



Pro gradu -tutkielma
Geofysiikan suuntautumisvaihtoehto

Sunderdhunga-jäätikön pintakerroksen mittaukset Himalajalla 2016

Henri Honkanen
8.12.2017

Ohjaaja: Matti Leppäranta
Tarkastajat: Matti Leppäranta ja Petteri Uotila

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

Tiedekunta / Osasto — Fakultet / Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Fysiikan laitos	
Tekijä — Författare — Author			
Henri Honkanen			
Työn nimi — Arbetets titel — Title			
Sunderdhunga-jäätikön pintakerroksen mittaukset Himalajalla 2016			
Oppiaine — Läroämne — Subject			
Geofysiikka			
Työn laji — Arbetets art — Level		Aika — Datum — Month and year	Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages
Pro gradu -tutkielma		Joulukuu 2017	74
Tiivistelmä — Referat — Abstract			
<p>Vuonna 2016 4. – 9. lokakuuta toteutettiin mittausjakso kenttätyönä Intian Himalajalla sijaitsevilla Sunderdhunga-jäätiköllä. Tämä työ käsittelee jäätikön päällä tehtyjä lumikuoppa-, säteily- ja lumiasemamittauksia. Lumikuoppia kaivettiin kaksi Sunderdhunga-jäätikölle ja viereiselle Panuti-jäätikölle neljä. Lumikuopille toteutettiin tyypillisimmät lumikuoppamittaukset, joita ovat lämpötila-, tiheys-, kovuus- ja raekoon ja -muodon mittaukset. Lisäksi kosteus- ja tiheysmittauksia tehtiin neljässä lumikuopassa lumihaarukka-mittalaitteella. Säteilymittauksia toteutettiin Sunderdhungalla pyranometrillä, nettosäteilymittarilla ja PAR-sensoreilla, joilla mitattiin myös Panuti-jäätiköllä. Tässä työssä käsitellään mittausten perusteella jäätikön pinnan kerrostuneisuutta ja tarkastellaan pinnan ja ilman välistä lämmönvaihtoa, jossa suurimmaksi tekijäksi osoittautui pitkäaalto säteily. Kenttämittauksissa havaittiin likainen kerros lumen ja ylivuotisen lumen välissä. Likaisessa kerroksessa oli paljon mustia partikkeleita ja tämän kerroksen vaikutuksia mm. lämmönjohtavuuteen ja tiheyteen tutkitaan. Tämä työ on osa Akatemian rahoittamaa Himalaja-projektia (toiminnassa 2013 – 2017), jossa Helsingin yliopiston, Ilmatieteen laitoksen ja TERIn (The Energy and Resource Institute, Intiasta) oli tarkoitus yhdessä selvittää aerosolien kuten mustan hiilen määrä, kulkeutuminen ja vaikutukset jäätikön pintakerrokseen.</p>			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords			
jäätikkö, kenttämittaukset, energiatase, Himalaja, lumikuoppa			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
Kumpulan kampuskirjasto			
Muuta tietoja — övriga uppgifter — Additional information			

Sisältö

1	Johdanto	1
2	Teoria	3
2.1	Lumi	3
2.2	Jäätiköt	5
2.3	Massatase	6
2.4	Lämpötase	8
2.5	Mittausmenetelmät	13
3	Himalajan tutkimusmatka	15
3.1	Yleistä projektista	15
3.2	2016 matkan kokonaiskuva	16
3.3	Mittalaitteet ja menetelmät	18
4	Tulokset	23
4.1	Havainnot	23
4.1.1	Lumikuoppa A	23
4.1.2	Lumikuoppa B	27
4.1.3	Lumikuoppa C	31
4.1.4	Lumikuoppa D	35
4.1.5	Lumikuoppa E	38
4.1.6	Lumikuoppa F	42
4.1.7	Muut mittaukset	44
4.2	Analyysit	49
4.2.1	Lumiasemamittaukset	49
4.2.2	Albedo	51
4.2.3	Energiatase	53
4.2.4	Lumipeitteen absorptio	56
4.2.5	Lumikuopista	59
5	Keskustelu	65
5.1	Mittausten onnistuminen	65
5.2	Tutkimusten jatkaminen	67
6	Johtopäätökset	69
	Lähteet	71

Luku 1

Johdanto

Jäätiköillä on suuri merkitys maapallomme ilmastolle ja ekologialle, sillä jäätiköiden jää peittää noin 10 % maan pinnasta. Noin 2 miljoonaa vuotta sitten tämä oli noin kolmasosan, mikä on vieläkin havaittavissa jäätiköiden muokkaamasta maaperästä. Jäätiköt vuorovaikuttavat ympäristönsä kanssa. Ilmasto vaikuttaa jäätiköihin suoraan ja jäätiköillä on vaikutusta ilmastoon esimerkiksi siten, että jäätiköiden lumi heijastaa enemmän valoa kuin paljas maa. Jäätiköitä tutkimalla voidaan havainnoida ilmaston historiaa eli jäätiköt toimivat ikään kuin tietopankkeina. Varsinkin jäätiköiden yhteys ilmastomuutokseen innostaa ja motivoi niiden tutkimista. Jäätiköillä on myös valtava vaikutus lähiseudun asukkaisiin, sillä jäätiköiden sulamisvesiä voidaan käyttää hyödyksi käyttövetenä, teollisuudessa ja maanviljelyssä. (Benn & Evans, 1998)

Historiallisia havaintoja jäätiköistä on löydetty jo 1000-luvulta islantilaisista teksteistä. Keskiajalta olevia dokumentteja on myös olemassa Alpeilta, joissa on aika-ajoin piirretty kuvia jäätiköistä ja näin seurattu niissä tapahtuvia muutoksia. 1500-luvulla pystyttiin ymmärtämään, että jäätiköiden jää pystyy liikkumaan, mutta liikkumisen fysiikasta ei tiedetty juurikaan mitään. 1700-luvun lopulla kuitenkin ymmärrettiin jäätiköiden virtaamisessa painovoiman rooli sekä se, että virtaukset jäässä eivät olleet samanlaisia jäätikön jokaisessa kohdassa. Varsinainen systemaattinen ja hieman nykyaikaisempi jäätiköiden tutkiminen alkoi 1830-luvulla, kun Alpeilla aloitettiin tehdä kenttämittauksia tavoitteena selvittää juurikin jäätikön virtausten vaihtelu eri puolilla jäätikköä. Noin sata vuotta myöhemmin ilmastotutkimukset tulivat mukaan jäätikkötutkimuksiin, kun ruvettiin tutkimaan lämmönvaihtoa jäätikön pinnalla ja jäätiköiden reagointia ilmaston muuttumiseen. Ilmaston vaikutusten tutkimista pidettiin tärkeänä, koska jäätiköiden läheisyyteen oli rakennettu mm. vesivoimaloita, teitä ja kaivoksia. Jäätiköiden tutkiminen sai lisävauhtia, kun aloitettiin moderni Etelämantereen tutkiminen Norjan, Iso-Britannian ja Ruotsin lähettämän retkikunnan myötä vuosina 1949 – 52. Toisen maailmansodan jälkeen kaukokartoituksen käyttö yleistyi myös jäätiköiden tutkimisessa, mikä lisäsi jäätiköistä saatavan informaation määrää merkittävästi. (Paterson (1994), Pellikka & Rees (2010))

Keski-Aasiassa sijaitsee maailman korkein vuoristo, Himalaja. Tämän vuoriston korkeus, sijainti ja olosuhteet mahdollistavat jäätiköiden olemassaolon. Jäätiköitä on vuoristossa hyvin paljon ja niistä tuleva sulamisvesi on ehdottoman tärkeä Himalajaa ympäröivien valtioiden asukkaille, joita on noin miljardi. Sulamisvesi on suuressa käytössä talousve-

tenä, teollisuudessa, maanviljelyssä ja energiantuotannossa. Tämä elintärkeä vedensaanti muuttuu ilmaston muuttuessa ja voi aiheuttaa suuriakin ongelmia. (Bolch, 2017)

Vuosien 2013 – 2017 aikana oli toiminnassa Akatemian rahoittama projekti, jonka tarkoituksena oli tehdä aerosoli- ja jäätikkötutkimuksia. Projektin tavoitteena oli selvittää absorboivien aerosolien kuten mustan hiilen määrä ja kuljetus Himalajalla, jäätikön pinnan ja ilmakehän välistä lämmön vaihtoa, jäätikön pinnan sulamista ja albedon vaikutusta näihin. Tavoitteena oli myös arvioida nykyistä ja tulevaa aerosoleista johtuvaa ilmaston lämpenemistä Himalajalla, sekä parantaa yhteistyötä suomalaisten ja intialaisten tutkijoiden välillä. Projektin asettamat hypoteesit olivat mustan hiilen, aavikon pölyn ja muiden aerosolien kiihdyttävän jäätiköiden sulamista lämmittämällä ilmakehää ja pienentämällä pinnan albedoa. Oletuksena oli myös, että aerosolien määrä riippuu jäätikön viettosuunnasta suhteessa saastumislähteisiin ja kasvihuonekaasujen ohella absorboivat aerosolit ovat merkittävin tekijä jäätiköiden sulamiselle niillä jäätiköillä, jotka ovat alttiita aerosolien kertymiselle. Yksi ratkaisu jäätiköiden sulamisen estämiselle olisi aerosolien ja hiilidioksidin lokaali ja globaali hallitseminen.

