

Vurdering av permafrost som geologisk barriere knyttet til deponietablering på Svalbard

DELRAPPORT 1 – FELTUNDERSØKELSER OG KLIMAVURDERINGER

DOK.NR. 20180397-01-R
REV.NR. 0 / 2018-12-14

Ved elektronisk overføring kan ikke konfidensialiteten eller autentsiteteten av dette dokumentet garanteres. Adressaten bør vurdere denne risikoen og ta fullt ansvar for bruk av dette dokumentet.

Dokumentet skal ikke benyttes i utdrag eller til andre formål enn det dokumentet omhandler. Dokumentet må ikke reproduseres eller leveres til tredjemann uten eiers samtykke. Dokumentet må ikke endres uten samtykke fra NGI.

Neither the confidentiality nor the integrity of this document can be guaranteed following electronic transmission. The addressee should consider this risk and take full responsibility for use of this document.

This document shall not be used in parts, or for other purposes than the document was prepared for. The document shall not be copied, in parts or in whole, or be given to a third party without the owner's consent. No changes to the document shall be made without consent from NGI.



Prosjekt

Prosjekttittel: Permafrost som geologisk barriere på Svalbard
Dokumenttittel: Delrapport 1 – Feltundersøkelser og klimavurderinger
Dokumentnr.: 20180397-01-R
Dato: 2018-12-14
Rev.nr. / Rev.dato: 0 /

Oppdragsgiver

Oppdragsgiver: Svalbard Miljøvernfond
Kontaktperson: Heidi Eriksen
Kontraktreferanse: 18/00228-2

for NGI

Prosjektleder: Andreas Olaus Harstad
Utarbeidet av: Andreas Olaus Harstad, Asgeir Olaf Kydland Lysdahl, Regula Frauenfelder
Kontrollert av: Regula Frauenfelder

Sammendrag

NGI utførte høsten 2018 innsamling av Elektrisk Resistivitet Tomografi data fra to lokaliteter i nærheten av Longyearbyen. Arbeidet er en del av prosjektet "Permafrost som naturlig geologisk barriere" og er finansiert av Svalbard miljøvernfond. Denne rapporten beskriver og oppsummerer utførte feltobservasjoner og feltundersøkelser og utgjør første delrapport i prosjektet. Klimavurderinger presenteres også.

Utførte undersøkelser har avdekket variasjoner i utbredelsen av permafrost i grunnen på de to undersøkelsesområdene. Variasjoner i det aktive laget og det aktive lagets påvirkning fra overflatevann er også avdekket. I områder med betydelig overvannsføring, som for eksempel bekkefar og elveleier, ser man en økning i tykkelsen på det aktive laget samtidig som permafrostens egenskaper tilsynelatende skiller seg noe fra omkringliggende områder. Basert på ERT data ble det på begge lokaliteter imidlertid påvist utstrakt permafrost i grunnen. Det aktive laget hadde typisk en mektighet på 1,5-2 m.

I motsetning til IP dataene fra området over flyplassen viser profilet G6 som nevnt god kvalitet. Ved å sammenligne den IP baserte tolkningen med faktiske borerer illustrerer profil G6 på en god måte hvordan ERT/IP kan benyttes til å kartlegge undergrunnens egenskaper – gitt optimale grunnforhold. Tilsvarende gode IP data ble også samlet inn fra ERT undersøkelser sør for Barentsburg og viser med all tydelighet at ERT/IP kan være et viktig supplerende verktøy i kartlegging av både det aktive laget, topp permafrost og topp berg på Svalbard. Teknikken er også skånsom for naturen og setter ikke varige og skjemmende spor i terrenget.

Klimaet på Svalbard er i rask endring og permafrost bør ikke vurderes som en langsiktig permanent geologisk barriere for fremtidige deponier på Svalbard. Håndtering av overvann fremstår imidlertid som det viktigste tiltaket for å sikre at deponert avfall ikke fører til uønsket miljørisiko ved spredning. Løsmassenes egenskaper kan i tilfeller der de er svært leirrike motvirke noe av effekten ved tap av permafrost i grunnen. Det vil derfor være viktig med gode grunnundersøkelser i arbeidet med å vurdere et områdes egnethet som mulig fremtidig deponilokalitet.

Videre vil det i alle sammenhenger være avgjørende med en god forståelse av resipientenes sårbarhet og tålegrense for ulike miljøbelastninger. Dette er ikke vurdert i denne rapporten.

Innhold

1	Innledning	6
1.1	Oppgavetilnærming og prosjektgjennomføring	6
1.2	Bakgrunnsinformasjon og rammeverk	8
2	Metodebeskrivelse	10
2.1	Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT)	10
2.2	Permafrost	13
2.3	Effekt av fremtidens klima	13
2.4	Geologisk vurdering av løsmasser og sedimenter	14
3	Feltundersøkelser	14
3.1	Generell geologisk områdebeskrivelse	14
3.2	Undersøkelsesområde A – over Flyplassen (Gruve 3)	16
3.3	Undersøkelsesområde B – Bolterdalen (Gruve 6)	26
4	Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT) - Resultater	33
4.1	Teknisk gjennomføring	33
4.2	Innmåling av terreng langs undersøkte profiler	34
4.3	Presentasjon og tolkning av resultatene	34
5	Klima og klimaforandringer	40
5.1	Lufttemperatur	40
5.2	Nedbør og snø	41
5.3	Bakketemperatur	41
6	Sammendrag	42
6.1	Terreng og løsmasser	42
6.2	Drenering av overflatevann og vann i grunnen	43
6.3	Klima og Permafrost som geologisk barriere	44
6.4	Erosjon og overflateprosesser	44
6.5	Videre arbeider	45
7	Referanser	46

Kontroll- og referanseside

1 Innledning

1.1 Oppgavetilnærming og prosjektgjennomføring

NGI utførte i perioden 3. til 7. september 2018 feltarbeid i forbindelse med vurderingen av permafrost som geologisk barriere i forbindelse med prosjektet "Permafrost som geologisk barriere" finansiert gjennom Svalbard Miljøvernfond (SvM). Prosjektets målsetning er å forstå i hvilken grad permafrost er en fungerende geologisk barriere i tilknytning til deponier på Svalbard. I denne sammenheng er det utført arbeid i tilknytning til et eksisterende deponi, samt for en mulig fremtidig deponilokalitet. Lokalteten som er undersøkt som mulig fremtidig lokalitet er valgt i samråd med Longyearbyen Lokalstyre (LL). Prosjektets endelige mål er å etablere retningslinjer og verktøy for hvordan man best kan utføre en miljørisikovurdering med tanke på valg av fremtidige deponilokaliteter i områdene rundt Longyearbyen spesielt, men også for Svalbard generelt.

Det ble i forkant av feltarbeidet skissert et arbeidsprogram for prosjektet der de viktigste generelle faktorene som vil påvirke et område sin egnethet som deponilokalitet ble beskrevet ut fra et miljørisikoperspektiv. Enkelte av disse forholdene vil være annerledes for lokaliteter på Svalbard enn det som vanligvis vurderes på fastlandet. Følgende forhold er viktige:

- **Permafrost** som geologisk barriere (bunntetting). Permafrost er tradisjonelt ansett som en effektiv geologisk barriere i arktiske strøk. Permafrostens tilstand og utbredelse på lokaliteten bør derfor avklares.
- **Fremtidige klimaprognoser.** En deponilokalitet bør legges slik at deponiet ikke er unødvendig utsatt for, eller påvirket av, klimatiske variasjoner som en følge av et varmere arktisk klima, både på kort eller lang sikt.
- **Skred** (snø, sørpe, stein). Det er viktig å påse at terrenget rundt et deponi ikke er utformet slik at det er fare for at ulike typer skred skal kunne treffe deponiet og/eller infrastruktur tilknyttet lokaliteten. Dette påvirker både deponiets stabilitet og sikkerheten til de som skal arbeide der.
- **Geoteknisk stabilitet** av grunnen. Dette er en forutsetning for at avfallet i deponiet skal ligge stabilt og at selve fyllingen samt fyllingens innhold ikke skal spre seg til omgivelsene.
- **Vanngjennomstrømming.** Et avfallsdeponi bør i størst mulig grad være skjermet for innlekkasje av større vannmengder, det være seg enten overflatevann eller grunnvann. Det er deponiets barrierer (bunn-, side- og topptetting) som skal sørge for dette, uavhengig om barrierene er kunstige eller naturlige.
- **Avfallskarakterisering/avfallsforståelse.** Antatte avfallsfraksjoner som er planlagt deponert må vurderes i forhold til deres potensielle miljørisiko, både alene, men også i en situasjon der samdeponering av ulike avfallsfraksjoner forekommer.

Gjennomføringen av feltarbeidet var, i tillegg til feltobservasjoner av grunnforholdene på lokaliteten, fokusert rundt bruk av Elektrisk Resistivitet Tomografi (Electrical Resistivity Tomography, ERT) som undersøkelsesmetodikk. Denne teknikken er en grunn geofysisk undersøkelsesteknikk som har som mål og avdekke ulik ledningsevne i grunnen. Det er flere forhold som påvirker ledningsevne i grunnen. Både den lokale geologien, type og mengde av løsmasser, isinnhold og vannmetning er typiske forhold som gir ulike utslag for ledningsevne. På Svalbard ble denne teknikken valgt for å undersøke dyp til permafrost, samt fordeling av permafrost i grunnen i de øverste 20–30 meter under overflaten. ERT data vil typisk kunne skille mellom det aktive laget og områder av grunnen med permafrost. I enkelte tilfeller vil IP (Indusert polarisasjon) data som samles inn parallelt med ERT også kunne si noe om dyp til fast berg.

Det aktive laget er den del av jordsmonnet i permafrost områder som er utsatt for repetert tine-/frost-syklus gjennom et kalenderår. Det gjennomførte feltarbeidet ble utført i starten av september måned, som er det tidspunktet da det aktive laget er antatt å ha nådd sin maksimale tykkelse. Mot slutten av september faller temperaturen igjen under 0°C og en ny frostsyklus påbegynnes. Bakken vil da forbli frosset gjennom hele vinteren inntil den igjen starter å tine i månedsskifte april-mai.

Delrapport 1 – Feltundersøkelser og klimavurderinger, inneholder en presentasjon og oppsummering av de viktigste funnene i etterkant av det utførte feltarbeidet. I tillegg inneholder dette dokumentet også presentasjon av generelle forhold knyttet til prosjektets overordnede problemstilling. Rapporten vil bli utvidet med kapitler knyttet opp mot miljørisiko-vurdering ved sluttrapportering og ferdigstilling av prosjektet sommeren 2019.

Svalbard ligger innenfor den kontinuerlige permafrostsonen og det meste av Svalbard har permafrost i bakken. Det eksisterer imidlertid til dels store lokale forskjeller i både permafrostens utbredelse, mektighet og beskaffenhet (f.eks. tykkelse av det aktive laget, dybde til permafrost og is-innhold). Disse faktorene er avgjørende for dreneringsprosessene i grunnen nær overflaten. I permafrost kan det også forekomme ikke-frosne soner, såkalte taliker, hvor vann kan drenere ned i, og gjennom, grunnen til tross for at området generelt er karakterisert ved tilstedeværelse av permafrost. Dette kan særlig forekomme i kystnære lokaliteter hvor grunnen har høyt saltinnhold og derfor et lavere frysepunkt. I og rundt områder med rennende overvann/smeltevann vil man også kunne finne taliker. Videre vil forskjellige løsmasser og bergarter påvirkes på ulikt vis av permafrost. I bergarter med en porøs grunnmasse eller bergarter med høy oppsprekkningsgrad vil frosset vann utøve et ikke ubetydelig trykk i bergmassene, noe som kan føre til mekanisk forvitring. Slik frostsprengning vil også påvirke bergartenes dreneringsevne / permeabilitet etter en eventuell tining av permafrosten i et område. Det er ikke uvanlig at de øverste 4–8 m av berggrunnen er betydelig oppsprukket grunnet slik frostsprengning.

I en vurdering av permafrost som naturlig geologisk barriere er det avgjørende å vurdere permafrosten i lys av et fremtidig klima. Lufttemperaturer og nedbør på Svalbard har økt kraftig de siste ti årene. I tillegg er mengden sjøis kraftig redusert og temperaturene

i havet øker. Dette er alle faktorer som påvirker permafrostens utbredelse og eksistens. Bortfall av permafrost som geologisk barriere i et tenkt deponi vil også kunne medføre redusert stabilitet av grunnen. Videre vil de deponerte massenes karakter og beskaffenhet også kunne virke inn på permafrostens barriereegenskaper: f.eks. vil oksidering i deponert skeidestein kunne føre til varmedannelse og lokalt påvirke fryse-/tine-prosessene i grunnen.

Inneværende rapport er en oppsummering av eksisterende kunnskap og innsamlede data. Rapporten definerer således viktig grunnlagsmateriale for Delrapport 2 i dette prosjektet, som vil omhandle verktøy og metode for risikovurdering av gitte lokaliteter med tanke på egnethet for deponi. Tema som planlegges belyst i Delrapport 2 vil være;

- Avfallsvurdering: vurdering av ulike typer avfall og dets totale utlekkingspotensiale basert på tilgjengelig informasjon og basiskarakterisering av avfallet (kjemiske analyser, utlekkings tester, avfallsmengder, annen informasjon).
- Overordnet miljørisikovurdering: hvilke av de undersøkte forhold/parametere representerer de største usikkerhetene når det gjelder permafrostens egnethet som naturlig barriere knyttet til den vurderte deponilokaliteten.

