriksen, H., Lauritzen, S.E., Soldal, O., Strand, T. & Valen, V. 2004: Geological and geochemical factors affecting radon concentrations in dwellings located on permeable glacial sediments - a case study from Kinsarvik, Norway. Environ. Geol. 45 (2004) 843-858.
- Sundal, A.V., Jensen, C.L., Ånestad, K. & Soldal, O. 2007: Anomalously high radon concentrations in dwellings located on permeable glacial sediments. J. Radiol.Prot. 27(2007)287-298.
- Svendsen, J. I., Briner, J. P., Mangerud, J., and Young, N. E., 2015: Early break-up of the Norwegian channel ice stream during the last glacial maximum: Quaternary Science Reviews, v. 107, p. 231-242.
- Tolgensbakk, J. & Sollid, J. L. 1988: Kåfjord, kvartærgeologi og geomorfologi 1:50,000, 1634 II. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Valen, V., Soldal, O., Strand, T. & Henriksen, H. 1997: Anrikning og transport av radongass i løsmasser. Prosjektrapport NORMIL, NFR prosjekt 120115/230. ISBN: 82-994553-0-8.

- Valen, V., Soldal, O. & TRIL Project group 2000: Variations in radon content in soil and dwellings in the Kinsarvik area, Norway, are strongly dependent on air temperature. I: Proceedings of AARST 2000 International Radon Symposium, Milwaukee, Wisconsin
- Watson, R.J., Erichsen, E., Finne, T.E., Ganerød, G.V., Neeb, P.R., Rønning, J.S., & Tangstad, R. 2013: Radontrygge byggeråstoff. Vurdering av kartleggingsmetode og fastsettelse av grenseverdier for pukkgarter. NGU Rapport 2013.031 (85s.).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_031.pdf




Vedlegg 1: Individuelle målinger på bakken med håndholdt gamma-spektrometer (RS230). Koordinater i UTM WGS84, sone 32V.

ID	Dato	Tid	Lokalitet	Bergart	Avsetning	UTM Øst	UTM Nord	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]
1194	27.10.2016	11:13:35	Kraftstasjon	Øyegranitt	Fastfjell	375357	6694316	6,4	4,8	11,3
1195	27.10.2016	11:17:02	Kraftstasjon	Øyegranitt	Fastfjell	375357	6694316	5,8	4,9	12,1
1196	27.10.2016	11:20:39	Kraftstasjon	Øyegranitt	Fastfjell	375357	6694316	4,8	5,2	9,2
1198	27.10.2016	13:15:29	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-1	375270	6694398	6,9	7,5	17,2
1199	27.10.2016	13:20:17	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-2	375270	6694398	6,7	8,1	20,0
1200	27.10.2016	13:24:24	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-3	375270	6694398	6,5	7,2	15,2
1201	27.10.2016	13:28:48	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-4	375270	6694398	7,3	7,4	16,8
1202	27.10.2016	13:33:05	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-5	375270	6694398	6,5	8,5	16,0
1203	27.10.2016	13:37:44	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-6	375270	6694398	6,7	9,9	13,9
1204	27.10.2016	13:42:15	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-7	375270	6694398	5,5	6,6	10,5
1205	27.10.2016	13:46:17	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-8	375270	6694398	5,6	7,3	12,9
1206	27.10.2016	13:50:08	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-9	375270	6694398	5,8	9,0	15,9
1207	27.10.2016	13:53:46	Blokkuttak	Pegmatitt	Løsblokk-9	375270	6694398	6,6	13,3	20,1
1208	27.10.2016	13:57:19	Blokkuttak	Pegmatitt	Løsblokk-9	375270	6694398	6,2	13	21,5
1209	27.10.2016	14:04:58	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-9	375270	6694398	5,9	7,2	14,0
1210	27.10.2016	14:08:59	Blokkuttak	Diabas	Løsblokk-10	375270	6694398	3,8	5,5	10,5
1211	27.10.2016	14:13:02	Blokkuttak	Gneis	Løsblokk-11	375270	6694398	5,1	8,3	17,7
1212	27.10.2016	14:16:36	Blokkuttak	Gneis	Løsblokk-12	375270	6694398	5,7	7,2	15,9
1213	27.10.2016	14:20:25	Blokkuttak	Gneis	Løsblokk-13	375270	6694398	5,5	8,0	16,6
1214	27.10.2016	14:24:41	Blokkuttak	Gneis	Løsblokk-14	375270	6694398	6,6	10,9	20,0
1215	27.10.2016	14:28:22	Blokkuttak	Gneis	Løsblokk-15	375270	6694398	6,2	12,8	19,8
1216	27.10.2016	14:32:45	Blokkuttak	Diabas	Løsblokk-16	375270	6694398	4,8	8,2	16,3
1217	27.10.2016	14:36:35	Blokkuttak	Diabas	Løsblokk-16	375270	6694398	4,8	7,3	14,0
1218	27.10.2016	14:40:30	Blokkuttak	Pegmatitt	Løsblokk-18	375270	6694398	6,9	14,5	19,2
1219	27.10.2016	14:44:03	Blokkuttak	Pegmatitt	Løsblokk-19	375270	6694398	6,5	11,7	16,8