Syksyllä 2016 toteutettiin tutkimusmatka Intian Himalajalle Sunderdhunga-jäätikölle ja sen vieressä olevalle Panuti-jäätikölle. Tutkimusmatkalla tehtiin kenttämittauksia molemmilla jäätiköillä, jotka sisälsivät muun muassa tiheys-, lämpötila-, säteilymittauksia ja näytteiden ottoa mustahiilianalyysiä varten. Tutkimusmatkan perusleirissä suoritettiin sää- ja aerosolimittauksia. Tässä työssä esitetään jäätiköillä tehtyjä kenttämittauksia ja käsitellään niitä laskemalla energiatase ja tarkastelemalla albedoa.

Tämän työn toinen luku käsittelee jäätikkötutkimukseen liittyvää teoriaa. Näitä ovat esimerkiksi lumen ja jään ominaisuudet ja lämmön vaihto lumen pinnan ja ilman välillä. Luvussa on myös katsaus, joka selittää jäätiköiden geofysikaalisia ominaisuuksia, esimerkiksi massataseen laskeminen. Teoriaosuudessa selitetään myös yleisimmät mittausten menetelmät, mitä jäätikkötutkimuksissa käytetään.

Luku 3 esittelee kyseessä olevaa projektia sekä itse vuoden 2016 tutkimusmatkaa. Tämä luku kertoo myös kenttämittauksissa käytetyistä mittalaitteista, sekä niiden toiminnasta että ominaisuuksista.

Luku 4 esittelee ensin tehdyt mittaukset. Jokaisessa kuudessa kuopassa tehdyt mittaukset on eritelty erikseen. Mittauksista on tehty taulukko, josta ilmenee lumikuopista havaitut kerrokset, raekoko ja raemuoto. Jokaiselle kuopalle on myös kuvaaja lämpötila- ja tiheysprofiilista ja neljälle kuopalle löytyy myös kosteusprofiili. Viidestä kuopasta on myös otettu kuvat. Kyseinen luku käsittelee myös muita tehtyjä mittauksia, jotka ovat säteilymittauksia ja lumiasemalla mitattuja lämpötilahavaintoja. Luku 4 sisältää myös analyysit tehdyistä mittauksista, jotka enimmäkseen koskevat säteilyhavaintoja.

Luku 5 on keskustelu osio, joka käsittelee läpi tehdyt mittaukset. Luku 5 pohtii mittausten onnistumista ja sitä mitä olisi voitu tehdä paremmin sekä mitä voisi vielä jatkossa näiden mittausten eteen tehdä.

Luku 2

Teoria

2.1 Lumi

Vesi voi esiintyä maapallolla kolmessa eri olomuodossa: vesihöyrynä, nesteinä ja jäänä. Jäätä voidaan luokitella sen tiheyden perusteella ali- tai ylivuotiseksi lumeksi sekä kiinteäksi jääksi. Lunta syntyy kun vesihöyry härmistyy ilmakehässä ja sataa painovoiman vaikutuksesta maan pinnalle. Rakeisesta muodosta johtuen lumen rakeiden väliin jää paljon ilmaa ja mahdollisesti myös nestemäistä vettä, mikä tekee lumelle pienen tiheyden. Lumen seassa voi olla myös epäpuhtauksia kuten pölyä, hiekkaa, mustaa hiiltä, happeja, orgaanisia aineita ja muita aineita. Tuore lumi voi olla tiheydeltään alle 100 kg/m^3 . Lumen tiheyttä nostaa sen metamorfoosi ajan myötä kuten esimerkiksi pakkaantuminen. Lunta aletaan kutsua saksankielisellä nimellä firniksi, kun lumen ikä on yli vuoden ja tiheys on yli 400 kg/m^3 . Firn tarkoittaa suomeksi ylivuotista lunta, eli lumi on selvinnyt ainakin yhden kesäkauden yli. Kun firnin tiheys ylittää 830 kg/m^3 , niin siinä on enää vain vähän ilmaa, ilmakehanavat sulkeutuvat ilmakehiksi ja rakenne muuttuu kiinteäksi. Tällöin sitä kutsutaan jääksi. Lumen muuttuminen jääksi on huomattavasti nopeampaa kosteassa lumessa kuin kuivassa lumessa. Kosteassa lumessa vapaa sula vesi jäätyessään yhdistää sidoksilla lumirakeita toisiinsa. Vesi myös jäätyessään sulkee avoimia ilmakehavia. Kuivassa lumipeitteessä lumen tiivistyminen jääksi tapahtuu vasta noin 60 – 70 metrin syvyydessä, jossa paine on tarpeeksi suuri. Lumirakeita voidaan luokitella niiden koon perusteella hienoksi, keskikokoiseksi ja karkeaksi. Ulkomuodon perusteella voidaan luokitella kristalliseksi, puuterimaiseksi, rakeiseksi, kuulamaiseksi tai sekoitukseksi. (Singh, 2001)

Lumihiutale saa alkunsa ilmakehässä. Hiutaleen muoto ja syntyminen pilvessä riippuu jääytimestä, pilven lämpötilasta ja liikkeistä, ja vesihöyrystä. Jääytimet ovat kooltaan noin mikrometrin luokkaa ja niitä syntyy luonnostaan atmosfäärissä alle -5 Celsius-asteen lämpötilassa. Ne ovat pieniä jääkiteitä, joihin alkaa kondensoitua vesihöyryä. Ympäröivä lämpötila ja kosteustila määräävät, minkälaisen muodon jääkide saa vesihöyryn härmistyessä. Muoto voi olla neulamainen, kun lämpötila on -3 – -8 astetta, levymäinen -8 – -25 asteessa, tähtimäinen -10 – -20 asteessa ja prismamainen -30 asteessa. (DeWalle, 2008)

Maassa lumirakeiden muoto muuttuu ajan myötä metamorfoosin vaikutuksesta. Metamorfoosi alkaa heti lumikiteen sataessa maanpinnalle ja loppuu sen sulaessa pois. Uudella lumella on usein sakarainen kidemuoto. Ajan myötä muoto muuttuu rakeisemmaksi, rae-

koko kasvaa ja lumen tiheys kasvaa samalla. Tiheyden muutokselle ajan funktiona voidaan käyttää tilastollista approksimaatiota

$$\rho_n = \rho_0(n + 1)^{0.3} \quad (2.1)$$

jossa ρ_0 on uuden lumen tiheyden keskiarvo (esim. 100 kg/m^3) ja n on päivien lukumäärä. Jos ρ_0 on 100 kg/m^3 , niin n 3 vuoden päivämäärällä antaa arvoksi noin 810 kg/m^3 , joka on jo lähes jään tiheyden arvo. Tuoreella lumella raekoko on yleensä noin $0,01 - 0,5 \text{ mm}$, vanhalla lumella $0,5 - 3,0 \text{ mm}$ ja firnillä $0,5 - 5,0 \text{ mm}$. Jäällä raekoko voi olla $1,0 - 100,0 \text{ mm}$. (Singh, 2001)

Kuivassa lumessa lumihutaleiden pyöristyminen tapahtuu siten, että massaa siirtyy hiutaleen kuperilta pinnoilta koverille. Kuperalla pinnalla vesihöyrynpaine on suurempi kuin koveralla pinnalla, jolloin diffuusion vaikutuksesta massaa siirtyy ja hiutale pyöristyy. Pyöristyminen ja sintraantuminen alkaa pian lumisateen jälkeen. Mitä vanhempi hiutale on niin sitä pyöristyneempi se on. (DeWalle, 2008)

Märän lumen metamorfoosissa pienet rakeet sulavat helpommin kuin suuret rakeet. Lumen lämmitessä pienimmät rakeet sulavat siis ensin. Pienten rakeiden sulamisvesi jäätyy uudelleen suurien rakeiden pinnalle lämpötilan laskiessa. Tällainen tapahtuma kasvattaa nopeasti rakeiden kokoa ja tekee niistä pyöreitä. Myös lumihangen tiheys kasvaa. (DeWalle, 2008)

Taulukossa 2.1 on luokiteltu lunta sen kosteuspitoisuuden perusteella. Lumi on kuivaa, kun lumen lämpötila on alle $0 \text{ }^\circ\text{C}$, joten lumen nestemäisen veden pitoisuus on nolla. Kun lumessa esiintyy nestemäistä vettä, on lumen lämpötilan oltava $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Kosteassa lumessa nestemäinen vesi ei ole paljain silmin havaittavissa, mutta lunta puristaessa lumirakeet kiinnittyvät toisiinsa. Märässä lumessa nestemäinen vesi on havaittavissa 10 kertaisessa suurennoksessa, mutta puristaessa lunta se ei valuta nestemäistä vettä ulos. Hyvin märässä lumessa lumirakeiden välissä on ilmaa enemmän kuin vettä, mutta puristaessa lunta nestemäistä vettä valuu ulos. Lämpimässä lumessa suurin osa rakeiden väleistä on täyttynyt nestemäisellä vedellä ja puristaessa lunta nestemäistä vettä valuu huomattavasti ulos. (Techel & Pielmeier, 2011)