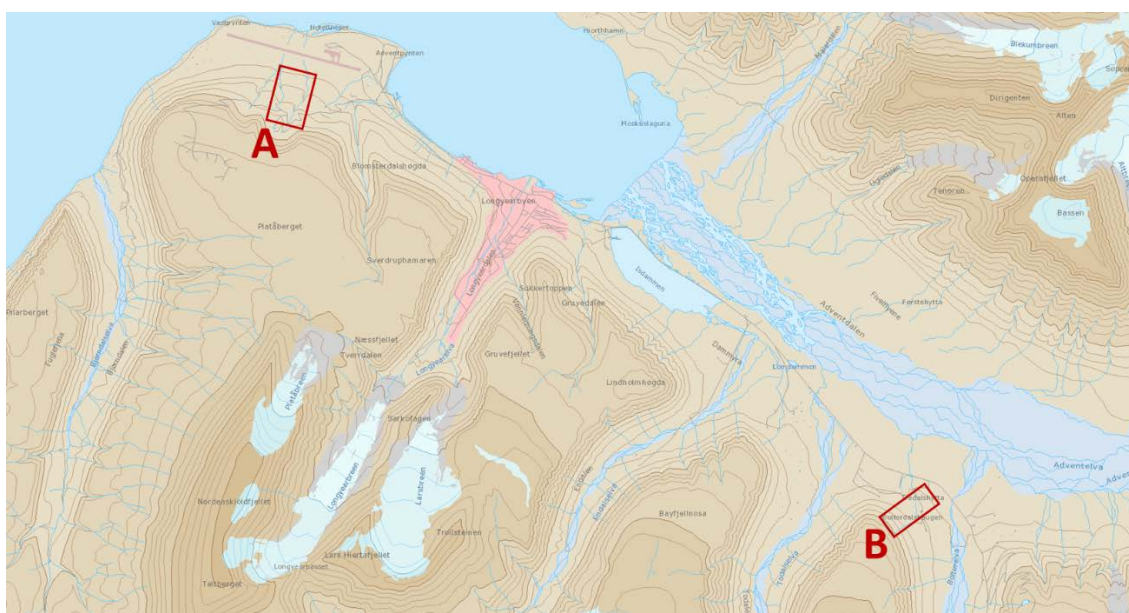
1.2 Bakgrunnsinformasjon og rammeverk

Bakgrunnen for prosjektet er at det for Longyearbyen eksisterer et behov for å etablere et nytt avfallsdeponi for inerte masser, lettere forurensede jordmasser, noe biologisk avfall (hyttetoaletter og hundeeskrementer), samt eventuelt skeidestein. Et gitt deponis egnethet for enkelte eller alle disse avfallsfraksjonene vil være avhengig av deponiets geografiske plassering. Videre har man etter avslutning av deponiet i Bolterdalen sett utfordringer knyttet til sigevann fra deponiet. Problemet antas i hovedsak og ha sitt opphav i at man ikke klarer å avskjære vann i overkant av deponiet. Vannet renner da videre mot og gjennom deponiet og skaper en ikke ønsket avrenning mot resipient i Adventdalen. Det er tidligere gjort gjentatte forsøk på å hindre og avskjære vann som kommer inn på oversiden av deponiet i Bolterdalen. Det har vært satt ned en betongmur, blitt bygget en dreneringsvoll, og det er etablert et nytt bekkeløp utenom deponiet. Disse tiltakene har per dags dato ikke gitt ønsket effekt. Høsten 2018 har LL satt i gang arbeid med å utrede muligheten for å kunstig fryse grunnen på oversiden av deponiet (grunnfrysning).

Deler av utfordringene knyttet til vannhåndteringen rundt deponiet er knyttet til det faktum at vann også strømmer i grunnen. Fysiske barrierer knyttet til håndtering av overflatevann har vist seg utilstrekkelig. Vann som strømmer i grunnen har tidligere blitt sett på som en lav risiko grunnet tilstedeværelse av permafrost. Siste års observasjoner av sigevann gir likevel grunn til å stille spørsmålsteget ved permafrostens sin egnethet som strømningsbarriere i grunnen generelt og som naturlig geologisk barriere (bunntetting) spesielt.

Longyearbyen Lokalstyre ønsker å komme i gang med planarbeidsprosessen mot å få regulert inn egnede områder for etableringen av nytt deponi slik at deponibehovet kan bli møtt så raskt som mulig. Av mulige identifiserte områder har LL foreslått et område som ligger mellom Svalbard lufthavn og skytebanen (Figur 1, A). Videre har LL ønsket å bedre forstå sigevannssituasjonen rundt det eksisterende deponiet i Bolterdalen (Figur 1, B), slik at denne kunnskapen kan brukes for å hindre at lignende problemer oppstår ved den fremtidige deponilokaliteten.

Deponiveilederen fra Miljødirektoratet (TA-1951), gjelder ikke som styrende dokument for tiltak på Svalbard. Alle miljøforhold på Svalbard styres av Svalbardmiljøloven.



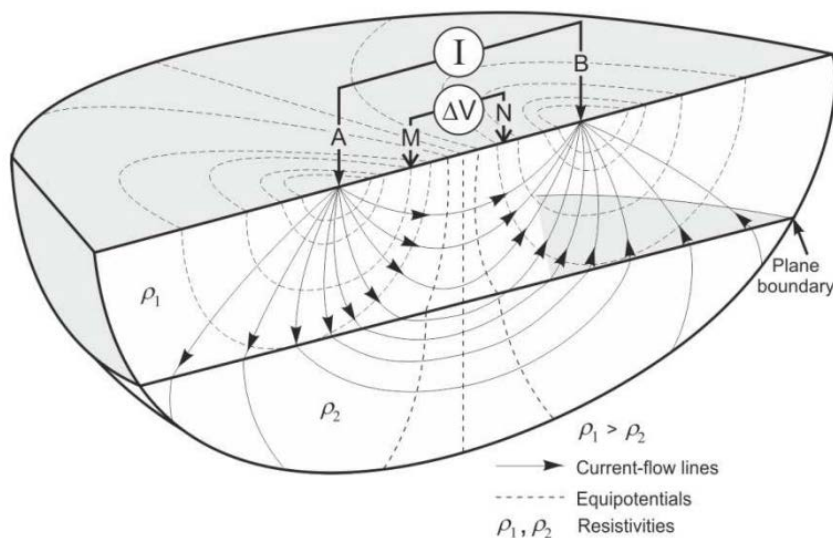
Figur 1 Oversiktskart som viser plassering av de to områdene som har blitt undersøkt ved bruk av Elektrisk Resistivitets Tomografi (ERT). A) Lokalitet ved Gruve 3 og B) Lokalitet ved Gruve 6.

2 Metodebeskrivelse

I det videre beskrives kort de ulike metodene som er benyttet under feltarbeid, samt innsamling, vurdering og tolkning av de ulike data som inngår i denne studien.

2.1 Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT)

Elektrisk Resistivitet Tomografi (Electrical Resistivity Tomography) er en geofysisk metode som benytter likestrøm til å måle grunnens elektriske egenskaper. Det sendes strøm igjennom jorden ved hjelp av korte stålelektroder som installeres 10–20 cm ned i bakken (merket A og B i Figur 2), og ved å måle potensialforskjellene mellom injeksjonspunktene (merket M og N i Figur 2) beregnes resistansverdier for alle elektrodepunktene. Ved å prosessere dataene og kjøre en inversjonsalgoritme får man til slutt en modell av grunnens elektriske resistivitet. Elektrisk resistivitet er den inverse av elektrisk ledningsevne. Elektrisk resistivitet måles i Ohm-meter ($\Omega \cdot m$).

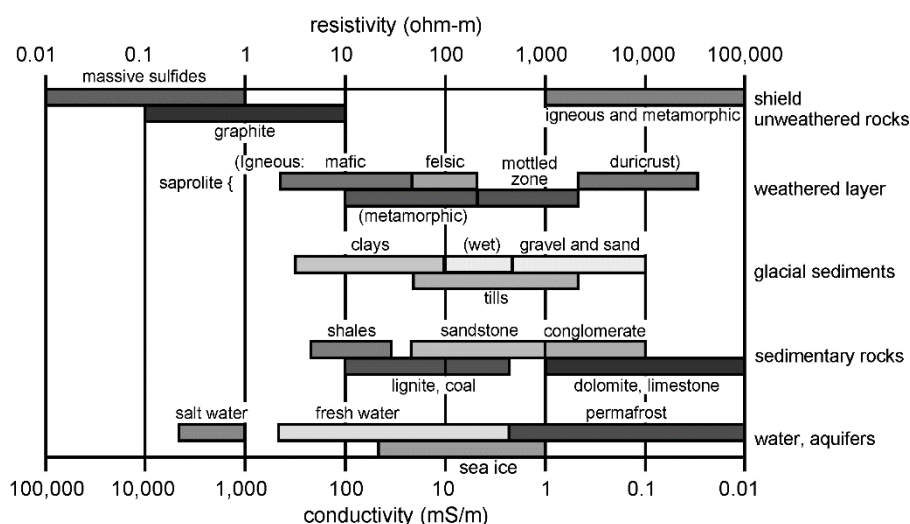


Figur 2 Prinsipp for ERT målinger (Knödel et al., 2007)

Den elektriske resistiviteten i grunnen avhenger av en rekke ulike forhold, som er listet i det følgende.

2.1.1 Berggrunn og løsmasser.

Forskjellige bergarter har ulik elektrisk ledningsevne. ERT gjør oss derfor i stand til å skille mellom for eksempel elektrisk ledende leire og berggrunn med lavere elektrisk ledningsevne. Skjemaet i Figur 3 viser en grov klassifisering av ulike materials elektriske resistivitet. I undersøkelsesområdet på Svalbard består berggrunnen av sedimentære sand- og skiferbergarter av Kritt alder (Carolinefjelletformasjonen). Slike bergarter forventes å ha en resistivitet hovedsakelig omkring 100-1000 $\Omega \cdot m$ (rene benker av sandstein eller kalkstein forventes å ha høyere verdier). Typisk for undersøkelsesområdet er et tynt (1–15 m mektig) dekke av lokalt avledede løsmasser. Disse massene består primært av erodert/knust berg med et til dels høyt innhold av finstoff (silt og leire). Løsmassene er skredavsetninger som er transportert med vann. Vi finner også som oftest et tynt lag med torv/jordsmonn som gir vekstgrunnlaget for en artsfattig og sparsommelig flora.



Figur 3 Resistivitet og ledningsevne (conductivity) for forskjellige geologiske materialer. Ledningsevnen er den inverse av resistiviteten (Palacky, 1987).

2.1.2 Porevannskjemi

Utover materialtype avhenger elektrisk resistivitet også av porevannskjemien i området. Porevannskjemi spiller en spesielt viktig rolle i løsmasser der vanninnholdet er høyere enn i konsoliderte bergarter, da finfordelte og oppløste mineraler i porevannet leder strøm. Oppløste mineraler i porevann kan være naturlig forekommende leirmineraler og/eller ioner i sigevannet fra f.eks. avfallsdeponier, veier eller andre kilder.

2.1.3 Temperatur/is-innhold

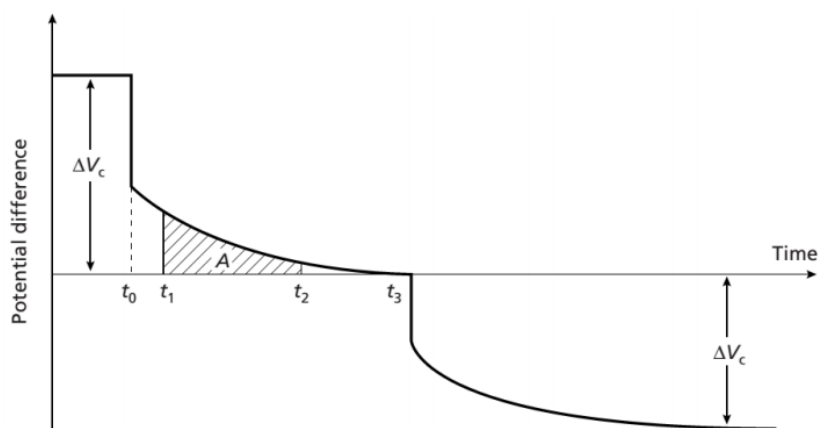
Resistiviteten i et materiale avhenger av temperaturen. For ferskvann øker resistiviteten ettersom temperaturen synker. Når vannet fryser øker resistiviteten ytterligere, slik markøren for permafrost i Figur 3 (nederst til høyre) viser. Legg merke til at man kan forvente en gradvis overgang i målte resistivitetsverdier.

2.1.4 Kornstørrelse

Et materiale sin resistivitet avhenger også av massenes kornstørrelse. Leire har relativt lav resistivitet, sand og silt høyere. Moreneavsetninger har svært høy resistivitet, spesielt dersom de er drenerte.

2.1.5 Indusert polarisasjon (IP)

I tillegg til å måle grunnens resistivitet, kan man måle dens evne til å holde på elektriske ladninger (kalt indusert polarisasjon, eller IP). Når strømmen som injiseres gjennom strømelektroden er slått av går spenningen mellom potensialelektroden ikke umiddelbart ned til null, men avtar gradvis (Figur 4). Grunnen fungerer altså som en kondensator og blir elektrisk polarisert. Man definerer størrelsen "ladbarhet" (chargeability) som tidskonstanten for dempningskurven, angitt i ms.



Figur 4 Prinsipp for IP- målinger (Kearey et al., 2002).