ID	Dato	Tid	Lokalitet	Bergart	Avsetning	UTM Øst	UTM Nord	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]
1220	27.10.2016	14:47:56	Blokkuttak	Granitt	Løsblokk-20	375270	6694398	7,2	13,6	32,3
1221	27.10.2016	14:51:33	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-21	375270	6694398	6,1	8,5	14,3
1222	27.10.2016	14:55:11	Blokkuttak	Granitt	Løsblokk-20	375270	6694398	6,8	9,8	26,8
1223	27.10.2016	14:58:48	Blokkuttak	Øyegranitt	Løsblokk-21	375270	6694398	6,5	8,6	17,1
1224	27.10.2016	15:03:16	Blokkuttak	Flere	Matriks	375270	6694398	7,9	15,4	28,7
1225	27.10.2016	15:06:45	Blokkuttak	Flere	Matriks	375270	6694398	8,6	23,0	29,6
1226	27.10.2016	15:10:28	Blokkuttak	Flere	Matriks	375270	6694398	7,3	18,7	27,5
1227	27.10.2016	15:14:11	Blokkuttak	Flere	Matriks	375270	6694398	8,1	16,5	23,8
1228	27.10.2016	15:18:04	Blokkuttak	Flere	Matriks	375270	6694398	8,2	21,1	29,1
1229	27.10.2016	15:22:43	Blokkuttak	Pegmatitt	Løsblokk	375270	6694398	6,9	12,7	20,6
1230	27.10.2016	15:26:43	Blokkuttak	Fyllitt	Løsblokk-22	375270	6694398	3,2	4,3	9,3
1231	27.10.2016	15:30:28	Blokkuttak	Fyllitt	Løsblokk-22	375270	6694398	4,0	5,7	10,1
1232	27.10.2016	15:35:04	Blokkuttak	Fyllitt	Løsblokk-22	375270	6694398	8,6	8,2	19,7
1233	27.10.2016	15:39:54	Blokkuttak	Diabas	Løsblokk-10	375270	6694398	2,3	4,3	8,9
1234	27.10.2016	15:43:43	Blokkuttak	Diabas	Løsblokk-10	375270	6694398	1,8	2,4	5,7
1235	27.10.2016	15:59:27	Grusuttak	Øyegranitt	Fastfjell	375606	6693808	6,4	6,4	15,1
1236	27.10.2016	16:04:34	Grusuttak	Øyegranitt	Fastfjell	375606	6693808	6,3	7,8	15,3
1237	27.10.2016	16:09:38	Grusuttak	Øyegranitt	Fastfjell	375606	6693808	7,0	6,9	16,4
1238	27.10.2016	16:14:03	Grusuttak	Pegmatitt	Fastfjell	375606	6693808	6,4	10,0	19,9
1239	27.10.2016	16:19:42	Grusuttak	Pegmatitt	Fastfjell	375606	6693808	8,2	8,3	20,6
1240	27.10.2016	16:23:59	Grusuttak	Pegmatitt	Fastfjell	375606	6693808	8,3	9,9	24,9
1241	27.10.2016	16:30:27	Grusuttak	Sand-Grus	Løsmasse	375606	6693808	4,8	6,5	13,0
1242	27.10.2016	16:34:02	Grusuttak	Sand-Grus	Løsmasse	375606	6693808	5,0	6,9	13,3
1243	27.10.2016	16:37:53	Grusuttak	Sand-Grus	Løsmasse	375606	6693808	4,9	6,2	12,7
1249	27.10.2016	17:14:20	Veg mot sør	Metadacite	Fastfjell	373259	6696007	2,4	3,9	6,5
1250	27.10.2016	17:18:43	Veg mot sør	Metadacite	Fastfjell	373259	6696007	2,3	3,5	7,7
1251	28.10.2016	09:07:31	Veg mot nord	Pegmatitt	Fastfjell	374684	6695777	6,2	36,8	33,0
1252	28.10.2016	09:11:52	Veg mot nord	Pegmatitt	Fastfjell	374684	6695777	5,3	20,8	13,9