Taulukko 2.1: Lumen kosteuspitoisuuden luokittelu nestemäisen veden tilavuuden mukaan. (Techel & Pielmeier, 2011)

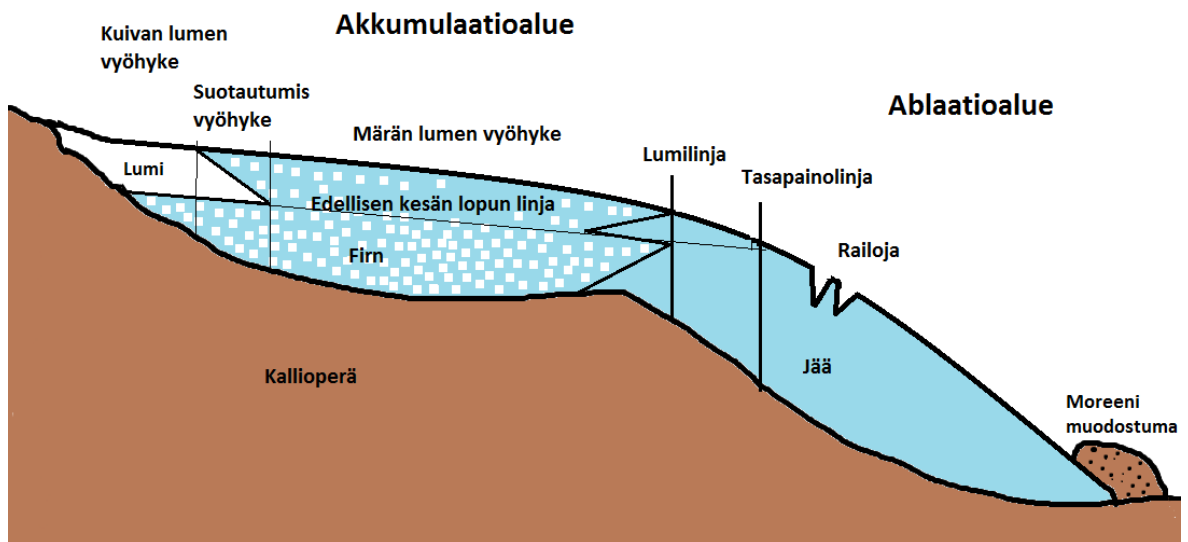
Luokitusnumero	Lumen kosteuspitoisuus	Lämpötila	Kosteus [vol. %]
1	Kuiva	$< 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$	0
2	Kostea	$= 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$	0 – 3
3	Märkä	$= 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$	3 – 8
4	Hyvin märkä	$= 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$	8 – 15
5	Lämpimärkä	$= 0,0 \text{ }^\circ\text{C}$	> 15

2.2 Jäätiköt

Jäätikkö on lumesta ja jäästä koostuva systeemi, joka säilyy vuoden ympäri sulamatta täysin. Jäätiköiden jää virtaa painovoiman vaikutuksesta tahmean nesteen tavoin alaspäin. Virtausnopeudet jäällä tosin ovat huomattavasti hitaammat kuin vedellä esimerkiksi jokisysteemeissä. Jäätikkö voidaan jakaa kahteen pääalueeseen eli akkumulaatio- ja ablaatioalueeseen. Näiden väliin jää tasapainolinja, jossa kertymä ja häviö ovat tasapainossa. Akkumulaatioalueella kertymä on vuoden aikana suurempi kuin häviö ja ablaatioalueella päinvastoin. Jotta jäätikkö pysyisi tasapainossa eli sen massatase olisi vakio, on akkumulaatioalueelta virrattava jäätä ablaatioalueelle sen häviön verran. Tyypillinen virtausnopeus jäällä voi olla muutamista senttimetreistä metriin päivässä. (Singh, 2001)

Jäätiköitä voidaan jakaa eri tyyppeihin. Näitä ovat laaksojäätiköt, mannerjäätiköt ja lakijäätiköt. Vuoristojäätiköt ovat usein laaksojäätiköitä, joissa jäätikön akkumulaatioalue sijaitsee korkealla vuorten huippujen tuntumassa. Jää alkaa virrata akkumulaatioalueelta alemmille korkeuksille vuorten välisiä laaksoja pitkin. Myös jään virtaus kuluttaa virtauskanavaa entisestään. Jäätikölle voi muodostua kymmeniä kilometrejä pitkiä jäätä virtaavia uomia. Jäätikkö päättyy, kun jää on virrannut niin alas, että ablaation vaikutus ylittää virtaavan jään määrän. (Singh, 2001)

Mannerjäätiköt ovat valtavia systeemejä, jotka peittävät alleen jopa kokonaisia mantereita. Mannerjäätiköiden virtaus ei enää niinkään ole riippuvainen alustan topografiasta, vaan omasta massastaan ja gravitaatiosta. Mannerjäätiköitä ovat Antarktiksella ja Grönlannilla jäätiköt. Varsinkin Antarktiksella jään virtaus voi jatkua merelle asti, jossa meren pinnalle muodostuu jäähyly eli valtava jäälautta. Merkittävin ablaatio tapahtuu poikimalla, jossa haurastuneesta jäähylystä irtoaa jäälohkareita ja jäävuoria mereen. (Singh, 2001)



Kuva 2.1: Tavallisen vuoristojäätikön tyypillinen rakenne. Kuva perustuu lähteeseen.Hooke (2005)

Lakijäätiköt ovat tavallaan samanlaisia kuten mannerjäätiköt, mutta koko on huomattavasti pienempi. Lakijäätiköt voivat peittää alleen kokonaisia vuoristo- tai ylänmaa-alueita. Alustan topografialla ei ole suurta merkitystä virtaussysteemiin. Lakijäätiköistä voi laskea

alas laaksojäätiköiden kaltaisia pitkiä uomia. Lakijäätiköitä löytyy esimerkiksi Islannista. (Singh, 2001)

Jäätiköitä voidaan myös luokitella lämpötilan perusteella lauhkeiksi ja polaariseksi jäätiköiksi. Polaarijäätiköt ovat kauttaaltaan selvästi alle jään sulamispisteen lämpötilan ja akkumulaatioalueen pinnalla ei tapahdu sulamista. Lauhkeilla jäätiköillä taas lämpötila voi olla koko jäätiköllä lähes sulamispisteessä ja sulamista tapahtuu pintakerroksessa. (Singh, 2001)

Jäätikön akkumulaatioalue voidaan jakaa vielä erillisiin pienempiin alueisiin lumen ja jään ominaisuuksien perusteella, kuten kuvassa 2.1. Ylimpänä vyöhykkeenä jäätikössä on kuivan lumen vyöhyke, jossa lumi ei sula laisinkaan koko vuoden aikana. Tällaisia vyöhykkeitä on vain kylmimmillä polaari jäätiköillä. Kuivan lumen vyöhykettä seuraa suotautumisvyöhyke, jossa vain osa lumesta pääsee sulamaan. Näiden vyöhykkeiden väliin jää kuivan lumen linja. Suotautumisvyöhykkeen jälkeen tulee märän lumen vyöhyke, jossa vuoden aikana kaikki lumi pääsee osittain sulamaan ja kastumaan. Lumi tulee jäätymään uudelleen firniksi. Märän lumen vyöhyke päättyy lumilinjaan. Lumilinjan jälkeen tulee tiivistyneen jäätikköjään vyöhyke, joka päättyy tasapainolinjaan. Tällä vyöhykkeellä lumi on päässyt tiivistymään jääksi asti. Mahdollista on myös, että jäätikköjään vyöhyke puuttuu täysin akkumulaatioalueelta ja tasapainolinja kulkee lumilinjan kohdalla. (Hooke, 2005; Singh, 2001)

2.3 Massatase

Jäätiköitymiselle suotuisat olosuhteet saavutetaan, kun vuoden aikana lunta ja jäätä kertyy enemmän kuin sitä sulaa. Lämpötilan on oltava tarpeeksi alhainen ja sadannan tarpeeksi suuri, jotta vuotuinen kertymä olisi mahdollista. Tällaiset olosuhteet saavutetaan, kun lähestytään polaarialueita tai noustaan tarpeeksi korkealle merenpinnan tasolta. Aluetta, jossa lunta ja jäätä kertyy enemmän kuin katoaa, kutsutaan kertymä- eli akkumulaatioalueeksi. Jään tärkeimpiä ominaisuuksia on sen kyky virrata fluidin tavoin. Tällöin kertymä ei ole loputonta akkumulaatioalueella, vaan lumi ja jää alkaa virrata alemmille korkeuksille painovoiman vaikutuksesta. Lumi ja jää saavuttavat alemmilla korkeuksilla tason, jossa vuotuinen häviö on suurempaa kuin kertymä, jolloin tarpeeksi alhaalla lumen ja jään ympärivuotuinen esiintyminen loppuu. Jäätiköllä aluetta jossa vuotuinen häviö ylittää kertymän, kutsutaan ablaatioalueeksi. Akkumulaatio kasvaa korkeuden funktiona ja kääntäen ablaatio laskee korkeuden kasvaessa. (Hooke, 2005)