Kvantitativ tolkning av IP-resultater er mer komplisert enn for ERT-resultater, men man vurderer hovedsakelig to mekanismer for polarisering: a) membranpolarisering og b) kornpolarisering. Membranpolarisering går ut på at partikler i porevannet som har positiv og negativ ladning flytter seg mens strømmen står på slik at membraner eller blokkeringer oppstår som tar tid å løse opp igjen. Kornpolarisering går ut på at det settes opp et elektrisk felt i et mineralkorn som av en eller annen grunn bruker tid på å nøytraliseres. Av disse to mekanismene er det kornpolarisering som kan oppstå i frosne materialer. Det er da naturlig å se for seg makroskopiske agglomerater av mineralkorn (f.eks. pyritt) som bærer ladning.

2.1.6 Undersøkelsesdybde og oppløsning

Et generelt anslag for undersøkelsesdybden til en ERT/IP undersøkelse er 10–20% av profillengden avhengig av jordens resistivitetsfordeling. Den romlige oppløsning vil være i størrelsesorden av elektrodeavstanden ved overflaten, og deretter avta med dybden. Til tross for mange anvendelsesområder kan ikke ERT/IP erstatte tradisjonelle geotekniske undersøkelser fullstendig. Inversjonsalgoritmen gjengir dårlig skarpe resistivitetsoverganger som for eksempel geologiske grenseflater representerer. Det er derfor en fordel å kunne kalibrere tolkningen med sikker informasjon i utvalgte punkter, f.eks. prøvesjakter eller grunnboringer.

2.2 Permafrost

Permafrost er et temperaturbetinget fenomen som er definert som bakke som holder temperatur under 0 °C i to eller flere etterfølgende år. I et område med permafrost vil den øverste delen av bakken over permafrosten, kalt det *aktive laget*, tine og fryse hvert år. Bakketemperaturene er nært knyttet til lufttemperatur, men påvirkes også i stor grad av topografi, snødekke, litologi og geotermisk varmemestrøm. Ved bygging eller andre infrastrukturtiltak i permafrostområder er det generelt ønskelig å unngå å forstyrre temperaturprofilen i bakken.

Permafrostforhold for de to lokalitetene ved Longyearbyen ble vurdert samlet og vurderingen er basert på et utvalg av relevant litteratur (se kapittel 5), samt ved hjelp av resultatene fra de geofysiske målingene (4.3). Sistnevnte resultater ble konkret brukt til en tolkning av mektigheten til det aktive laget, samt dyp til hhv. topp permafrost og topp berg (kun for profilen i Bolterdalen).

2.3 Effekt av fremtidens klima

Effekt av fremtidens klima beskrevet i kapittel 5 støtter seg på studier fra Gjeltén m.fl. (2016), Isaksen m.fl. (2016) og Isaksen m.fl. (2017), samt et foreliggende utkast til klimarapport for Svalbard fra Norsk Klimaservicesenter (Bauer-Hanssen m.fl., under utarbeidelse). Disse studiene bygger på hhv. eksisterende data fra meteorologiske værstasjoner, modellsimuleringer og nye klimaframskrivninger for Svalbard. Klimaframskrivningene er basert på forskjellige antagelser om klimagassutslipp, såkalte «Representative Concentration Pathways» (RCPs), fra IPCC (2013).

I hovedsak omtaler disse studiene tre utslippsscenarioer: «RCP8.5» der utslippene av klimagasser fortsetter å øke helt fram til slutten av dette hundreåret, «RCP4.5» som innebærer små utslippsendringer fram til 2050 og deretter utslippskutt, og «RCP2.6» som innebærer drastiske utslippskutt allerede fra 2020. RCP2.6 omtales ofte som «beste scenario» og RCP8.5 som «verste scenario». I Stortingsmeldingen om klimatilpasning (Meld. St. 33., 2013) sier regjeringen at når konsekvenser av klimaendringer skal vurderes, skal en være «føre var» og derfor legge til grunn høye (altså pessimistiske) alternativer fra klimaframskrivningene.

Det bemerkes i f.eks. Isaksen m.fl. (2017) at ufullstendig kunnskap om klimasystemets følsomhet, framtidig naturlig klimavariasjon og begrensninger i klimamodellene gjør at alle framskrivninger er beheftet med usikkerhet selv under et gitt utslippsscenario.

For alle her omtalte klimaberegningene benyttes globale klimamodeller ("Global Climate Models", GCM) eller jordsystemmodeller ("Earth System Models", ESM) som beskriver prosesser og vekselvirkninger i klimasystemet (hav, luft, land og jord) ved hjelp av matematiske ligninger. Modellene simulerer både interne variasjoner i klimasystemet (som variasjoner i været og havstrømmer) og endringer som skyldes ubalanse i energiutvekslingen med verdensrommet ("klimapådriv").

GCMs har en grov romlig oppløsning (~200 km), og til virkningsstudier er det derfor nødvendig å "nedskalere" resultatene fra disse globale modellene. I forbindelse med et prosjekt for Statsbygg har MET Norge i 2017 kjørt nye regional nedskalerte klimaframskrivninger for Longyearbyen-området (Isaksen m.fl., 2017). Disse klimaframskrivningene er basert på en nedskalert regional modell med ~50 km x 50 km romlig oppløsning.

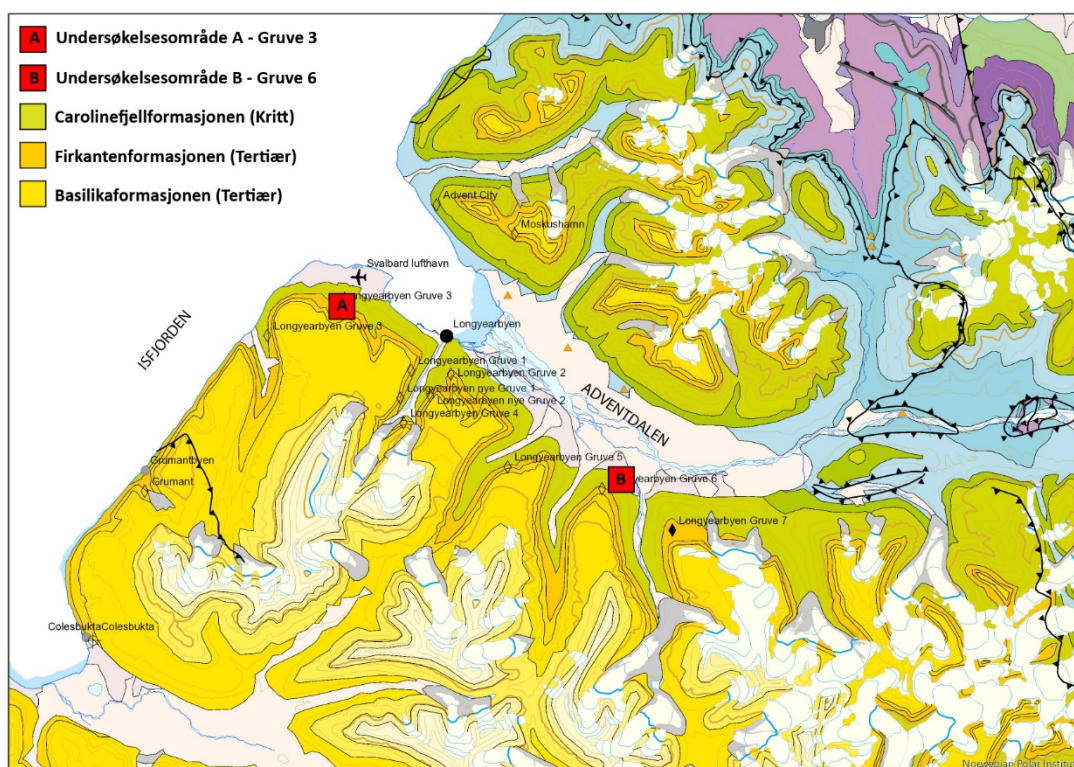
2.4 Geologisk vurdering av løsmasser og sedimenter

Sammensetningen av de stedeagne løsmassene på lokaliteten ble vurdert som en del av det utførte feltarbeidet. En innledende beskrivelse av løsmassenes sammensetning og fragmenter (klaster) ble utført. Videre ble det benyttet satellittbilder, dronebilder og fotodokumentasjon i den mer overordnede vurderingen av ulike massers romlige fordeling. Det er ikke innhentet materiale til kornfordelingsanalyser, eller foretatt grunnboringer som en del av prosjektet.

3 Feltundersøkelser

3.1 Generell geologisk områdebeskrivelse

Longyearbyen er lokalisert på sørsiden av Adventfjorden, en av flere mindre fjordarmer i den større Isfjorden på Svalbards vestkyst. Området dekket av det geologiske kartet: kartblad C9G Adventdalen, 1:100 000 (Major et al., 2001) (Figur 5).



Figur 5 Utsnitt av det geologiske kartet over Longyearbyen og omkringliggende områder (C9G, Major et al., 2001).

Områdene lengst vest i Isfjorden inneholder en svært variert og til dels kompleks geologi med bergarter fra mange av jordens epoker. Bergartene rundt Longyearbyen og langs sørsiden av Adventdalen er av undre Kritt alder og tilhører et mindre komplekst område rent geologisk. Videre øst og sør i fjellsidene bak og ovenfor Longyearbyen finner man i all hovedsak tertiære bergarter tilhørende det tertiære sentralbassenget på Svalbard. Disse bergartene har i svært liten grad blitt utsatt for tektoniske prosesser og fremstår som nærmest udeformerte og ofte flatt-liggende. Det er i de tertiære avsetningene, som følger direkte over krittbergartene (Carolinefjellformasjonen), rundt og over Longyearbyen man finner kullforekomstene som har vært drevet ut.

Kullforekomstene i Longyearbyen opptrer i det som kalles Firkantenformasjonen på Svalbard. Bergartene i Firkantenformasjonen er av eldre Paleocene alder (Danian) og ble avsatt for mellom ca. 60–66 millioner år siden. Bergartene i Firkantenformasjonen er dominert av sandsteiner, med lokal opptreden av relativt tynne kull-lag, og har en total mektighet fra 110 m (Erdmannflya, nordsiden av Isfjorden) til 150 m (Barentsburg). De nederste 40–50 m av Firkantenformasjonen kalles for Todalenleddet og består av sekvenser med skifer, silt- og sandsteiner med kull-lag på toppen og det er i Todalenleddet vi finner kull-lagene som har dannet grunnlaget for Store Norske sin kommersielle kulldrift.

3.2 Undersøkellesområde A – over Flyplassen (Gruve 3)

I undersøkellesområde A (Figur 6) består berggrunnen av sedimentære avsetninger av nedre Kritt alder. Bergartene tilhører Carolinefjellformasjonen og består av vekslende skifre og sandsteiner.



Figur 6 Oversiktsbilde (fra satellitt) som viser plasseringen av det undersøkte området (A) og de tre innsamlede ERT linjene (røde linjer) i skråningen sør for Svalbard lufthavn.

Uten at den er kartlagt antas det at den stratigrafiske grensen (en ukonformitet) mellom Kritt og Tertiær befinner seg på eller rett sør for den undersøkte lokaliteten. Da den mineralogiske sammensetningen av bergarter fra både kritt og tertiær er relativt lik, begge dominert av sandsteiner og skifre, er det ikke forventet at dette vil påvirke innsamlede ERT data i nevneverdig grad (Figur 7).



Figur 7 Oversiktsbilde fra undersøkelsesområde A. Området strekker seg fra veien som sees i bakkant og ned til terrengeterskelen, som er uttrykt ved overgangen fra grå til mer grønnlige farger i flukt med punktene der bekkeleiene åpner seg opp. Anlegget for Gruve 3 sees til høyre i bildet.

På den undersøkte lokaliteten for nytt inert deponi er det kun synlig berg i de to bekkeløpene som avgrenser lokaliteten hhv vest og øst (Figur 7). Ellers er hele terrenget fra Flyplassen (Adventfjorden) og opp til skytebanen dekket av løsmasser. Disse løsmassene representerer ulike større og mindre forhistoriske flomskred (massestrømmer) med opphav i de mer høyereliggende områdene SSV for lokaliteten. Som et resultat er det forventet at disse massene i all hovedsak består av tertiære bergartsfragmenter. I terrenget over det aktuelle område sees to distinkte og skålformede innhugg i den ellers jevne topografien (Figur 6). Disse skålformede forsenkningene i terrenget representerer mest sannsynlig opphavsområdet til skredmassene som er avsatt lengre ned i skråningen (Figur 8). Løsmassene som utgjør terrenget i det undersøkte området har en relativt kompleks oppbygging og utgjøres av mange avgrensede vifteavsetninger, dannet av individuelle flomskred. Det er ikke gjort forsøk på å kartlegge omfanget og utstrekningen til ulike avsetninger.



Figur 8 Tydelige skålform ("bowl") i terrenget i bakkant av lokaliteten. Bildet viser også plasseringen av ERT profil G3-2 (Figur 32). Legg også merke til de vekslende massene som er eksponert.



Figur 9 Lokaliteten sett fra veien i overkant. Svalbard lufthavn og Hotellneset sees i bakgrunnen. Terrenget faller relativt slakt ned mot flyplassen og har en nærmest terrasselignende topografisk oppbygging.

Massene som utgjør løsmassedekket på den undersøkte lokaliteten har en svært varierende kornfordeling. Det ble under feltarbeidet registrert alt fra grove klaster (opptil 50 cm i diameter), til fine nærmest leiraktige masser. Typisk for de grovere fraksjonene var at de opptrer som mer angulære bergartsfragmenter og i all hovedsak sandsteiner (Figur 11). De mindre grovere massene (grusfraksjon og mindre) hadde et høyere silt/leir innhold og er sannsynligvis dominert av et mer skifrig opphavsmateriale. Felles for alle fraksjoner er at de representerer relativt umodne sedimenter som er avsatt i kort avstand fra sitt kildeområde.