ID	Dato	Tid	Lokalitet	Bergart	Avsetning	UTM Øst	UTM Nord	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]
1253	28.10.2016	09:16:07	Veg mot nord	Pegmatitt	Fastfjell	374684	6695777	7,6	14,1	10,9
1254	28.10.2016	09:20:11	Veg mot nord	Granitt	Fastfjell-1	374684	6695777	5,7	26,2	28,2
1255	28.10.2016	09:24:12	Veg mot nord	Granitt	Fastfjell-2	374690	6695784	5,7	30,2	36,6
1256	28.10.2016	09:28:38	Veg mot nord	Granitt	Fastfjell-3	374696	6695791	5,0	41,2	21,1
1257	28.10.2016	09:33:52	Veg mot nord	Granitt	Fastfjell-4	374703	6695798	6,4	34,5	35,0
1258	28.10.2016	09:38:34	Veg mot nord	Granitt	Fastfjell-5	374710	6695807	8,2	33,2	23,7
1259	28.10.2016	09:46:09	Ved lekeplass	Metadacite	Fastfjell	374687	6695756	4,0	4,8	7,7
1260	28.10.2016	09:50:09	Ved lekeplass	Metadacite	Fastfjell	374687	6695756	4,7	3,9	7,4
1261	28.10.2016	09:54:26	Ved lekeplass	Metadacite	Fastfjell	374687	6695756	3,5	5,4	7,8
1262	28.10.2016	10:24:30	Bak brønnhus	Øyegranitt	Fastfjell	375377	6694714	4,8	5,5	9,6
1263	28.10.2016	10:28:12	Bak brønnhus	Øyegranitt	Fastfjell	375377	6694714	4,6	10,5	14,3
1264	28.10.2016	10:31:27	Bak brønnhus	Øyegranitt	Fastfjell	375377	6694714	4,5	11,3	13,8
1265	28.10.2016	10:35:25	Bak brønnhus	Øyegranitt	Fastfjell	375377	6694714	4,9	19,5	19,0

Vedlegg 2: Utdrag av NGU-lab analyse rapport 2016.0282. XRF-analyser på hovedelementer i 6 prøver fra Kinsarvik.

 NOROIS GEOLOGISKE UNDERØKELSE NGU	Postboks 6315 Torgarden 7491 TRONDHEIM Tlf.: 73 90 40 00 E-post: lab@ngu.no												 NORSK AKKREDITERING TEST 020			
Prøve ID	Bergart	SiO2*	Al2O3*	Fe2O3*	TiO2*	MgO*	CaO*	Na2O*	K2O*	MnO*	P2O5*	Glødetap*	Sum Hoved			
*		[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]			
80769	Øyegranitt løsblokk	70,9	14,8	2,54	0,309	0,568	1,30	3,80	4,64	0,063	0,085	0,715	99,7			
80770	Matrix	70,4	15,1	2,03	0,238	0,430	1,20	4,07	5,04	0,065	0,061	0,674	99,3			
80771	Matrix	73,4	14,8	0,825	0,068	0,120	0,632	4,42	5,23	0,082	0,017	0,424	100			
80772	Metadacitt/andesitt	66,4	13,6	6,32	0,412	1,69	4,20	2,75	2,18	0,083	0,082	1,49	99,1			
80773	Middels kornet granitt	73,3	14,5	1,15	0,112	0,147	0,928	4,36	4,83	0,083	0,025	0,374	99,8			
80774	Gneis løsblokk	78,2	11,7	0,877	0,055	<0.04	0,213	3,69	4,42	0,029	<0.01	0,280	99,5			
 NOROIS GEOLOGISKE UNDERØKELSE NGU	7491 TRONDHEIM Tlf.: 73 90 40 00 E-post: lab@ngu.no	UTM sone 32 WGS84		UTM sone 32 WGS84												
Prøve ID	Bergart	Øst - Koordinater		Nord - koordinater			BaO	Cr2O3	CuO	NiO	PbO	SrO	ZnO	V2O5	ZrO2	SO3
*							[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
80769	Øyegranitt løsblokk	375600		6693800			0,070	<0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.04	<0.01	<0.02	0,025	<0.1
80770	Matrix	375600		6693800			0,054	<0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.04	<0.01	<0.02	<0.02	<0.1
80771	Matrix	375600		6693800			<0.025	<0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.04	<0.01	<0.02	<0.02	<0.1
80772	Metadacitt/andesitt	374690		6695750			0,059	<0.02	0,014	<0.01	<0.01	<0.04	0,023	<0.02	0,026	<0.1
80773	Middels kornet granitt	374680		6695780			0,038	<0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.04	<0.01	<0.02	<0.02	<0.1
80774	Gneis løsblokk	375600		6693800			<0.025	<0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.04	<0.01	<0.02	<0.02	<0.1

Vedlegg 3: Flyfoto fra Kinsarvik fra 2017 (NORGE i BILDER).





NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no