Massatase kuvastaa jäätikön kokonaismassan muutosta. Massataseella voidaan kuvata jäätikön kehitystä jopa kymmeniä vuosia pitkällä aikavälillä. Toisaalta massataseella voidaan kuvata myös muutosta vuoden aikana ja muutosta eri korkeuksilla tai alueilla. (Hock, 2014)

Akkumulaation merkittävin tekijä on lumisadanta. Akkumulaatiota aiheuttavat jonkin verran myös lumivyöryt, vesihöyryn kondensoituminen ja tuulen aiheuttama kulkeutuminen. Tuulen aiheuttama eroosio ja lumivyöryt voivat myös aiheuttaa ablaatiota. Merkittävää ablaatiota aiheuttavat sulaminen, haihtuminen ja sublimaatio. Jäätikön alarajan

yltäessä vesistöön asti, voi poikimisen osuus ablaatiosta olla hyvinkin suuri. (Hock, 2014)

Akkumulaatio ja ablaatio määräävät muutokset massataseessa. Massataseessa ei tapahdu muutosta, jos akkumulaatio ja ablaatio ovat tasapainossa keskenään. Tase on negatiivinen, jos ablaatio on suurempaa kuin akkumulaatio ja positiivinen päinvastoin. Massataseelle voidaan kirjoittaa yhtälö (Hock, 2014; Singh, 2001):

$$\text{Massatase} = \text{Akkumulaatio} - \text{Ablaatio}$$

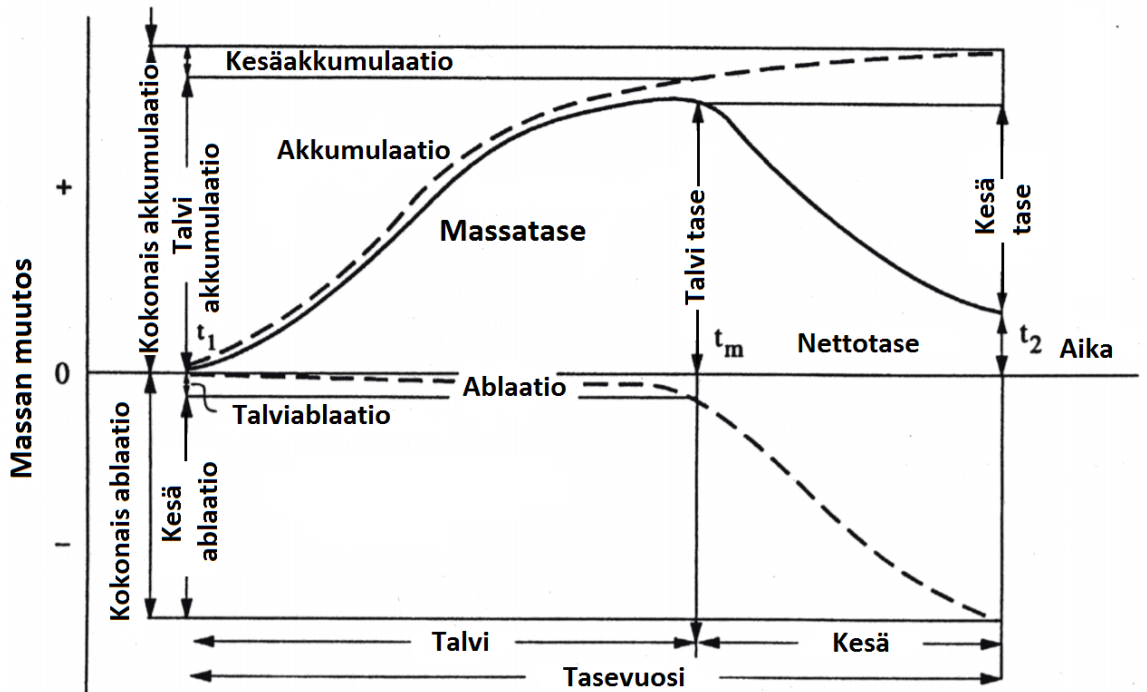
$$\text{Akkumulaatio} = \text{Sadanta} + \text{Härmistyminen} + \text{Kulkeutuminen}^+ + \text{Lumivyöryt}^+$$

$$\text{Ablaatio} = \text{Sulaminen} + \text{Sublimaatio} + \text{Kulkeutuminen}^- + \text{Lumivyöryt}^- + \text{Poikiminen}$$

(2.2)

Jossa yläindeksi + tarkoittaa kyseisen tekijän lisäävää vaikutusta eli akkumulaatiota ja -tarkoittaa ablaatiota. Edellisillä yhtälöillä voidaan kuvata massatasetta vuosittaisena muutoksena tai useamman vuoden aikavälillä.

Massataseen yksikkönä on yleisimmin käytetty massayksikköä gigatonni [Gt] ajan suhteen. Yksikkö voi vaihdella riippuen tarkasteltavan jäätikön kokoluokasta. Massataseen yksikkönä voidaan käyttää myös tilavuusmuutosta pinta-alaa kohti, jolloin lumen ja jään määrä on muutettu vesimäärään, jota ne sulaessaan vastaisivat. Tällöin tulee tietää lumen ja jään tiheys. Havainnollistaessa massatasetta pinta-alaa kohden voidaan käyttää yksikköä kg/m^2 . (Hock, 2014)



Kuva 2.2: Kaaviokuva vuosittaiselle massataseelle (Paterson, 1994)

Kuva 2.2 kuvastaa, kuinka jäätikön massatase muuttuu vuoden aikana eri vuodenaikoina. Talvella lunta ja jäätä akkumuloituu ja ablaatio on lähestulkoon nolla. Kesän aikana

akkumulaatiota saattaa vielä olla akkumulaatioalueella, mutta akkumulaation määrä on huomattavasti vähäisempää kuin talven aikana. Ablatio taas on hyvin voimakasta, jolloin lunta ja jäätä sulaa paljon pois. Jos vuoden aikana massan muutos on nolla, niin koko vuoden aikana ablatio on yhtä suurta kuin vuoden aikainen akkumulaatio. Talvitaseella tarkoitetaan talven aikana tapahtunutta muutosta jäätikön massassa ja kesätaseella kesän aikana tapahtunutta.

2.4 Lämpötase

Lumen ja jään pinnan energianvaihto ympäristön kanssa on erittäin tärkeässä roolissa massatasea tutkittaessa. Lämpötase eli energiatase vaikuttaa ablaation kuten sulamisen voimakkuuteen. Lumen ja jään pinnan positiivinen lämpövuoto tarkoittaa, että pinta vastaanottaa enemmän energiaa kuin luovuttaa. Lumelle ja jäälle tämä tarkoittaa lämpenemistä ja sulamista. Lämpötasetta voidaan kuvata seuraavalla yhtälöllä (Gertler ym., 2016; Oerlemans, 2001; Singh, 2001)

$$Q^* = K(1 - \alpha) + L^* + Q_H + Q_E + Q_R + Q_A \quad (2.3)$$

jossa

Q^* on pinnan energiatase [W/m^2],

$K(1 - \alpha)$ on pinnan lyhytaaltosäteily, jossa α on pinnan albedo [0 – 1] ja K on pintaan saapuva lyhytaaltosäteily,

L^* on pinnan netto pitkäaaltosäteily,

Q_H ja Q_E ovat havaittava ja latentti lämmönvuoto ja

Q_R ja Q_A ovat sadannasta ja jäätikössä tapahtuvasta advektiosta johtuvat lämmönvuot.

Aurinko emittoi mustan kappaleen tavoin Planckin lain mukaisesti sähkömagneettista säteilyä. Auringon kuumasta pintalämpötilasta johtuen säteilyn aallonpituus on lyhyttä, enimmäkseen näkyvän valon aallonpituuksia (0,4 – 0,7 μm) (Stull (2000) s. 30). Auringonsäteilyn maksimiteho voidaan pitää vakiona. Suurimmillaan teho on, kun aurinko paistaa kohtisuoraan kohti maanpintaa, jolloin aurinkovakioksi kutsuttu säteilyteho, S^* on 1370 W/m^2 . Säteilyteho riippuu kuitenkin ilmakehän koostumuksesta, kuten pilvisyydestä ja pinnan sekä auringon välisestä kulmasta, mihin vaikuttaa pinnan kaltevuus, leveyspiiri, vuoden- ja vuorokaudenaika. Teoreettisesti auringon säteilyteho voidaan laskea seuraavilla kaavoilla (Liston & Elder, 2006a):

$$Q_{si} = S^* (\Psi_{dir} \cos i + \Psi_{dif} \cos Z) \quad (2.4)$$

jossa

Q_{si} on auringon lyhytaaltainen säteilyteho [W/m^2],

S^* on aurinkovakio [$1370 W/m^2$],

Ψ_{dir} ja Ψ_{dif} ovat suora ja diffuusoitunut maan saavuttavat säteilyt (kaavat 2.10 ja 2.11),

i on suoran auringonsäteilyn ja maan pinnan välinen kulma (kaava 2.8) ja

Z on auringon zeniittikulma (kaava 2.5).