Fra oversiktsbilder er det mulig å observere områder dominert av ulike kornstørrelser på ulike deler av lokaliteten (Figur 7). Områder med finere masser er typisk assosiert med mer vegetasjon. Denne forskjellen gjenspeiler en kompleks oppbygging av skred-sedimentene både i tid og rom. Flomskred er i stand til å transportere relativt store mengder masse i løpet av kort tid. Skredene er avhengige av vann, men i tilfeller der massene er svært vannmettet vil skredet kunne ha en stor gradient av grunnmassetransport av større blokker og steiner. Flomskredenes bane vil kunne skifte over tid, selv om gravitasjonen alltid vil dominere skredets bane. Større blokker og steiner avsettes først fra skredmassene ettersom skredet mister sin "bæreevne". Svært finkornede masser som silt og leirholdige masser vil alltid transporteres lengst og kan ofte transporteres over relativt lange avstander fra skredets utløsningspunkt. De store skredene er ikke av nyere alder og det er få tegn i terrenget på nylig utløste skred med betydelig massetransport.



Figur 10 Grovere masser fra det bekkeløpet som avgrenser lokaliteten mot vest (mot tipp-haugene fra Gruve 3).



Figur 11 Grove masser fra den østlige vestlige delen av lokaliteten. Legg merke til den sparsommelige vegetasjonen forbundet med disse massene.

Summen av de ulike kontrollerende mekanismene har tydelig påvirket den romlige fordelingen av løsmasser og størrelsesfraksjoner på det undersøkte området. I de mer høytliggende delene av lokaliteten fremstod andelen grovt blokk- og klastmateriale som større enn for områdene lengst ned mot flyplassen. Dette gjelder særlig for sentrale deler av lokaliteten med god avstand til de relativt dype avgrensende hoveddreneringsløpene mot henholdsvis vest og øst (Figur 7). Generelt ble det observert relativt store klaster og bergartsfragmenter i hele terrengets fallretning (Figur 11). Dette tyder på at det i snøsmeltingsperioden er en betydelig vannføring. Enkelte mindre, ikke aktive og "forlatte" dreneringsløp ble også observert på sentrale deler av området og disse skiller seg ut i terrenget ved at de er assosiert med ansamlinger av grovere masser.

I den nederste delen av den undersøkte lokaliteten (før den siste helningen ned mot flyplassen) dominerer mer sand og silt/leirholdige masser i større grad. Her forekommer også en synlig større mengde planter og gress, samt at områder med vann i dagen kan observeres. Oppreden av en mer utbredt plante og gress-vekst i dette området skyldes sannsynligvis både et bedre jordsmonn, men også et fuktigere terreng. Det ble flere steder observert palsa-lignende strukturer, noe som igjen indikerer at det er permafrost i bakken (Figur 12). Dette er typisk for områder med en sesongstyrt og ikke-permanent permafrost slik som er kjennetegnende for løsmasser i det aktive laget.



Figur 12 Oversiktsbilde fra innsamling av ERT langs profil G3-3. Området i forgrunnen av bildet er dominert av relativt finkornede og fuktige masser med palsa-lignende strukturer.



Figur 13 Bilde fra område for gravesjakt og vurdering av massenes sammensetning i nederste del av lokaliteten. Leg merke til den varierende kornfordelingen blant massene i terrenget. Bilde er tatt 40 m over det nederste punktet i profil G3-4 (Figur 32).

Det ble gravd en prøvesjakt i nedre del av lokaliteten for å visuelt vurdere oppbyggingen av løsmassene (Figur 13 og Figur 14). Det ble ikke samlet inn prøver til analyse.



Figur 14 Detaljbilde fra bunnen av gravesjakt som viser et relativt høyt innhold av grovere og angulære bergartsfragmenter. Over dette var det mer silt- og leirholdige masser. Planterøtter ble observert i de øverste ~50 cm.

Som man kan se fra bildene har den øverste delen av profilet et signifikant finstoffinnhold. Prøvesjakten vil ikke være representativ for alle løsmassene i området, men anses som representativt for de mer finkornede massene i den nedre delen av lokaliteten, der også jordsmonnets fuktighet fremstår som relativt høyt. Slike finkornede masser opptrer også flere andre steder på lokaliteten, sannsynligvis også i dypet.

3.2.1 Terrengoppbygging, overflatevann og dreneringsmønstre

Det undersøkte området (se f.eks. Figur 13) er kjennetegnet ved en slakt hellende topografi i den øvre delen. Rett ovenfor det laveste punktet på profil G3-4 (Figur 6) er det en terskel som utgjør et brattere parti før terrenget igjen flater ut ned mot flyplassen. I bakkant av den undersøkte lokaliteten (sør) stiger terrenget raskt opp fra veien og opp til Platåfjellet. Terrenget er relativt typisk for fjordnære områder på denne delen av Svalbard, med typiske slake områder nær sjøen og brattere skrenter opp mot høyereliggende platå-områder i bakkant (se f.eks. terrenget i Figur 8 og Figur 15).



Figur 15 Bilde som viser bekkeleie som definerer avgrensningen av lokaliteten mot Ø. Lagningen som sees i siden av bekkeleiet sammenfaller med lagningen til de sedimentære bergartene i dette området og indikerer at berg ligger relativt grunt.

I områder der berg er eksponert er topografien i stor grad styrt av kompetansevariasjoner i de tilstedeværende litologiene. Relativt harde og kompetente sandsteiner, eller sandsteins-dominerte avsetninger, danner terskler og eller platåer i terrenget. Mindre kompetente og mer skifrige bergarter utgjør berggrunnen i de fleste skråninger.



Figur 16 Bekkeleie som avgrenser lokaliteten mot VNV. Man kan tydelig se oppsprukket berg komme mot overflaten til høyre i bildet.



Figur 17 Bildet som viser situasjonen i overkant av lokaliteten, sett fra skeidesteinstippene ved Gruve 3. De sorte massene i terrenget er kullholdige masser fra tippene.

Årlig transporteres det en ikke-ubetydelig mengde løsmasser ned fjellsidene i forbindelse med snøsmelting og avrenning fra de bakenforliggende områdene. I terrenget over flyplassen sees en rekke mindre elvedaler som strekker seg helt ned til Adventfjorden (Figur 6). Det antas at majoriteten av det årlige smeltevannet og tilhørende massetransport forekommer langs disse bekkefarene.

Fra Figur 6 og Figur 7 ser man at den undersøkte lokaliteten er avgrenset lateralt (V og Ø) i terrenget av to større bekkefar/elveleier. Mot N er lokaliteten avgrenset av flyplassen og Adventfjorden, mens den i S strekker seg til eksisterende veg. Veikroppen i overkant av lokaliteten fungerer her sannsynligvis dels som en avskjæringsvoll for overflatevann fra fjellsiden over. Vannet dreneres langs overkanten av veikroppen og ledes inn mot de større bekkefarene som avgrenser lokaliteten. Den geografiske plasseringen av lokaliteten og de eksisterende dreneringsløpene for overvann fremstår fordelaktig i forhold til å redusere og kontrollere overvanns-gjennomstrømmingen på lokaliteten.

Under feltbefaringen av lokaliteten ble det observert "våte" områder og mindre bekker med rennende vann, også i området mellom de to ytre elveleiene. Dette fenomenet var mest fremtredende i områder med relativt fine sedimenter. Slike områder har synlig mer vegetasjon enn normalt, samt palsa-lignende strukturer på bakken. Fuktige områder har tilsynelatende en vanntilførsel gjennom grunnen i områder utenfor de godt synlige og etablerte elveleiene. Området der de våte områdene opptrer skiller seg videre ut fra høyereliggende områder på lokaliteten ved at fallet i terrenget er noe slakkere i de nedste delene (Figur 12).

Det er sannsynlig at det forekommer noe vanngjennomstrømming også internt i flomskred-sedimentene under veien i overkant av lokaliteten. Slik vann-gjennomstrømming vil i hovedsak være avgrenset til det aktive laget. Eventuell tilstedeværelse av talikstrukturer kan også fremme slik vanntransport i grunnen og bidra til økt vannføring i grunnen utenfor elveleiene. Den svake utflatingen av terrengprofilet i de nedre deler av lokaliteten kan også ha en kontrollerende effekt på dreneringen i terrenget. Fra Figur 7 kan det se ut som om vann samler seg i dette område relativt til høyereliggende deler av lokaliteten. Det er også mulig at varierende kornfordeling i det aktive laget bidrar til å kanalisere og/eller styre vann-gjennomstrømmingen i ulike deler av lokaliteten.

Til tross for at den dominerende mengden løsmasser innenfor deponilokaliteten er transportert ned i større flomskred, ser man fra blokkstørrelsen i bekkefarene at den årlige smeltevannsføringen også er assosiert med høy energi og transport av relativt grove masser (Figur 10).

Det finnes i dag flere eldre skeidesteinstipper rett V for den aktuelle lokaliteten (Figur 6 og Figur 17). NGI er ikke kjent med hvilke tiltak som eventuelt er gjort for å beskytte disse tippene mot vannerosjon, men basert på egne observasjoner og satellittbilder ligger disse fyllingene tilsynelatende godt bevart uten tegn på stor massetransport i retning flyplassen. Det er tilsynelatende ikke etablert et godt system for drenering av overvann rundt og utenom disse tippene. Det antas at disse to forholdene har bidratt til å forringe disse deponienes stabilitet noe.

Svalbard og områdene rundt Longyearbyen ligger i et område med arktisk ørken. Som et resultat er det kun moderate årlige nedbørsmengder (± 230 mm per år) som faller i dette området. Videre kommer det meste av nedbøren som snø i vinterhalvåret (oktober til april), hovedsakelig i de høyere og bakenforliggende områdene overfor den undersøkte lokaliteten. De lavereliggende områdene rundt Longyearbyen har tradisjonelt relativt begrensede mengder snø om vinteren. Av den totale nedbørsmengden er det kun mindre mengder som faller som regn, selv om det de senere årene har vært en tydelig økning i mengden nedbør i form av regn.

3.3 Undersøkelsesområde B – Bolterdalen (Gruve 6)

Det geologiske rammeverket rundt lokaliteten ved Gruve 6 er identisk med det som er beskrevet for lokaliteten ved Gruve 3. Berggrunnen består av bergarter av kritt alder (Carolinefjelletformasjonen), med de tertiære Firkanten- og Basilikaformasjonen liggende over. Innslaget til Gruve 6 befinner seg i Firkantenformasjonen, og overgangen mellom kritt og tertiær befinner seg et sted i skråningen ovenfor lokaliteten (Figur 5).



Figur 18 Oversiktsbilde (fra satellitt) som viser plasseringen av den innsamlede ERT linjen (rød linje i rød ramme). Også vist er plasseringen av deponiet og inngangen til Gruve 6.

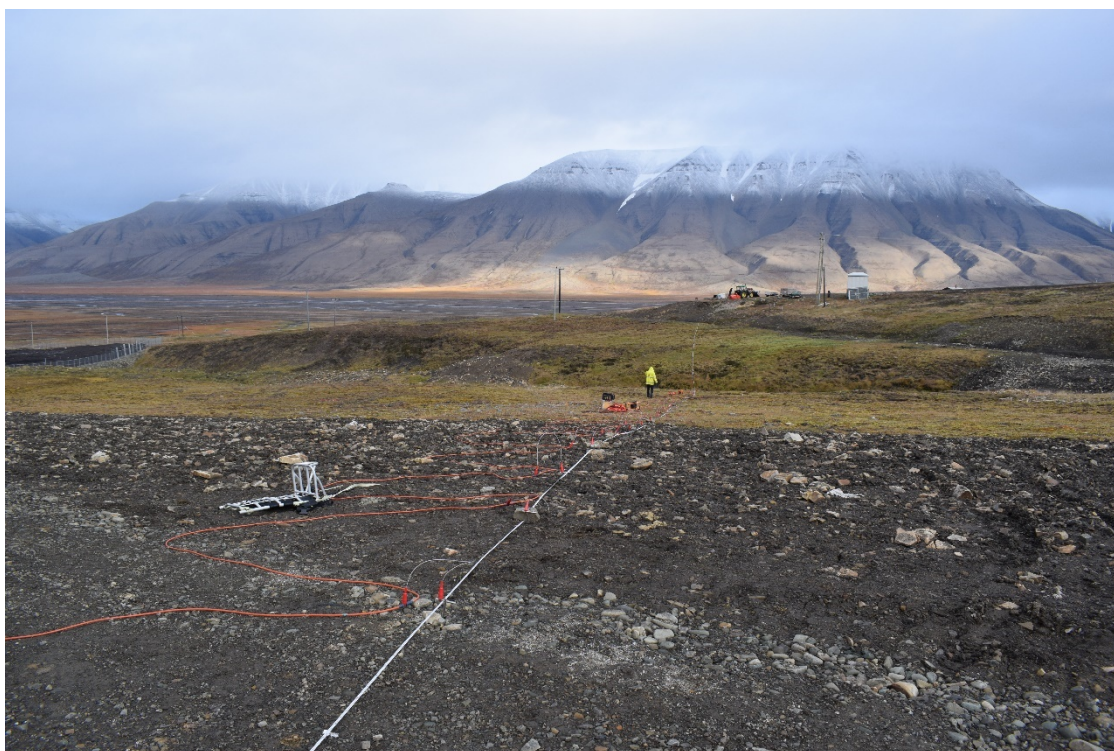
Terrenget og grunnen på undersøkelsesområde B skiller seg fra det beskrevet for området A. Området nedenfor Gruve 6 er mer flatt-liggende og slakere enn det som var situasjonen ved Gruve 3. Samtidig har man en brattere skrent i bakkant ved område B. Langs selve profilinjen (Figur 18 og Figur 19) går terrenget over et lite søkk. Det er relativt mye vegetasjon i området og massene i grunnen fremstår som generelt finkornede, med spredte større steiner rundt omkring.