$$\cos Z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \tau \quad (2.5)$$

jossa

ϕ on leveyspiiri,

δ on auringon vuorokaudesta riippuva korkeuskulma suhteessa ekvaattoritasoon eli deklinaatio (kaava 2.6) ja

τ on vuorokauden aikainen auringon korkeuskulma eli tuntikulma (kaava 2.7).

$$\delta = \phi_T \cos\left[2\pi\left(\frac{d - d_r}{d_y}\right)\right] \quad (2.6)$$

jossa

ϕ_T on Kravun kääntöpiiri (23,4° pohjoista leveyttä),

d on vuoden päivä,

d_r on kesäpäivän seisaus ja

d_y on vuoden päivien määrän keskiarvo.

$$\tau = \pi\left(\frac{h}{12} - 1\right) \quad (2.7)$$

jossa

h on tunti vuorokaudesta.

$$\cos i = \cos \beta \cos Z \cos(\mu - \xi) \quad (2.8)$$

jossa

β on maan rinteen kulma,

ξ on maan rinteen viettosuunta ja

μ on auringon suunta (kaava 2.9).

$$\mu = \sin^{-1}\left(\frac{\cos \delta \sin \tau}{\sin Z}\right) \quad (2.9)$$

$$\Psi_{\text{dir}} = (0,6 - 0,2 \cos Z)(1,0 - \sigma_c) \quad (2.10)$$

jossa

σ_c on pilvisyyskerroin (kaava 2.13).

$$\Psi_{\text{dif}} = (0,3 - 0,1 \cos Z)\sigma_c \quad (2.11)$$

Pinnan pitkäaaltosäteilytase koostuu lumi/jää pinnan emittoimasta säteilystä sekä ilmakehän emittoimasta säteilystä pintaan. Pinnan emittoimaa pitkäaaltosäteilyä voidaan mallintaa mustana kappaleena ja ilmakehää harmaana kappaleena. Kappaleen säteilyn aallonpituus ja säteilyvuo riippuvat Planckin ja Stefan-Boltzmannin lain mukaisesti kappaleen lämpötilasta ja emissiviteetistä. Koska pintaa voidaan mallintaa mustana kappaleena niin sen emissiviteetti on pyöristettynä 1. (Singh, 2001)

$$L^* = L_i - L_o \approx \sigma(\epsilon_a T_a^4 - T_s^4) \quad (2.12)$$

jossa

L_i on ilmakehän säteily [W/m^2],

L_o on pinnan säteily [W/m^2],

ϵ_a on ilmakehän emissiviteetti [0 – 1],

σ on Stefan-Boltzmannin vakio [$5,67 \times 10^{-11} \text{ kW/m}^2 \text{ K}^4$] ja T_a ja T_s ovat ilman ja pinnan lämpötilat [K].

Ilmakehän emissiviteetille on olemassa useita yhtälöitä, joilla voidaan arvioida sen suuruutta. Emissiviteetti itsessään kuvaa kappaleen kykyä säteillä sen energiaa lämpösäteilynä ympäristöönsä. Liston & Elder (2006a) mukaan ilmakehän emissiviteetti riippuu ilmankosteudesta ja lämpötilasta. Pilvisyyserroin, σ_c vaikuttaa suuresti ilmakehän emissiviteettiin, joka seuraavassa approksimaatiossa riippuu vain ilman suhteellisesta kosteudesta painepinnalla 700 hPa.

$$\sigma_c = 0.832e^{\frac{RH_{700}-100}{41.6}} \quad (2.13)$$

Emissiviteetti taas saadaan kaavasta:

$$\epsilon_a = \kappa(1 + Z_s \sigma_c^2) [1 - X_s e^{-\frac{Y_s e}{T_a}}] \quad (2.14)$$

Jossa κ on vakio, joka on arvoltaan 1,083 ja yli 3000 metrin korkeudella seuraavat muuttajat ovat $X_s = 0.51$, $Y_s = 0.130 \text{ KPa}^{-1}$ ja $Z_s = 1.1$

Vesihöyryn kyllästyspaineelle voidaan käyttää lämpötilasta riippuvaa yhtälöä, kun käsitellään ilmaa, joka on vesi-, lumi- tai jääpinnan yläpuolella. (Leppäranta, 2015) (s.282)

$$\log_{10} e_w(T) = \frac{0.7859 + 0.03477T}{1 + 0.00412T} \quad (2.15)$$

$$\log_{10} e_i(T) = \log_{10} e_w(T) + 0.00422T \quad (2.16)$$

Jossa e_w on vesihöyrynpaine veden yläpuolella ja e_i on vesihöyrynpaine lumen tai jään pinnalla. Vesihöyrynpaineen yksikkönä yhtälöissä on mbar.

Nyt myös suhteellinen kosteus (RH) on laskettavissa, kun tunnetaan vesihöyrynpaine, sekä kyllästyshöyrynpaine (Liston & Elder, 2006a).

$$RH = 100 \frac{e}{e_s} \quad (2.17)$$

Ilman ominaiskosteuden, q ja vesihöyrynpaineen, e välistä suhdetta voidaan kuvata yhtälöllä:

$$q = \frac{0.622e}{p_a} \quad (2.18)$$

jossa p_a on ilmanpaine [Pa].

Lämpötila tietyllä korkeudella voidaan laskea ekstrapoloimalla. Tähän voidaan hyödyntää yhtälöä (Liston & Elder, 2006a)

$$T_a = T_{stn} - \Gamma(z - z_{stn}) \quad (2.19)$$

jossa T_{stn} on mitattu lämpötila, Γ on kuukauden ilman lämpötilagradientti (Taulukko 2.2) ja z_{stn} on mittaustaikinan korkeus.

Taulukko 2.2: Liston & Elder (2006a) taulukoimat arvot lämpötilagradientin kertoimille pohjoisella pallonpuoliskolla.

Kuukausi	Ilman lämpötila- gradientti [$^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$]
Tammikuu	4.4
Helmikuu	5.9
Maaliskuu	7.1
Huhtikuu	7.8
Toukokuu	8.1
Kesäkuu	8.2
Heinäkuu	8.1
Elokuu	8.1
Syyskuu	7.7
Lokakuu	6.8
Marraskuu	5.5
Joulukuu	4.7

Mahdollinen vesisade luovuttaa lämpöä lumipeitteelle. (Oerlemans, 2001)

$$Q_R = \rho_w c_p (T_r - T_s) P_r \quad (2.20)$$

jossa

Q_R on sateen mukana siirtyvä lämpö pintaan [W/m^2],

ρ_w on sadeveden tiheys [kg/m^3],

c_p on veden ominaislämpökapasiteetti [$4,2176 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Leppäranta, 2015)] T_r ja T_s ovat sateen ja pinnan lämpötilat,

P_r on sademäärä [m/s].

Albedo kuvastaa pinnan kykyä heijastaa auringonsäteilyä takaisin avaruuteen. Albedo on auringosta saapuvan lyhytaaltosäteilyn (aallonpituus on 300 – 3000 nm) ja pinnasta heijastuvan säteilyn suhde. Alas- ja ylöspäin menevästä säteilystä voidaan kirjoittaa albedolle yhtälö

$$\alpha = \frac{K_{\uparrow}(0^-)}{K_{\downarrow}(0^-)} \quad (2.21)$$

jossa K_{\uparrow} on ylöspäin menevä säteily ja K_{\downarrow} on alaspäin menevä säteily. 0^- kuvastaa tasoa juuri pinnan yläpuolella. (Järvinen, 2013)

Mitä suurempi on albedon arvo (0 – 1), sitä enemmän pinta heijastaa auringon valoa. Pieni albedon arvo tarkoittaa, että pinta absorboi enemmän säteilyä kuin suuremmalla arvolla. Lumella (ja jäällä) albedon vaihtelu on suuri. Puhdas ja tuore lumi heijastaa huomattavasti paremmin säteilyä kuin vanha ja likainen. Lämpö- ja massataseen kannalta albedo vaikuttaa siihen, kuinka helposti pintakerros vastaanottaa energiaa ja sitä kautta

sulaa. (Oerlemans, 2001) On huomattu, että auringon korkeus suhteessa maaston kaltevuuteen vaikuttaa albedon suuruuteen. Mitä korkeammalla aurinko on eli mitä enemmän auringon suunta on kohtisuorassa pinnan tasoon, niin sitä enemmän lumipeite absorboi auringonvaloa eli auringon paistaessa korkealta albedon arvo on pieni ja matalalta paistessa suuri. Auringon paistaessa korkealta valo pääsee paremmin lumirakeiden lävitse syvälle hankeen ja absorboituu tehokkaammin. Tämä saa aikaiseksi sen, että mitatut päivittäiset albedon arvot muodostavat kuvaajiin piirrettyinä U :n muotoisia käyriä eli vuorokausisyklejä. Lumen raekoko vaikuttaa albedoon siten, että raekoon kasvaessa albedo pienenee rakeen optisten ominaisuuksien muuttuessa. Myös kosteuden lisääntyminen lumipeitteessä laskee albedoa. Pilvisyyden lisääntyminen kasvattaa albedon arvoa. Aallonpituudet, jotka ovat lähellä infrapuna, absorboituvat jo pilviin. Samat aallonpituudet absorboituisivat lumipeitteeseen kirkkaalla säällä. Pilvisellä säällä lumipeitteelle asti pääsee vähemmän siihen absorboituvia aallonpituuksia, jolloin heijastuvien aallonpituuksien osuus kasvaa ja albedon arvo kasvaa. (Järvinen, 2013)

Taulukko 2.3: Albedon arvoja erilaisille lumi- tai jääpinnoille (Gölles, 2016)

Pinnan tyyppi	minimi	maksimi
uusi, kuiva lumi	0.75	0.98
vanha, puhdas ja kuiva lumi	0.70	0.85
vanha, puhdas ja märkä lumi	0.46	0.70
vanha, likainen ja kuiva lumi	0.30	0.60
vanha, likainen ja märkä lumi	0.30	0.50
puhdas jäätikköjää	0.30	0.56
likainen jää	0.21	0.44

Aistittavalla lämmönvuolla eli johtumislämmöllä tarkoitetaan pintakerroksen ja ilman välistä lämmönvaihtoa. Lämpövuon suunta on ilmasta pintakerrokseen, jos ilma on pintakerrosta lämpimämpää. Tuuli on aina turbulenttista, joten lämmönvaihtoprosessikin on turbulenttinen. Tuulen vertikaalinen nopeus vaikuttaa prosessin nopeuteen. (Singh, 2001)

Latentti lämmönvuo riippuu myös turbulenssista, mutta siinä vesihöyrynpaineiden ero on ratkaiseva tekijä. Lunta voi sublimoitua tai vesihöyryä härmistyä, jolloin olomuodon muutoksessa sitoutuu tai vapautuu lämpöä. Lämpövuon suunta määräytyy vesihöyryn painegradientin mukaisesti. Jos ilmassa on pienempi paine kuin lumessa niin höyryä siirtyy lumesta ilmaan, jossa se tiivistyy ja luovuttaa lämpöä. Tällöin lämpövuon suunta on yleensä lumesta ilmaan. (Singh, 2001)

Havaittavalle lämmön vuolle voidaan käyttää myös niin sanottua bulkkikaavaa (Sakai ym., 2009).

$$Q_H = c_a \rho_a C U (T_a - T_s) \quad (2.22)$$

Myös latentille lämmönvuolle on bulkkikaava (Sakai ym., 2009).

$$Q_E = l_e \rho_a C U \left[\frac{RH}{100} q(T_a) - q(T_s) \right] \quad (2.23)$$

joissa

c_a on ilman ominaislämpökerroin,

ρ_a on ilman tiheys,

C on bulkkikerroin havaittavalle ja latentille lämmölle, jolle voidaan käyttää aproksimaatiota 0,002,

U on tuulen nopeus,

T_a ja T_s ovat ilman ja pinnan lämpötilat,

RH on suhteellinen kosteus (0-100 %),

q on ilman kosteus (kg/kg) ja

l_e on sublimaation latentti lämpö (2,49 MJ/kg K (Leppäranta, 2015))

Lumipeitteen lämpötasetta tarkastellessa tulisi myös huomioida advektio. Lämpöä voi advektoitua muualta lumipeitteestä tai maasta. Kesäisin, kun lumipeite on sulanut pois, maahan tai kallioperään varastoituu lämpöä, joka talvella purkautuu lumipeitteeseen. Lumen lämpötila lähellä maata voi olla lähelle nollaa Celsius-astetta ja pinnalla se voi olla huomattavasti nollan alapuolella. Advektiota tapahtuu myös jäätikön sisällä vertikaalisesti ja horisontaalisesti johtumalla. Jäätikön pinnalla tapahtuvat lämpötilan muutokset johtuvat jäätikön alempiin kerroksiin. (Singh, 2001)

2.5 Mittausmenetelmät

Massataseen selvittäminen on jäätiköitä tutkittaessa yksi oleellisimmista kysymyksistä. Se kuvastaa hyvin jäätikössä tapahtuvia muutoksia ja muutosten suuntaa. Massataseen selvittämiseksi on kehitelty muutamia mittausmenetelmiä. Mittauksia voidaan tehdä kaukokartoituksella ilmasta ja lähiavaruudesta tai kenttätyönä yksittäisiltä mittapisteiltä.

Suosituin mittausmenetelmä on glasiologinen menetelmä, jossa tehdään suoria kenttämittauksia jäätiköllä. Jäätikköön tehdään useita mittapisteitä, kuten lumikuoppia tai tolppia, joilla tarkastellaan akkumulaatiota tai ablaatiota. Lumikuopilla saadaan selvitettyä lumen ominaisuuksien avulla edellisen kesän lopun pintakerros ja sitä kautta akkumulaatio. Lumikuopista tai lumikairauksista löydetään edellisen kesän lopun linja tarkkailemalla likakerroksia, muutoksia tiheydessä, kovuudessa tai raekoossa (Paterson, 1994)(s.31). Tolppia asentamalla selvitetään, paljonko ablaatioalueella jäätä on sulanut verrattaessa jäätikön pinnan korkeutta tolpan korkeuteen. Kun akkumulaatio ja ablaatio on saatu selvitettyä, niin saadaan laskettua nettotase.

Hydrologinen menetelmä perustuu siihen, että massatase selvitetään jäätikön vesitasapainoa tutkien. Vettä jäätikkö saa sateen mukana ja sitä poistuu ulosvirtauksissa, sekä haihtumalla. Tästä saadaan yhtälö

$$\Delta S = P - Q - E \quad (2.24)$$

jossa ΔS on massatase, P on sadanta, Q on ulosvirtaama ja E on haihdunta. Hydrologisen menetelmän huonoja puolia ovat suuret mahdollisuudet radikaaleihin mittausvirheisiin. (Singh, 2001)

Jäätikön tilavuuden muutoksia voidaan tutkia kaukokartoituksella eli satelliiteista, lentokoneista tai maasta käsin otetuista kartoista, kuvista ja korkeusmalleista. Kaukokartoitusta voidaan kutsua myös geodeettiseksi menetelmäksi. Kaukokartoituksessa hyödynnetään sähkömagneettista säteilyä eli infrapuna- ja ultraviolettisäteilyä sekä näkyvää valoa ja radioaaltoja. Massatase saadaan selvityttyä kaukokartoituksesta saaduilla kuvilla, joista saadaan pinta-alan ja mahdollisesti korkeuden muutokset. (Pellikka & Rees, 2010)

Kausittaisen lumen akkumulaatiota voidaan mitata erilaisilla lumisademittareilla, jotka toimivat tavallisten sademittarien tavoin keräysastioilla. Mittarit voivat olla joko automaattisia tai manuaalisia. Ideana on, että mittari sulattaa sataneen lumen ja mittaa sen määrän vesiarvona. Lumipeitteen paksuutta käsitellessä puhutaan sen vesiarvosta, joka tarkoittaa lumipeitteen paksuutta muutettuna sitä vastaavaksi sulaksi vesikerrokseksi. Lumisademittareilla suurin ongelma on tuulen aiheuttama virhe. Kenttämittauksilla selvitetään lumipeitteen paksuus ja tiheys, jolloin voidaan laskea lumipeitteen vesiarvo. Kenttämittauksilla hankaluuksia tuo vaihtelevat maastonmuodot sekä tuulen vaikutus, joka pakkaa lunta erinäisiin kinoksiin. Useat mittapistet tuovat lisää tarkkuutta tuloksiin. (DeWalle, 2008)

Luku 3

Himalajan tutkimusmatka

3.1 Yleistä projektista

Aasiassa sijaitseva Himalajan vuoristo on korkeudeltaan ja olosuhteiltaan sellainen, että siellä esiintyy useita jäätiköitä. Jäätiköt ovatkin hyvin tärkeä makean veden lähde ympäristön asukkaille, joita on noin miljardi. Jäätiköiden vuosittaiset sulamisvedet ovat laajalti käytössä Aasiassa. Vettä käytetään niin maanviljelykseen, käyttövetenä, teollisuuteen ja energian tuotantoon. Jäätiköt ovat muuttumassa ilmastonmuutoksen myötä siten, että ilmaston lämmetessä jäätiköt sulavat ja pienenevät. Tällöin vedensaanti heikentyy. Tämä aiheuttaa laajalti ongelmia. Ympäröivät valtiot kuten Kiina ja Intia ovat teollistuneet hyvin paljon ja nopeasti viime aikoina, minkä seurauksena ilmakehään on päässyt paljon saasteita. (Bolch, 2017)



Kuva 3.1: Mittauspaikan sijainti Intian kartalla. (Google Maps ja Google Earth)