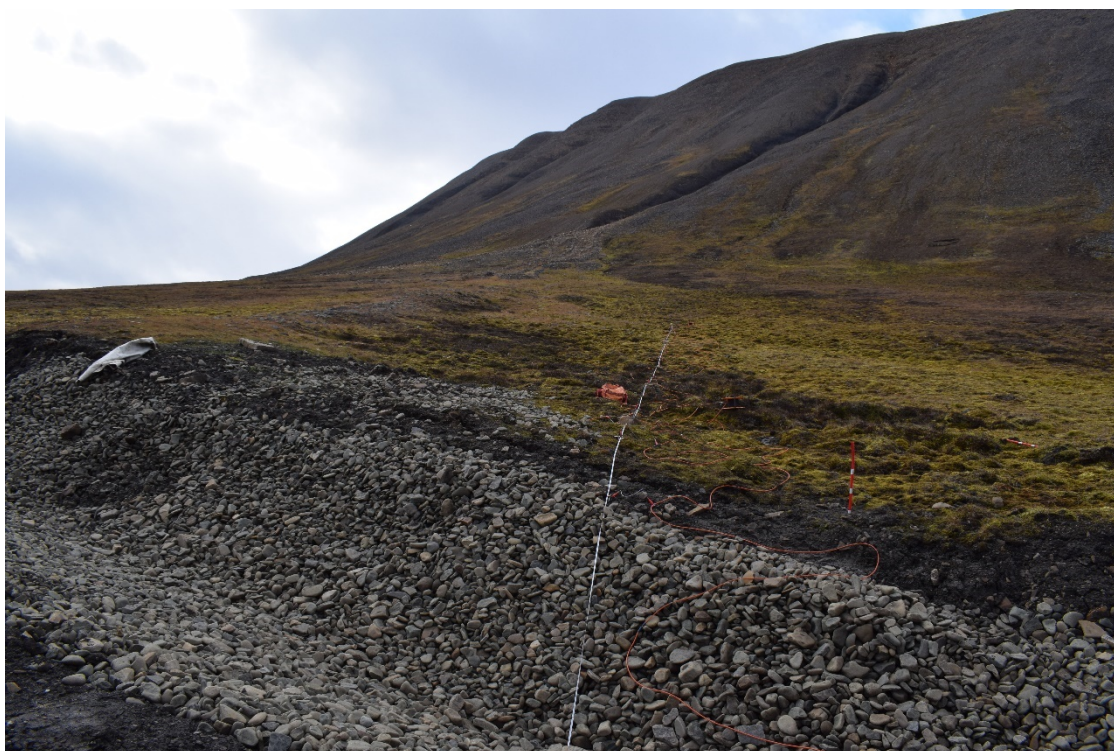
Figur 19 Bilde som viser terrenget der ERT profilet ble samlet inn. Profillinjen strekker seg i en rett linje som angitt ved den gule linjen i bildet.

Fra Figur 19 kan man se spor av de geologiske prosessene som sannsynligvis har transportert løsmasser inn i området. Synlige skredrenner i fjellet i bakkant har tilført til dels store mengder masser ned over lokaliteten. Videre sees mer grove masser lenger opp i skråningen, mens tilsynelatende finere masser dominerer i området for profilet G6. Skrenten opp mot Gruve 6 er relativt bratt og det rapporteres stadig om mindre skred i dette området. Enkelte skred har hatt utløp helt inn på deponiområdet.

Figur 20 og Figur 21 gir et godt inntrykk av både terrenget og massene i undersøkelsesområde B og langs profil G6.



Figur 20 Profil G6 sett fra sør mot nord. Mørke masser i forkant tilhører konstruert ringvoll.



Figur 21 Sørlike avslutning av profil G6 sett i motsatt retning fra Figur 20. Godt utviklede palsastrukturer kan sees til høyre i bildet. Pukklaget som utgjør dreneringsgrøften er konstruert og er en del av ringvollen.

3.3.1 Terrengoppbygging, overflatevann og dreneringsmønstre

Sammenlignet med undersøkelsesområde A ved gruve 3 gjør det flatere terrenget ved Gruve 6 at dreneringen av overflatevann har en litt annen karakter. Videre gir de antatt mer leirrike massene og det mer vegeterte terrenget også en annen vannlagringskapasitet i løsmassene. Figur 22 til Figur 28 illustrerer ulike forhold knyttet til vanndrenasje og vannføringssystemer på og rundt undersøkelsesområde B.



Figur 22 Konstruert ringvoll og nytt bekkeløp for overvannskontroll rundt deponiet i Bolterdalen.

Figur 22 viser den etablerte ringvollen SØ for deponiet i Bolterdalen. Den relativt massive strukturen står frem som et tydelig inngrep i naturen. Som man kan se i Figur 22, Figur 23 og Figur 24 har ringvollen en viss effekt ved at man tydelig kan se vann drenere ut i det nyetablerte bekkeløpet. Ringvollen er det andre forsøket på å avlede overvann fra å renne ned mot og igjennom deponiet. Figur 23 viser en eldre betongkonstruksjon som har blitt satt ned som et skjold i bakken i et forsøk på å styre vannet vekk fra deponiet. Dette tiltaket ga ikke ønsket effekt og førte til at man valgte å etablere ringvollen. Betongmuren stikker ca. 3 meter ned i bakken og det er tydelig at vann i grunnen også renner ved større dyp enn dette, og sannsynligvis også i et bredere felt enn det som dekkes av muren.

Tilstedeværelsen av de to tiltakene (betongskjoldet og ringvollen) viser seg imidlertid ikke å resultere i en fullstendig kontroll på vanninnsiget mot deponiet. Fra Figur 25 kan man tydelig se at det renner vann i den forsøkt avskårede bekken som renner inn i og gjennom deponiet. Et slikt vanninnsig gir uønsket sigevannsproblematikk knyttet til deponiet og i løpet av høsten og vinteren 2018/2019 vil det bli vurdert om grunnfrysing skal utføres i et forsøk på å hindre vannstrømmen gjennom deponiet. Vannet som kommer inn i overkant av deponiet renner dels som overvann og dels i selve grunnen.



Figur 23 Tidligere konstruert betongmur som hindring for vanndrenasje inn i deponi.



Figur 24 Vannføring i nyetablert bekk som er etablert for å styre vannet rundt deponiområdet i Bolterdalen. Bekken har god funksjonalitet.



Figur 25 Synlig vannføring i bekken som er forsøkt avskåret og som drenerer gjennom deponiet i Bolterdalen. Vannet kommer opp i underkant av ringvollen.



Figur 26 Tilsig av vann over og i det aktive laget rett øst for deponiet. Dette er kildeområdet for vann som renner gjennom deponiet.

I Figur 26 ser man hvordan vannet siger inn i ringvollen. Området der vannet samles opp øst på lokaliteten ligger mellom to høyder i terrenget og det er mest sannsynlig at bergryggen som ligger NØ for profillinjen G6 styrer vanndreneringen i grunnen ned mot og i retning av deponiet i Bolterdalen. Dette sees også tydelig i dronebildet som er vist i Figur 27 der vann kommer ned fra høyereliggende områder i sør og ledes inn i det større dreneringssystemet rett mot ringvollen. Det er svært sannsynlig at det siger ned en betydelig mengde vann også internt i løsmassene i grunnen. Dreneringsmønsteret til dette vannet er ikke like tydelig fra Figur 27, men mer fuktige områder (mørkere farger) nede til høyre i Figur 27 er muligens en indikasjon på et område med mer vannsig i grunnen.

Figur 28 viser situasjonen som er omtalt over fra motsatt vinkel med sikt mot vest. Bildet viser at overvannsføringen ikke er begrenset til en enkelt bekk men består av et større nettverk av mindre bekker. Disse bekkenes dreneringsmønster styres av fallet i terrenget. Som man kan se ledes vannet ned mot ringvollen. Fra observasjoner gjort på lokaliteten er det imidlertid sannsynlig at noe av vannet drenerer under ringvollen og at ikke alt vann blir avskåret fra deponilokaliteten. Fra Figur 28 kan man også se hvordan ulike skredhendelser har ført til kontraster i kornstørrelse (blokkstørrelse) i løsmassene som utgjør nedre del av skrenten under Gruve 6. de mer grå partiene i bildet består av grovere masser. Dette er sannsynligvis flomskredavsetninger.



Figur 27 Dronebilde som viser dreneringssystemene øst for deponiet i Bolterdalen. Vann føres ned til bekken fra høyereliggende områder i sør (høyre i bildet). Bygningene i bildet ligger på en bergrygg. I bakkant skimtes veien opp til Gruve 7 og satellittstasjonen.



Figur 28 Godt utviklede palsa-strukturer i de fuktige områdene SØ for deponiet i Bolterdalen. Bilder viser den sørlige avslutningen av ERT profil G6.

4 Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT) - Resultater

4.1 Teknisk gjennomføring

I området ved Gruve 3 ble det samlet inn tre ERT profiler, ett som fulgte skråningens helning nedover mot flyplassen, samt to på tvers av denne og som strakk seg mellom de to bekkefarene (Figur 6). I området ved Gruve 6 ble det satt ett profil på tvers av dalen nedstrøms for avstengningsmuren (Figur 18).

Et ABEM Terrameter LS2 med innsamlingsprotokoll GradientXL ble benyttet til målingene. Det ble for alle profilene benyttet 2 m elektrodeavstand og et utlegg på fire kabler, hver med 20 tilkoblingspunkt. Samtidig målelengde ble således 160 m for hver av de tre profilene, som gir en penetrasjonsdybde på om lag 20–30 m, avhengig av grunnforholdene. Det ble utført såkalte "roll-along" målinger slik at profilene ble forlenget under måling til totalt ønsket profillengde. Oppløsningen er om lag 2 m (lik elektrodeavstanden) ved terrengoverflaten og blir dårligere med dybden. Måletekniske detaljer er gitt i tabell 1.

Tabell 1 Måletekniske detaljer for innsamlede ERT profiler fra området over flyplassen (G3-1, G3-2, G3-4) og ved deponiet i Bolterdalen (G6).

Profil	Profil lengde (m)	Elektrodeavstand (m)	Antall roll-along
G3-1	280	2	3
G3-2	280	2	3
G3-4	360	2	5
G6	200	2	1

Resistivitetsdataene ble prosessert i Res2DInv. I resistivitetsprosesseringen ble målte standardavvik brukt til å vekte inversjonen for å få et pålitelig estimat på undersøkelsesdybden. Det ble valgt robust data- og modellinversjon. IP-dataene fra profil G6 ble prosessert i Aarhus Workbench.

4.2 Innmåling av terreng langs undersøkte profiler

Topografien langs profilene ble målt inn med differensiell GPS. Profilenes start- og endekoordinater er angitt i Tabell 2.

Tabell 2: Innmålte koordinater for profilenes start- og sluttpunkt. Projeksjon ETRS89 UTM33.

Punkt	Nord	Øst
G3-1 startpunkt	510349.94	8685088.67
G3-1 sluttpunkt	510627.66	8684996.51
G3-2 startpunkt	510676.59	8685118.90
G3-2 sluttpunkt	510401.84	8685236.92
G3-4 startpunkt	510566.48	8685258.41
G3-4 sluttpunkt	510445.06	8684926.09
G6-1 startpunkt	521669.86	8677911.77
G6-1 sluttpunkt	521581.08	8677735.71

4.3 Presentasjon og tolkning av resultatene

Beregnet elektrisk resistivitet er presentert i Figur 29 til Figur 33. Beregningene av induert polarisasjon som er gjort for profil G6 er presentert i Figur 34. Resistivitet er angitt i fargeskala fra 50 til 5000 $\Omega \cdot m$. Resistivitetsmodellene er plottet med transparens for å visualisere undersøkelsesdybden. Profil G3-1, G3-2 og G6 er plottet med 2 $\times$ vertikal forstørrelse, mens profil G3-4 er plottet i 1:1. Legg merke til at profil G3-1 og G3-2 er vist speilvendt i Figur 29 og Figur 30, mens de vises korrekt i Figur 32.

4.3.1 Undersøkelsesområde A – over Flyplassen (Gruve 3)

Resistivitetsfordelingen i profil G3-1, G3-2 og G3-4 er jevnt over høy, godt over $1000 \Omega \cdot m$, bortsett fra i det aktive laget der verdiene er markant lavere ($50\text{--}200 \Omega \cdot m$). Det er lett å følge konturen til det elektrisk ledende topplaget langs alle de tre profilene, og lagets tykkelse varierer mellom 1–2 meter. Feltobservasjoner av berg i dagen (Figur 16) og boringer i området ved frølageret rett øst for lokaliteten viser at berget er svært oppsprukket og av dårlig kvalitet i de øverste meterne. Ved frølageret ble fast berg først påtruffet fra ca. 20–30 m under terrengoverflaten. Under slike forhold vil man forvente at det antatt oppsprukkede berget har resistivetsverdier på maks. $1000 \Omega \cdot m$ eller lavere.