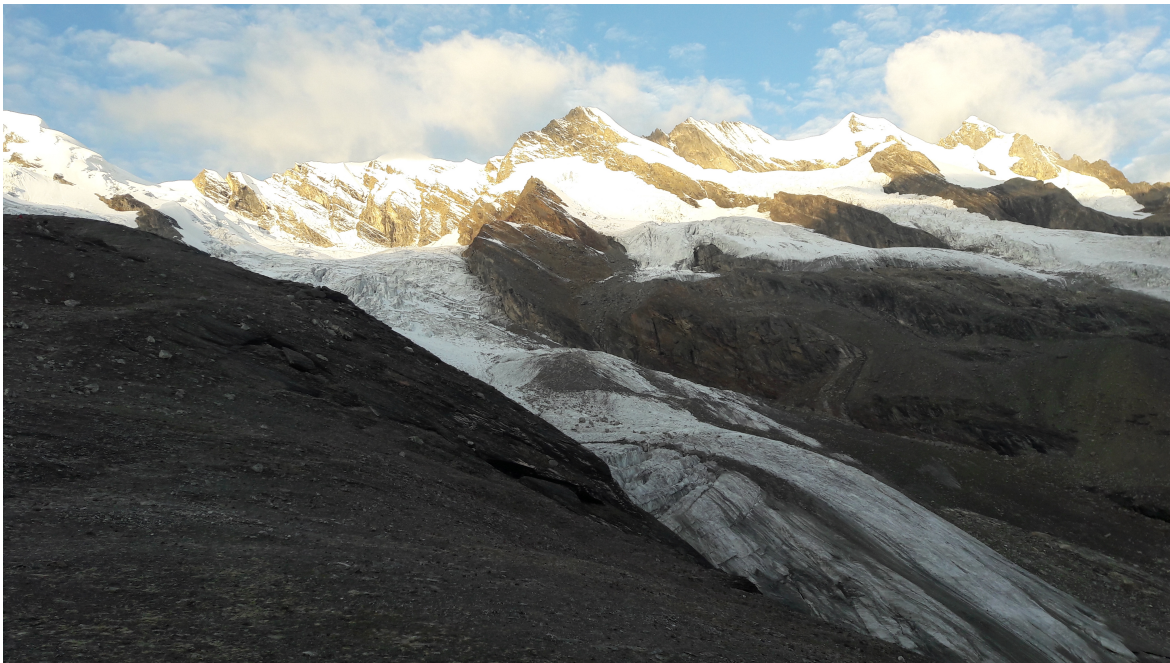
Helsingin yliopisto, Ilmatieteen laitos ja The Energy and Resource Institute (TERI) Delhistä, Intiasta toteuttivat yhteistyönä projektin, jonka tarkoituksena oli kartoittaa ilman pienhiukkasten, varsinkin mustan hiilen vaikutusta jäätiköihin. Projekti toteutettiin tutkimusmatkoilla Intian Himalajalle, Sunderdhunga ja Panuti jäätiköille (Kuva 3.1). Jäätiköillä tehtiin aerosoli- ja säähavaintomittauksia, mitattiin mustan hiilen määrää lumessa, säteilymäärää ja albedoa sekä tehtiin klassisia lumikuoppamittauksia.

Projektissa Helsingin yliopisto vastasi jäätikön pintakerroksen maastotutkimuksista ja mallinnuksesta. Mallinnuksen kohteena olivat massatase ja energiatase sekä ilmakehän vaikutukset lumipeitteeseen. Käytettävä malli oli Glen E. Listonin ja Kelly Elderin Snowmodel (Liston & Elder, 2006b).

Ilmatieteen laitos vastaa aerosolitutkimuksista ja säähavainnoista. TERIn vastuulla oli jäätikön massataseen tutkiminen sekä tutkimusmatkan logistiikan, huollon sekä muiden järjestelyjen toteuttaminen. Matkoja jäätiköille oli projektin aikana kolme, joista kirjoittaja osallistui syksyllä 2016.

3.2 2016 matkan kokonaiskuva

Tutkimusmatka alkoi lennolla Helsingistä Delhiin 24.9.2016. Delhistä aloitettiin siirtyminen kohti Sunderdhungaa. Ensin yövyttiin kaksi yötä Mukteshwarissa TERIn luona ja valmisteltiin matkaa ja laitteita. Tämän jälkeen autoilla päästiin liikkumaan vielä kahden päivän aikana, jonka jälkeen matkaa jouduttiin jatkamaan kävellen. Vaellusta perusleiriin 4700 metrin korkeuteen kesti neljä päivää. Perusleiri pystytettiin 2.10. Samana ja seuraavana päivänä tehtiin alustavia matkoja Panuti-jäätikölle, joiden tarkoituksena oli etsiä sopivia mittauspaikkoja.

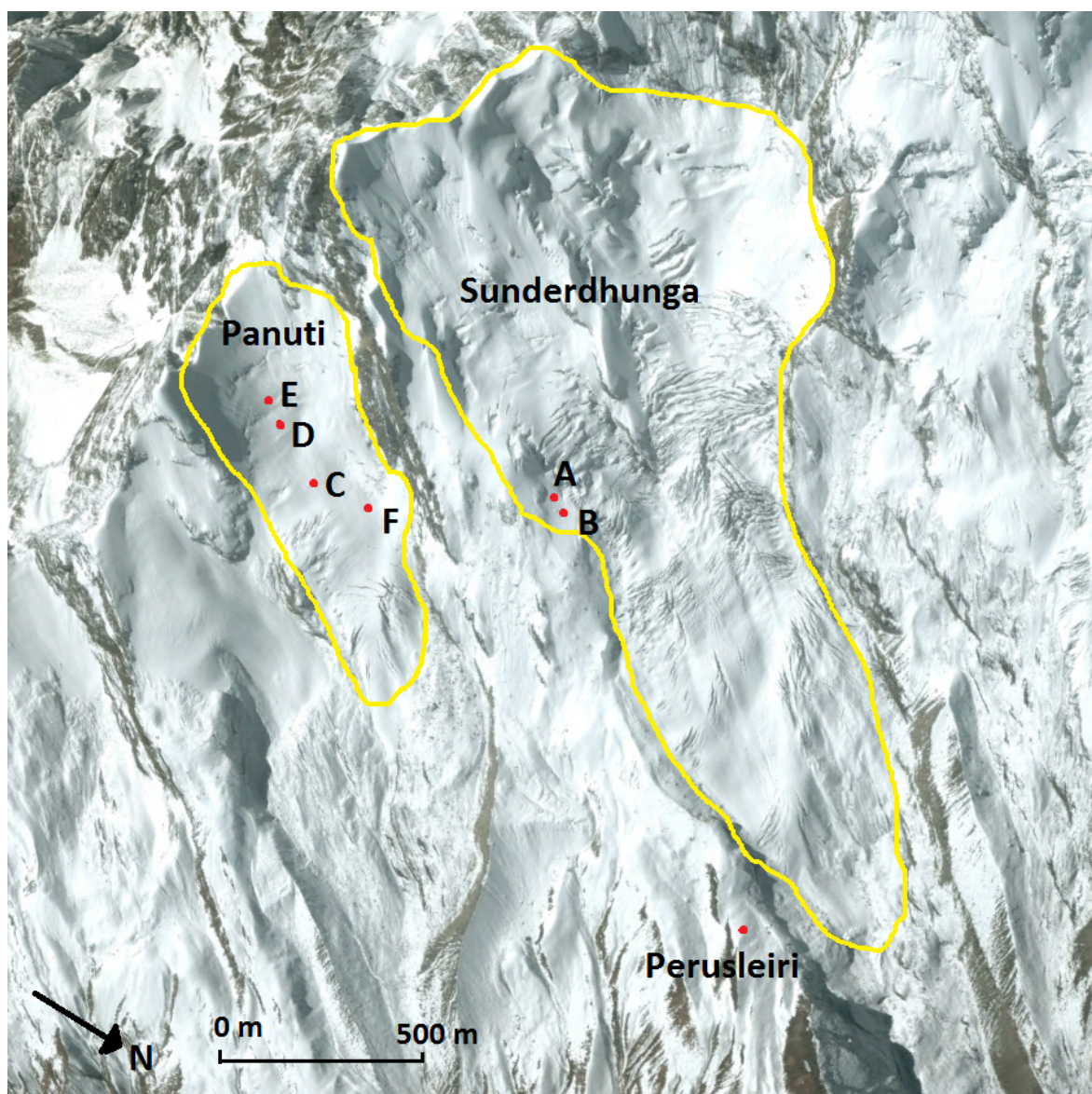


Kuva 3.2: Sunderdhunga-jäätikkö. Kuvassa näkyy hyvin vuoristojäätikön ablaatioalueen tyypillinen muoto. ©Henri Honkanen 1.10.2016

4.10 kiivettiin Sunderdhunga-jäätikölle (kuva 3.2), minne asennettiin albedo- ja nettosäteilymittarit, PAR-sensorit (Photosynthetically Active Radiation) ja lumiasema, joista kerrotaan lisää kappaleessa 3.2. Kaivettiin myös yksi lumikuoppa, jossa tehtiin klassisia lumitutkimuksia ja otettiin näytteitä mustahiilianalyysiä varten. Näytteet sulatettiin ja suodatettiin myöhemmin samana päivänä perusleirissä. 5.10. tutkijaryhmä nousi myös Sunderdhunga jäätikölle kaivamaan yhden lumikuopan. 6.10. - 8.10. tutkijaryhmä teki matkoja Panuti-jäätikölle. Kolmen päivän aikana kaivettiin yhteensä neljä lumikuoppaa, joissa tehtiin perusmittaukset ja kolmesta kuopasta otettiin näytteet mustahiilianalyysiä varten. Lumen kosteus- ja tiheysmittauksia suoritettiin myös lumihaarukka-mittalaitteella. 7.10. asennettiin myös Panuti-jäätikölle PAR-sensorit.