Det antas videre at den observerte variasjonen i kornfordeling hos løsmassene på terrengoverflaten er noenlunde representativ for massene i grunnen, og at det ikke finnes avsetninger med svært grov morene i dypet. Gitt disse premissene er det rimelig å anta at toppen av det resistive laget tilsvarer topp permafrost, og at den tolkede grenseflaten gjenspeiler dybden på det aktive laget på måletidspunktet.

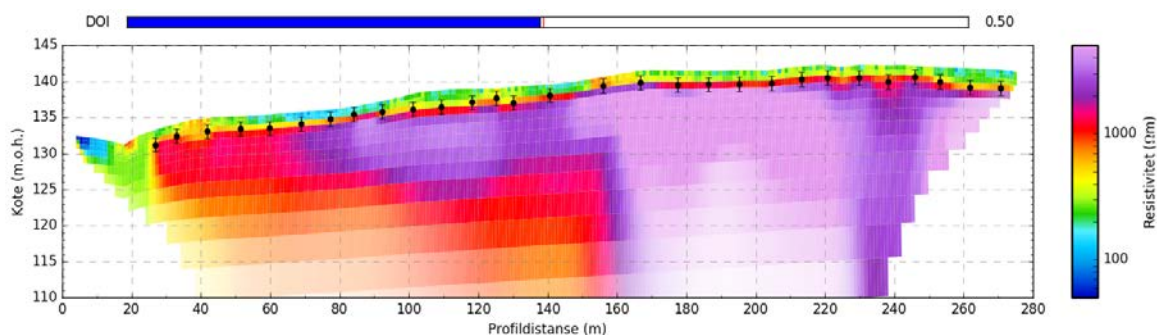
Profilene fra område ved Gruve 3 viser at den høye resistivitetsfordelingen er gjennomgående i alle de tre profilene, noe som indikerer sammenhengende permafrost med høyt isinnhold, med unntak av området under den nord-vestre bekkedalen og helt øverst i profil G3-4 der verdiene er lavere. Dette tolkes å representere større mektigheter på det aktive laget, noe som er forventet i et område med mye overflatevann slik som i et bekkefar/elveleie.

Det ble også samlet inn IP-data fra profilene ved Gruve 3, men det ble ikke sett noen signifikant, tolkbar respons i disse dataene og de er derfor ikke presentert i denne rapporten. Berggrunnen på Svalbard kan generelt forventes å gi en god IP-respons, det antas at den dominerende effekten er mineralpolarisering i skiferbergarter. Forhold som gjør at effekten kan avta er den nevnte høye oppsprekingsgraden, kjemisk omdanning (forvitring) av mineraler og/eller store dybder til berg. Informasjon fra arbeidene ved frølageret indikerer at tykkelsen av løsmasser på lokaliteten kan være betydelig og opp mot 10–12 m. Det eksisterer imidlertid ingen kjente boringer på den undersøkte lokaliteten og faktisk mektighet av løsmasser er derfor ikke kjent. Det bør imidlertid forventes at løsmassemektheten kan variere signifikant over lokaliteten og at flere enn én bergkontroll boring bør utføres for å oppnå en god romlig forståelse.

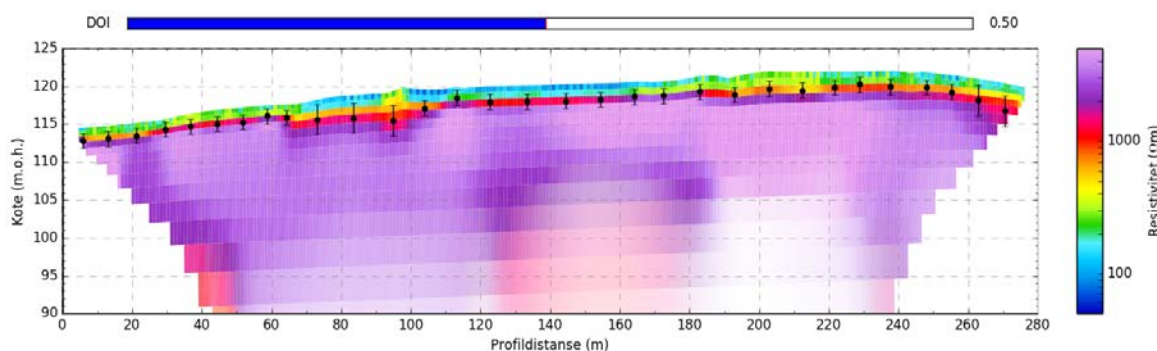
Det er vist en punktrekke i hvert profil som anslår bunnen på det aktive laget på måletidspunktet (punktrekkene i Figur 29). Det er til hvert punkt også anslått usikkerhetsverdier. Denne tolkningen er utført ved å betrakte beregninger fra to ulike programvarer (kun en er vist). Denne fremgangsmåten gir relativt stor sikkerhet i den presenterte tolkningen.

Under det elektrisk ledende topplaget sees et lag med høyere resistivitet (500 til over $2000 \Omega \cdot m$). Denne sonen er mer eller mindre sammenhengende langs profilene og strekker seg til en viss grad også nedover i dybden, så langt ned som dataene er pålitelige

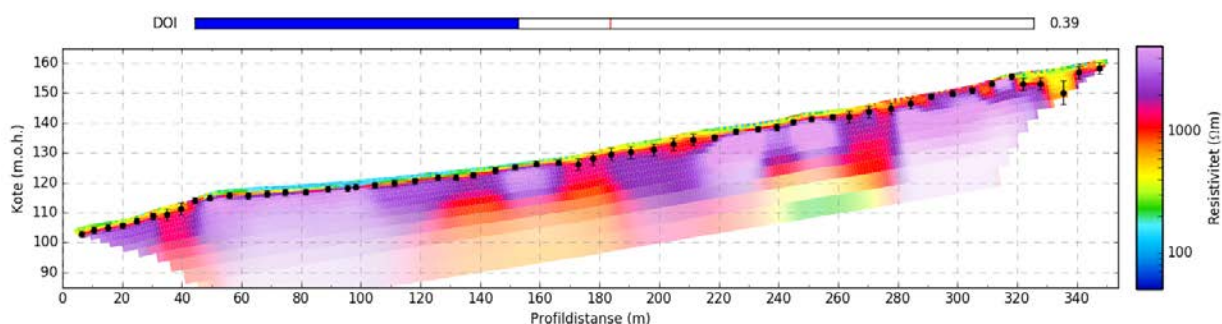
(2.1.6). Dette kan i utgangspunktet tolkes som fast eller delvis fast permafrost, bestående av enten berg eller grove skredavsetninger/morene.



Figur 29 ERT profil G3-1 fra området over flyplassen med tolkning av topp permafrost (bunn aktivt lag). Merk at profilet er speilvendt i forhold til slik det er vist i Figur 32 (3D).



Figur 30 ERT profil G3-2 fra området over flyplassen med tolkning av topp permafrost (bunn aktivt lag). Merk at profilet er speilvendt i forhold til slik det er vist i Figur 32 (3D).



Figur 31 ERT tverrprofil G3-4 fra området over flyplassen ved Gruve 3. I enkelte deler av profilet sees en svakere resistivitet (rød farge) enn for de antatt stabile is-rike områdene (lilla farger). Denne variasjonen kan skyldes variasjon i berget i dypet, men også soner med relativt mer overflatevann.

Det bemerkes at større lommer av tilsynelatende ikke-frosne sedimenter kan sees rundt bekkeleier og i det myrlendte/fuktige området midt på profil G3-4 (Figur 31). Spesielt i G3-1 (Figur 29) kan det være områder med grunnvannsstrømning i undergrunnen. Slike kontraster i dataene kan dog også komme fra ulikt is-innhold og/eller kornfordeling i løsmasser i grunnen. Et relativt høyt vanninnhold i toppsedimentene, sammenlignet med omkringliggende areal, kan også gi opphav til en slik lav-resistivitets sone i grunnen. Varierende vanninnhold er ikke en utenkelig årsak for partiet fra profilmeter 130 til 190 i profil, da denne er i nærheten av et bekkeløp på overflaten.

En visualisering av de innsamlede ERT dataene i 3D er vist i Figur 32. Her er resistivitetsprofilene vist i korrekt plassering og integrert med terrengoverflaten. For å lettere se sammenhengen mellom terreng og undergrunn er resistivitetsprofilene løftet 15 over terrenget. Som man kan se i Figur 32 eksisterer det en sammenheng mellom synlige bekkefar samt våtere deler av terrenget, og områder hvor det aktive lagets mektighet er relativt tykt. Det kan også, tilsynelatende, se ut som om permafrostens egenskaper er berørt i de samme områdene.

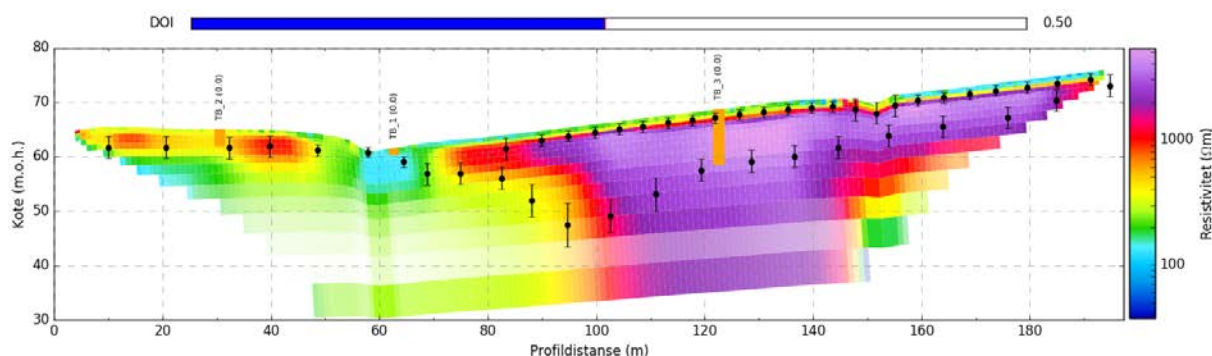
Som nevnt over er lavere resistivitet ikke nødvendigvis et uttrykk for manglende permafrost, men kan også skyldes ulik isinnhold og/eller ulik sammensetning av masser i grunnen. Samlet illustrerer Figur 32 at det er variasjoner i tykkelsen på det aktive laget i ulike deler av lokaliteten. Videre er det interne variasjoner i egenskapene til permafrosten i løsmassene (eller det oppsprukke berget) under det aktive laget. Basert på feltobservasjoner fra lokaliteten er det mest sannsynlig koblingen mellom massenes kornfordeling og assosiert is-innhold som gir opphav til målt variasjon i ledningsevne for den antatt løsmassedominerte permafrostsonen. I områder der terrenget tydelig viser spor av rennende vann, kan man likevel ikke utelukke at noen av de lav-resistive områdene under det aktive laget representerer talik-lignende fenomener. Overordnet viser ERT data likevel en utbredt tilstedeværelse av permafrost i grunnen på lokaliteten.



Figur 32 Sammensatt 3D snitt som viser alle de tre ERT linjene fra lokaliteten over flyplassen. ERT profilene er vist i sin korrekte posisjon men er løftet 15 m over terrengmodellen.

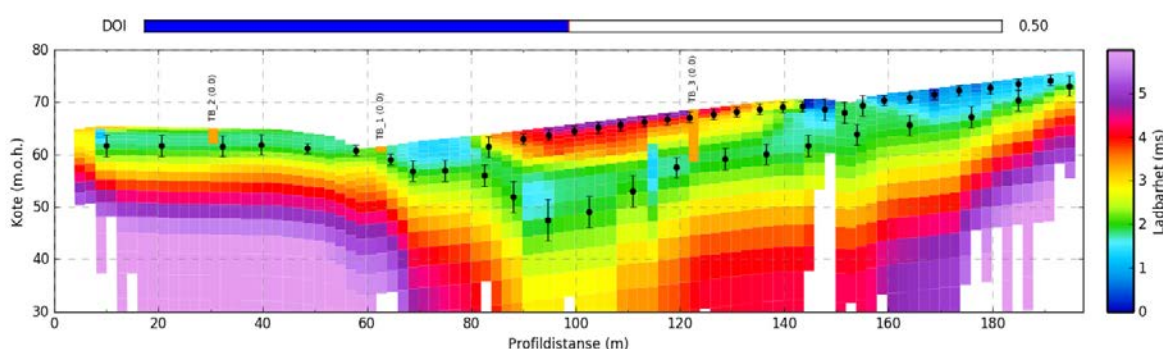
4.3.2 Undersøkellesområde B – Bolterdalen (Gruve 6)

Profil G6 er satt fra nord til sør på tvers av det gamle bekkefaret som følger ut nedstrøms for avstengningsmuren øst for deponiet i Bolterdalen (Figur 18). Profilet kartlegger grunnforholdene både på nordsiden av dette bekkefaret (vollen mellom det gamle og det nye bekkefaret) og på sørsiden oppover dalsiden i retning av Gruve 6 (Figur 19 og Figur 20).



Figur 33 ERT profil G6. Bunnen av aktivt lag og topp berg er angitt som hhv øvre og nedre punktrekke. Oransje søyler indikerer dyp til topp berg i nylig etablerte borehull for termistorstrenger.

Resistivitetsfordelingen viser høye verdier (over 1000 $\Omega \cdot m$) på sørsiden av bekken (Figur 33). De høye verdiene tolkes som isholdige masser/permafrost slik som ved Gruve 3 (Figur 30). Det aktive laget sees over dette, og er også her ca. 1–2 m tykt. Permafrosten ser ut til å være sammenhengende på sørsiden av bekken. På nordsiden, derimot, sees kun mellom-høye verdier (500–1000 $\Omega \cdot m$) og bare i de øverste 4–5 meterne. Dette tolkes som at det er begrenset, til fullstendig manglende, isinnhold i disse massene. Dette kan skyldes at området nord i profilet er drenert på hver side av de to bekkene, samt at området påvirkes av dyp vannstrømning i forbindelse med bekken.



Figur 34 IP respons langs ERT profil G6. Bunn aktivt lag og topp berg er angitt som hhv øvre og nedre punktrekke. Oransje søyler indikerer dyp til topp berg i nylig etablerte borehull for termistorstrenger.

IP-dataene for profil G6 er av god kvalitet og viser en tydelig respons i dypet (Figur 34). Berg er registrert på åsen i nord under fundamentering av bygninger der, samt i borer for termistorstrenger (plottet på profilet med oransje markører, Geofrost 2018). Den høye ladbarheten i dybden kan forklares med mineralpolarisering i bergartene, og fordelingen stemmer godt med kjente dybder fra boringene. Topp berg er tolket ut fra både borer og IP-data og viser dybder fra 0,5 meter (ved det gamle bekkefaret, sentralt i profilet) til omkring 17 meter i midten av profilet (nedre punktrekke).

Sammenlignet med ERT data fra undersøkelsesområde A, støtter ikke ERT data fra undersøkelsesområde B tilstedeværelsen av utbredt permafrost med høyt isinnhold langs den undersøkte linjen. Situasjonen i grunnen ved Gruve 6 er mer heterogen med tanke på permafrostens egenskaper. Det er fra før kjent at man har hatt til dels store utfordringer med å hindre vann fra å drenere ned i deponiet (tilsvarer en bevegelse inn/ut av profil-linjene i Figur 33 og Figur 34). Innsamlede ERT data kan forklare dette ved manglende permafrost i og rundt bekken og mulig vannstrømning i grunnen ned til 10 m under terrenget.

I motsetning til IP dataene fra området over flyplassen viser profilet G6 som nevnt god kvalitet. Ved å sammenligne den IP baserte tolkningen med faktiske borer illustrerer profil G6 på en god måte hvordan ERT/IP kan benyttes til å kartlegge undergrunnens egenskaper – gitt optimale grunnforhold. Tilsvarende gode IP data ble også samlet inn fra ERT undersøkelser sør for Barentsburg og viser med all tydelighet at ERT/IP kan

være et viktig supplerende verktøy i kartlegging av både det aktive laget, topp permafrost og topp berg på Svalbard. Teknikken er også skånsom for naturen og setter ikke varige og skjemmende spor i terrenget.

5 Klima og klimaforandringer

Klimaet på Svalbard er preget av kalde vintre med temperaturer ned mot -30°C og kjølige somre med døgnmiddeltemperaturer sjeldent over $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ (eklima.no). De årlige temperatursvingningene er lavere enn ellers i arktiske områder, og klimaet betegnes derfor ofte som et høy-arktisk maritimt snøklima. Klimaet er tørt, men med store variasjoner på grunn av høy aktivitet av sykkloner og lavtrykksaktivitet. Snødekket varer ofte i 8–10 måneder, fra oktober til juni. Snømengdene er moderate og snøpakken er svært vindpåvirket. De kalde vintrene i kombinasjon med til dels mye vind gir kraftig snødrift og store lokale variasjoner i snømengder. Rygger er som regel barblåste, mens forsenkninger kan ha flere meter med snø.

5.1 Lufttemperatur

En av de lengste temperaturseriene i Arktis er fra Svalbard Lufthavn. Temperaturserien fra stasjonen viser både store år-til-år variasjoner og store variasjoner på 10-års skala. Kalde perioder dominerte tidlig på 1900-tallet og på 1960-tallet, mens 1930- og 1950-årene var relativt milde. Årsmiddeltemperaturen ved Svalbard lufthavn har i gjennomsnitt økt med ca. 3°C siden år 1900. Fra omkring 1970 har temperaturen steget betydelig og Svalbard er blant de områdene på jorden som nå varmes opp raskest (Førland m.fl., 2011). Den største temperaturøkningen har skjedd om vinteren. I løpet av de siste 30 år er antallet kalde dager mer enn halvert (dager der døgntemperaturen er under -15°C). Etter år 2000 har det vært flere usedvanlig varme år og siden november 2010 har samtlige måneder ligget over normalen. Årstemperaturen i 2016 var $-0,1^{\circ}\text{C}$ og er hittil det desidert varmeste året som er registrert ved Svalbard lufthavn. Året føyer seg inn i en rekke av temperaturrekorder, der spesielt årene 2006, 2007, 2012, 2014 og 2015 utmerker seg (Isaksen m.fl., 2017). Det legges her til grunn at klimadata for Svalbard Lufthavn er relevant for begge lokaliteter på tross av deres geografiske spredning.

For Longyearbyen-området (Isaksen m.fl., 2017) gir klimaframskrivningene for «best» (RCP2.6) og «verst scenario» (RCP8.5) en økning i årsmiddeltemperaturen (medianverdier) på hhv. $4,0^{\circ}\text{C}$ og $5,3^{\circ}\text{C}$ mot midten av århundret. Mot slutten av århundret gir medianframskrivningene, basert på et større utvalg av modeller og metoder, en økning på hhv. $3,6^{\circ}\text{C}$ og $9,2^{\circ}\text{C}$ for «best» og «verst». Størst oppvarming beregnes for vinteren ($5,7^{\circ}\text{C}$ til $13,4^{\circ}\text{C}$), minst for sommeren ($1,1^{\circ}\text{C}$ til $4,0^{\circ}\text{C}$). For RCP4.5 gir beregnede medianverdier for året en økning på $6,5^{\circ}\text{C}$ mot slutten av århundret. Selv med «best scenario» viser beregningene at oppvarmingen vil fortsette i de nærmeste 10-årene. Men for dette utslippsscenarioet tyder resultatene på at temperaturforholdene vil stabiliseres rundt midten av dette århundret.

Årsmiddeltemperaturen vil dermed ved slutten av århundret være ca. 3,5 °C høyere enn for perioden 1971–2000. Ved å bruke RCP8.5 som utgangspunkt for et «verst scenario», beregnes det en dramatisk økning i temperatur både for året som helhet og for de enkelte årstidene. Med en gjennomsnittlig vintertemperatur på -12,7 °C for perioden 1971–2000, vil en økning på 13,4 °C mot slutten av århundret gi Longyearbyen en middeltemperatur for vintermånedene (desember–februar) på nær 0 °C.

5.2 Nedbør og snø

Longyearbyen ligger i et tørt arktisk klima. Observerte midlere årsnedbør for Longyearbyen er 525 mm for referanseperioden 1961–1990. Ved klimastasjonen Isfjord Radio som ligger 14 km fra Longyearbyen er årlig normal nedbør 463 mm. Mesteparten av nedbøren i Longyearbyen kommer i september til mars, og som snø typisk fra oktober. De siste årene har det vært en klar tendens til en økning i nedbør i form av regn i vinterhalvåret. Dette medfører oftere is på bakken, skarelag og ustabilt snødekke gjennom vinteren. Som en følge av klimaendringene registrerer man en senere start på snøsesongen, samt kraftigere nedbørshendelser på høsten (Van Pelt et al., 2016).

Nye klimasimuleringer for Longyearbyen-området (Isaksen m.fl. 2017) viser at både årsnedbør og sesongnedbør beregnes å øke i fremtiden. Utslippsscenarioet RCP8.5 viser en økning i årsnedbør på om lag 40 % (medianverdi) mot slutten av århundret. Tilsvarende tall for RCP4.5 og RCP2.6 er hhv. 30 % og 20 %. Mot slutten av århundret beregnes det også en markant økning i dager med kraftig nedbør, og nedbørmengden på dager med kraftig nedbør beregnes å øke. I vinterhalvåret beregnes det opptil en tredobling i antall mildværsepisoder med nedbør i form av regn sammenlignet med dagens situasjon.

Videre beregnes det mot slutten av århundret en kortere snøsesong for alle scenarioer (igjen ifølge Isaksen m.fl., 2017). En kortere snøsesong vil også forsterke temperaturøkningen ytterligere, spesielt om våren når solen er sterk og raskt kan varme opp terrengområder med en snøfri overflate. Resultater indikerer også at man vil se en fremtidig reduksjon i maksimal snømengde i løpet av kalenderåret.

Framskrivningene for nedbør og snø er dog basert på færre klimasimuleringer enn for temperatur, og er derfor mindre robuste enn for temperatur. Det er også viktig å poengtere at nedbørmålinger i Arktis generelt er beheftet med relativt stor usikkerhet (Isaksen m.fl., 2017).

5.3 Bakketemperatur

Svalbard har kontinuerlig permafrost med en tykkelse på mindre enn 100 m nær kysten, til over 450 meter i fjellområder og i større avstand fra kysten (Humlum et al., 2003). Ned til 15–20 meters dyp vil man registrere årlige svingninger, og i et stabilt klima vil de laveste temperaturene være på dette dypet. Nedenfor 15–20 meters dyp er bakketemperaturene beregnet å øke 2 til 3 °C per 100 meter (pga. jordens geotermiske varme-strøm). Mengden isinnhold i bakken vil variere kraftig med både lokalitet og type

sediment/ berg. I finmasser forventes det f.eks. høyere isinnhold enn i grovere masser eller i berg, der isinnholdet vil være lavt.

Målinger utført sommeren 2017 i et borehull på Janssonhaugen i Adventdalen viser en temperatur på $-4,6^{\circ}\text{C}$ på 15-meters dybde (<http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>). Temperaturen i dette borehullet og ett ved Isfjord Radio har de siste årtier økt med gjennomsnittlig $0,6\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$ per ti år og økningen har blitt akselerert i løpet av det siste årtiet (Bauer-Hanssen m.fl., under utarbeidelse). Stigende temperaturer i permafrosten er registrert helt ned til en dybde på 80 meter. Det aktive laget har blitt 25-30 cm tykkere siden 1998, da borehullet på Janssonhaugen ble etablert.

Generelt er tykkelsen på det aktive laget typisk 0,4 til 2 m (Isaksen et al., 2001). Tykkelsen påvirkes i stor grad av snødekket, da et tykkere snødekke forhindrer varmetap fra bakken om vinteren. Nylige beregninger utført av Instanes og Rongved (2017) for Longyearbyen-området, basert på RCP4.6, antyder at mektigheten til det aktive laget må forventes å øke fra i størrelsesorden 1,5 m til nærmere 2,5 m frem mot 2100. Beregningene antyder videre at temperaturen i grunnen må forventes å øke, men at temperaturøkningen i dypet (dypere enn 10–20 m) vil gå saktere enn den forventede temperaturøkningen ved terrengoverflaten. For Longyearbyen forventes det en temperaturøkning på ca. 1°C for 20 m dyp fram mot år 2100. De stedege massene i Longyearbyen har relativt høyt isinnhold og vil derfor ha betydelig tregghet mot tining på grunn av latent varme som må tilføres for å smelte is. En økning på 1°C fram mot 2100 må derfor ansees som en minimumsverdi og lokaliteter med lavere isinnhold/tørrere bakkematerialet vil gjennomgå en hurtigere temperaturøkning i dypet.

6 Sammenheng

6.1 Terreng og løsmasser

Terrenget på de to undersøkelsesområdene skiller seg noe fra hverandre. Mens man på undersøkelsesområde A ved Gruve 3 har et hellende terreng litt oppe i en dalside, så er terrenget ved undersøkelsesområde B ved Gruve 6 mer flatt-liggende. Ved Gruve 3 er det tilsynelatende mer grovt materiale i grunnen, og kun i avgrensede deler av lokaliteten sees mer finkornede løsmasser. Ofte er det mer vegetasjon og synlig fuktighet forbundet med de mer finkornede (silt og leir-rike) massene. Deler av lokaliteten viser også tydelige spor etter relativt store tidligere skred ved at man kan se konturene av vifteformer i terrenget. Observasjoner fra de to lateralt avgrensende bekkeleien på lokaliteten tyder også på at man har oppsprukket berg relativt høyt i terrenget, i hvert fall på deler av lokaliteten.

For området ved Gruve 6, som ligger relativt sett lavere og mer mot foten av en skråning er det signifikant mer vegetasjon. Videre oppleves massene i terrenget også jevnt over mer fuktig. I den sørlige delen av profilet, hvor profilet går høyere i terrenget, sees

enkelte skredavsetninger. Disse kjennetegnes med geografisk avgrensede "renner" bestående av grovere materialer. Terrenget i denne delen av profil G6 minner noe om terrenget ved Gruve 3. Utbredelsen av palsa-strukturer er også langt større i området nedenfor Gruve 6. Dette henger nok også sammen med dreneringssystemet i dette området som ikke er like definert som ved Gruve 3. Fra ERT og IP data er det tydelig at det er varierende mektigheter med løsmasser over berg, noe som også er bekreftet fra boringer utført av Geofrost (november 2018).

Manglende IP data fra området ved Gruve 3 gjør at man ikke kan sammenligne lokalitetene med tanke på mektighet av løsmasser og/eller dyp til berg. ERT data alene kan ikke brukes til å fastsette et slikt skille i grunnen. Det er heller ikke kjent at det foreligger boringer fra lokaliteten ved Gruve 3. Det antas likevel, basert på generelle geologiske observasjoner, at ulik erosjonsmotstand i ulike bergarter gjør at det er varierende dyp til berg. På generelt grunnlag forventes det videre at berg i grunnen er oppsprukket i de øverste 5–15 m og at fast berg ligger dypere enn topp berg (som da er topp oppsprukket berg).

6.2 Drenering av overflatevann og vann i grunnen

Overflatevann og dreneringsmønstre på de to lokalitetene varierer signifikant. Mens man ved Gruve 3 har to svært distinkte bekkefar som leder mye av overflatevannet på utsiden av lokaliteten, er dreneringsmønsteret mindre tydelig ved Gruve 6. Ved Gruve 6 renner det tilsynelatende større mengder vann i grunnen/det aktive laget og dette vannet kommer til overflaten og samles opp i depresjoner i terrenget, der det etableres bekkeløp.

Mens terrenget ved Gruve 6 kan beskrives som en svak depresjon, er terrenget ved Gruve 3 mer bulende. Dette gjør at overflatevann lettere transporteres ut til sidene og ned i de to store bekkefarene. Relativt mindre andel finkornede masser ved Gruve 3 lokaliteten gjør også at grunnens evne til å holde på vann er lavere. Dette kommer tydelig til uttrykk i vegetasjonsforskjellene på de to lokalitetene, der området ved Gruve 6 er betydelig mer vegetert.

For området ved Gruve 3 blir overflatevann fra bakenforliggende terreng delvis avskåret av grøften i overkant av veien og det er således begrenset med overflatevann fra snøsmeltingen som renner inn i selve undersøkelsesområdet. I Figur 6 og Figur 7 kan man se flere eldre skeidesteinsdeponier vest for den undersøkte lokaliteten, i hovedsak forbundet med driften av Gruve 3. I enkelte av deponiene har det tilsynelatende funnet sted noe erosjon som en følge av overflatevann som har kommet inn over deponiet. Det er imidlertid uklart om det er gjort tiltak i dette området i forhold til å avskjære overvann i overkant av deponiene. Gitt at vannavskjæringen i overkant av den potensielt nye deponilokaliteten holdes operativ og i god stand anses dette ikke å bli en aktuell situasjon for det undersøkte området. Erosjon grunnet vind og snø anses også som svært begrenset da terrenget ligger delvis beskyttet og tilbaketrukket. Det er muligens større spredningsrisiko forbundet med avrenning fra både askedeponiet og skytebanen, som begge ligger i området over den undersøkte lokaliteten.

På lokaliteten ved Gruve 6 er det gjort gjentatte forsøk for å lede vann bort fra deponiet som ligger vest for den innsamlede ERT linjen. Vann siger i dag fremdeles inn mot og gjennom deponiet og utførte tiltak (støpt betongmur og ringvoll) har ikke gitt ønsket effekt. Fra innsamlede ERT data kan det synes som om dette skyldes at vann kan strømme dypere i bakken og at tiltakene på overflaten og ned til grunne dyp, ikke påvirker dreneringen av vann i området tilstrekkelig. Som nevnt vurderes det å prøve ut grunnfrysning for å stanse vanngjennomstrømningen i området øst for deponiet.

6.3 Klima og Permafrost som geologisk barriere

Klima på Svalbard er i endring som en følge av global oppvarming. Ulike klimascenarier danner ulike bilder for fremtidens klima på Svalbard. Felles for alle scenarier er imidlertid et betydelig varmere klima, med høyere årsmiddeltemperaturer. Høyere temperaturer, i kombinasjon med mer nedbør som regn, vil påvirke både mektigheten av det aktive laget og egenskapene og utbredelsen av permafrost i grunnen. På tross av at det er tolket tydelig tilstedeværelse av permafrost i grunnen på begge de to undersøkte lokalitetene, viser ERT data også at det finnes soner der permafrosten ikke er like utbredt og/eller mangler. Dette er spesielt i områder med overflatedrenering i form av bekkeløp.

Det fremstår som sannsynlig at permafrost som geologisk barriere (bunntetting) vil få en redusert effekt parallelt med forventede temperaturøkninger. I denne sammenheng er det naturlig å se for seg at permafrost ikke kan betraktes som en langsiktig barriere mot avrenning fra deponier på Svalbard. Lokalteter med en naturgitt og tydelig definert overvannsdrenasje (bekkefar og elveleier) vil være bedre skodd for fremtiden enn lokaliteter der overflatevannsdreneringen er mer diffus og skjer til dels gjennom det aktive laget. Permafrosten på undersøkelsesområde A ved Gruve 3 fremstår i den sammenheng som bedre egnet som geologisk barriere på mellomlang sikt enn det som er tilfellet for permafrost som geologisk barriere ved undersøkelsesområde B i Bolterdalen.

Utfordringene med sigevann fra deponiet i Bolterdalen illustrerer dette på en tydelig måte. Kravet til bunntetting avhenger av hvilke masser som skal deponeres på en gitt lokalitet og er knyttet til miljørisiko ved spredning. Dette må tas i betraktning ved vurdering av enhver lokalitet som er tenkt anvendt til deponiformål. Isolert sett er det viktigste tiltaket for å hindre spredning og opprettholde permafrostens egenskaper så lenge som mulig å ha kontroll på vanndreneringen på lokaliteten. Dette gjelder spesielt overvann, men også vannsig i grunnen.

6.4 Erosjon og overflateprosesser

Et varmere klima, med mer nedbør som regn og kraftigere nedbørs episoder vil sannsynligvis føre til hyppigere skredaktivitet, både for snø, sørpe og stein. De geologiske prosessene på Svalbard er tydelige og gir årlige forandringer i terrenget, spesielt under smeltevannssesongen. Det er viktig at lokaliteter som vurderes til deponiformål ikke ligger slik til at de, i seg selv representerer ustabile områder, eller at de kan berøres av skred fra nærliggende områder. Dette forholdet må gjelde for et relativt langt tidsperspektiv. Mekanisk transport av deponert avfall ut av sin opprinnelige deponilokalitet

vil øke miljørisikoen i et område betydelig. Det vil også kunne påvirke dyreliv i mye større grad enn når avfall ligger stabilt på en avgrenset lokalitet.

Den geotekniske stabiliteten på de to undersøkelsesområdene er ikke vurdert. En slik vurdering krever at det bores og tas opp prøver. Mektigheten av løsmasser, deres korn-sammensetning og mekaniske egenskaper er viktige egenskaper som må tas med i vurderingen av et områdes stabilitet. For lokaliteten ved Gruve 3, som ligger i et hellende terreng ned mot kritisk infrastruktur (Svalbard lufthavn), vil slike data være viktige i forhold til utformingen av et eventuelt deponi på denne lokaliteten. Slike data vil også leges til grunn i forhold til etableringen av mulige sikringstiltak samt hvordan deponiet skal fylles opp og avsluttes.

6.5 Videre arbeider

Prosjektets neste fase er å se de innsamlede dataene i en større sammenheng og etablere en metode for miljørisikovurdering av mulige fremtidige deponilokaliteter i og rundt Longyearbyen spesielt, men også Svalbard generelt. I dette arbeidet vil den presenterte informasjonen bli vurdert sammen med informasjon om skredfare, geoteknisk stabilitet, sigevannsproblematikk og resipientvurdering. Dette vil bli presentert i Delrapport 2 – Miljørisikovurdering av deponilokaliteter på Svalbard.

7 Referanser

Bauer-Hanssen I., m.fl., under utarbeidelse. Climate in Svalbard 2100 – a knowledge base for climate adaptation. NCCS report.

Christiansen, H. H., Gilbert, G. L., Demidov, N., Guglielmin, M., Isaksen, K., Osuch, M. & Boike, J. (2018)., Permafrost thermal snapshot and active-layer thickness in Svalbard 2016-2017. Svalbard SESS-report. SIOS.

Førland, E., I. Hanssen-Bauer, og P. Nordli (1997), Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen, DNMI report, 21(97), 43.

Geofrost (2018). feltlogg fra boring av brønner til temperaturmålinger, Avfallsdeponi Longyearbyen.

Gjelten, H. M., Ø. Nordli, K. Isaksen, E. J. Førland, P. N. Sviashchennikov, P. Wyszynski, U. V. Prokhorova, R. Przybylak, B. V. Ivanov, og A. V. Urazgildeeva (2016), Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen, Polar Research, 35(0), doi:10.3402/polar.v35.29878.

Humlum, O., Instanes, A. & Sollid J. L. (2003): Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges, Polar Research, 22:2, 191-215, DOI: 10.3402/polar.v22i2.6455

Instanes A, Rongved JL. (2017), Forventede klimaendringers påvirkning på byggegrunn i Longyearbyen-området. Delrapport 2 i oppdraget «Bygging og forvaltning på Svalbard i et langsiktig Klimaperspektiv». Statsbygg Rapport nr. IAS2171-1. 36 pp.

IPCC 2013 - Stocker, T., ed. Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2014.

Isaksen, K., Holmlund, P., Sollid, J. L. & Harris, C. (2001): Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. Permafrost Periglacial Process. 12, 13–25.

Isaksen, K., Ø. Nordli, E. J. Førland, E. Łupikasza, S. Eastwood, og T. Niedźwiedź (2016), Recent warming on Spitsbergen-Influence of atmospheric circulation and sea ice cover, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(20), 11,913-11,931, doi:10.1002/2016JD025606.

Isaksen m.fl. (2017). Meteorologisk Institutt, Klimascenarier for Longyearbyen-området Svalbard. Delrapport 1 for Statsbygg Oppdrag: «Bygging og forvaltning på Svalbard i et langsiktig klimaperspektiv».

Kearey, Ph., Brooks, M., Hill I., 2002. An introduction to geophysical exploration. Wiley-Blackwell Publishing, 262p.

Knödel, K., G. Lange, H.-J. Voigt, 2007. Environmental geology, Handbook for field methods and case studies, Ed: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ISBN 978-3-540-74669-0 Springer Berlin Heidelberg New York, 1357p.

Major et al. (1972): Geological Map of Svalbard 1:100 000, C9G Adventdalen. Norsk Polarinstitutt

Meld. St. 33 (2012-2013), 2013 Klimatilpasning i Norge – <https://www.regjeringen.no>.

Norges Geotekniske Institutt (2017): Deponering av avfall i nedlagte gruveganger i Barentsburg, Del 2 – Miljøriskovurdering. 20170541-02-R.

Palacky, G.J., 1987, Resistivity characteristics of geologic targets. Geosciences Journal, 3, 138–144.

Van Pelt, W. J. J., Kohler J., Liston G. E., Hagen J. O., Luks B., Reijmer C.H., & Pohjola V. A. (2016): Multidecadal climate and seasonal snow conditions in Svalbard, J. Geophys. Res. Earth Surf., 121, 2100–2117, doi:10.1002/2016JF003999.

Vikhamar-Schuler D, Førland EJ and Hisdal H (2016) Short overview over climate change and consequences on Svalbard.

Dokumentinformasjon/Document information		
Dokumenttittel/Document title Delrapport 1 – Feltundersøkelser og klimavurderinger		Dokumentnr./Document no. 20180397-01-R
Dokumenttype/Type of document Rapport / Report	Oppdragsgiver/Client Svalbard Miljøvernfond	Dato/Date 2018-12-14
Rettigheter til dokumentet iht kontrakt/ Proprietary rights to the document according to contract NGI		Rev.nr.&dato/Rev.no.&date 0 /
Distribusjon/Distribution FRI: Kan distribueres av Dokumentsenteret ved henvendelser / FREE: Can be distributed by the Document Centre on request		
Emneord/Keywords Permafrost, Aktivt lag, Permeabilitet, Deponi, ERT, forundersøkelser		

Stedfesting/Geographical information	
Land, fylke/Country Norge, Svalbard	Havområde/Offshore area
Kommune/Municipality Svalbard	Feltnavn/Field name
Sted/Location Longyearbyen	Sted/Location
Kartblad/Map	Felt, blokknr./Field, Block No.
UTM-koordinater/UTM-coordinates Sone: Øst: Nord:	Koordinater/Coordinates Projeksjon, datum: Øst: Nord:

Dokumentkontroll/Document control					
Kvalitetssikring i henhold til/Quality assurance according to NS-EN ISO9001					
Rev/Rev.	Revisjonsgrunnlag/Reason for revision	Egenkontroll av/ Self review by:	Sidemanns-kontroll av/ Colleague review by:	Uavhengig kontroll av/ Independent review by:	Tverrfaglig kontroll av/ Inter-disciplinary review by:
0	Originaldokument	2018-12-13 Andreas Olaus Harstad	2018-12-14 Regula Frauenfelder		

Dokument godkjent for utsendelse/ Document approved for release	Dato/Date 14. desember 2018	Prosjektleder/Project Manager Andreas Olaus Harstad
--	---------------------------------------	---

NGI (Norges Geotekniske Institutt) er et internasjonalt ledende senter for forskning og rådgivning innen ingeniørrelaterte geofag. Vi tilbyr ekspertise om jord, berg og snø og deres påvirkning på miljøet, konstruksjoner og anlegg, og hvordan jord og berg kan benyttes som byggegrunn og byggemateriale.

Vi arbeider i følgende markeder: Offshore energi – Bygg, anlegg og samferdsel – Naturfare – Miljøteknologi.

NGI er en privat næringsdrivende stiftelse med kontor og laboratorier i Oslo, avdelingskontor i Trondheim og datterselskaper i Houston, Texas, USA og i Perth, Western Australia.

www.ngi.no

NGI (Norwegian Geotechnical Institute) is a leading international centre for research and consulting within the geosciences. NGI develops optimum solutions for society and offers expertise on the behaviour of soil, rock and snow and their interaction with the natural and built environment.

NGI works within the following sectors: Offshore energy – Building, Construction and Transportation – Natural Hazards – Environmental Engineering.

NGI is a private foundation with office and laboratories in Oslo, a branch office in Trondheim and daughter companies in Houston, Texas, USA and in Perth, Western Australia

www.ngi.no