9.10. kerättiin mittalaitteet molemmilta jäätiköiltä pois lukuun ottamatta lumiasemaa, joka jätettiin Sunderdhunga-jäätikölle odottamaan seuraavaa tutkimusmatkaa. Perusleirissä tehtiin koko matkan ajan aerosoli- ja säähavaintoja. Sääasema oli asennettu jo vuotta aikaisemmin edellisellä tutkimusmatkalla ja se jätettiin jatkamaan mittauksiaan.

10.10. purettiin leiri ja pakattiin tavarat. Ryhmä lähti alas vuorilta ja takaisin Mukteshwarissa oltiin 12.10. 13.10. toteutettiin välinehuolto mittalaitteille ja muille varusteille ja ne pakattiin Suomeen toimitusta varten. 14.10. ryhmä matkasi Delhiin, josta palasi Suomeen 15.10.



Kuva 3.3: Sunderdhunga- ja Panuti-jäätiköt kartalla. Karttaan on myös merkitty perusleirin sekä kuuden lumikuopan sijainnit. Kartta on peräisin Google Earth:sta.

Sunderdhunga- ja Panuti-jäätiköt sijaitsevat Intian pohjoisosassa lähellä Nepalin rajaa. Koordinaatit paikalle ovat noin $30^{\circ} 12' N$ ja $79^{\circ} 51' E$. Sunderdhungan pituus on noin 2,5 km, korkein kohta on 5530 m korkeudella ja alin kohta noin 4500 m korkeudella.

Leveyttä Sunderdhungan akkumulaatioalueella on noin 1,1 km ja ablaatioalueella noin 400 – 600 m. Panuti on huomattavasti pienempi jäätikkö, sen pituus on noin 1,2 km ja leveys vaihtelee 450 m ja 100 m välillä. Korkein kohta sijaitsee noin 5530 m ja alin 4850 m korkeudella. Viettosuunta jäätiköillä on koilliseen. Jäätiköiden koot on arvioitu Google Earthia käyttämällä (kuva 3.3).

3.3 Mittalaitteet ja menetelmät

Lumikuopissa tehtävissä mittauksissa lämpötilaa mitattiin Ebro Thermometer TLC 1598-lämpömittarilla, joka ilmoitti anturin sen hetkisen lämpötilan. Anturi lämpömittarissa oli pitkä piikki ja lämpötilat kirjoitettiin paperille ylös. Lämpötilaa mitattiin syvyysprofileina, siten että lähellä pintaa resoluutioksi valittiin 5 cm ja lähempänä kuopan pohjaa 10 cm. Tarkkuus mittarissa on $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja mittavirhe $\pm 0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. (Ebro Electronic GmbH & Co.KG, 1998)

Tiheyttä mitattiin manuaalisesti siihen tarkoitettulla peltisellä näytelaatikolla, jonka tilavuus on yksi litra (dimensiot noin 5 cm x 14 cm x 15 cm). Mittaus tapahtui siten, että laatikko työnnettiin lumikerrokseen, minkä jälkeen pääty- ja päälíkansi suljettiin. Laatikon korkeus on 5 cm, joten mitattavan lumikerroksen paksuus on sama. Tämä määräsi mittausintervalliksi saman 5 cm. Epätarkkuutta mittaukseen aiheutti mahdollisesti lumen tiivistyminen mittausvaiheessa, joka kasvattaa tulosta. Laatikko punnittiin lumen ottamisen jälkeen jousivaa'alla. Kun massasta vähennetään laatikon oma paino, niin saadaan lumen massa. Lumen tiheys saadaan siis laskettua kaavasta

$$\rho_{\text{Lumi}} = \frac{m_{\text{Mitattu}} - m_{\text{Laatikko}}}{V_{\text{Laatikko}}} \quad (3.1)$$

jossa

ρ_{Lumi} on lumen tiheys,

m_{Mitattu} on lumella täytetyn laatikon massa,

m_{Laatikko} on tyhjän laatikon massa (430 g),

V_{Laatikko} on laatikon tilavuus (1 litra).

Lumipeitteen eri kerroksia tarkkailtiin silmämääräisesti ja lumirakeiden muotoa sekä raekokoa selvitettiin millimetriruudukkoa ja suurennuslasia hyödyntäen. Kovuutta arvioitiin subjektiivisesti käsin, kynällä tai puukolla. Kovuuden arviointia käsitestillä voidaan arvoida taulukolla 3.1, jossa Geldsetzer & Jamieson (2000) ovat arvioineet keskimääräiset kovuudet tietyille testille. Käsitestissä on kuitenkin huomioitava subjektiivisuus eli tulokset riippuvat hyvin paljon mittausten tekijästä.

Taulukko 3.1: Arviot kovuuden arvoista käsitestistä (Geldsetzer & Jamieson, 2000)

Käsitesti	Nyrkki	Neljä sormea	Yksi sormi	Kynä	Puukko
Käsitestin indeksi	1	2	3	4	5
Kovuus [kN/m^2]	1.5	5.6	25	195	833

Lumipeitteen tiheyttä ja kosteutta mitattiin lumen kosteusmittarilla eli lumahaarukalla (Snow Fork model LK, Insinööritoimisto Toikka oy). Lumahaarukassa oli anturi eli haarukka,

jota työnnettiin lumipeitteen eri kerroksiin. Jotta haarukan anturit eivät olisi vioittuneet taipumalla, mittauksia pystyttiin suorittamaan vain lumipeitteeseen eikä esimerkiksi firniin. Lumihaarukalla pystyttiin mittaamaan dielektrisyysvakiota resonanssitaajuudella. Dielektrisyysvakio sisältää reaali ja imaginaariosan, jotka tässä ovat tiheys ja nestemäinen vesi. Näillä tuloksilla mittalaite pystyy laskemaan lumen tiheyden ja nestemäisen veden pitoisuuden. Resonanssitaajuuden mittaussväli on 500 – 900 MHz, jossa tarkkuus on 1 MHz. Vesipitoisuuden mittaamisessa mittaussväli on 0 – 10 % ja tarkkuus on 0,3 %. Tiheyttä mitattaessa mittaussalue on 0 – 600 kg/m³ ja tarkkuus on < 5 kg/m³ (Insinööritoimisto Toikka Oy, 2011).

Lumipeitteen auringonvalon heijastuskykyä eli albedoa mitattiin albedometrillä (EQ08 Pyranometer). Mittalaitteessa on kaksi anturia. Toinen mittaa ylhäältä tulevaa tulosäteilyä ja toinen alhaalta tulevaa lähtösäteilyä. Mitattava aallonpituusalue on 300 – 3000 nm. Mitattu säteilyvoimakkuuden yksikkö on W/m² ja mittaussalue on 0 – 4000 W/m². Signaalin resoluutio on noin 0,5 W/m². Albedo tietyllä ajanhetkellä saadaan jakamalla lähtevä säteilyvoimakkuus tulevalla. (Middleton solar, 2007)

Albedon ohessa mitattiin myös nettosäteilyvuota eli lyhyt- ja pitkäaaltoista säteilyä laitteella NR-LITE Net Radiometer. Mittalaite siis mittaa ylhäältä ja alhaalta tulevan säteilyn nettovuon aallonpituus alueella 0,2 – 100 μm. Mittavirhe sensorilla on < 30 W/m², kun säteilyvoimakkuus on 1000 W/m². (Campbell Scientific, 2006)

Albedometri ja nettoradiometri kytkettiin Intab PC-Logger 2100- laitteeseen, joka tallensi mittalaitteista saadun datan 50 sekunnin välein. Itse laitteet asetettiin digikameran jalasta tehtyyn alustaan noin metrin korkeudelle lumen pinnasta. Mittauspaikaksi valittiin raijien ympäröimä alue, sillä muualta lumikuoppa A:n lähietäältä ei löydetty tasaista alustaa (kuva 3.4). Lähellä olevat jyrkät vuorten seinämät aiheuttivat hieman varjostusta. Mittalaitteet suunnattiin etelään, jotta itse mittalaitteen varjon aiheuttama virhe olisi mahdollisimman pieni.



Kuva 3.4: Säteilymittarit Sunderdhungalla railojen ja jäätikön seinämien ympäröimänä. Mittauspaikka oli alueen ainoa tasainen alusta. ©Henri Honkanen 4.10.2016

Lumiasema asennettiin lumikuoppaan A. Lumiasema mittaa lämpötilaa aikasarjana viidellätoista anturilla. Kaivettu lumikuoppa oli syvyydeltään 83 cm. Ensimmäinen anturi asennettiin pohjalle ja seuraavat kuusi kymmenen senttimetrin välein yläpuolelle. Tämän jälkeen seuraavat neljä asennettiin viiden senttimetrin välein. 12. anturi asennettiin aivan pintakerrokseen. Kolmesta ylijääneestä anturista yksi asennettiin myös mittaamaan pintakerrosta ja kaksi muuta ilman lämpötilaa. Kaapelit kytkettiin CR1000 -dataloggeriin (Campbell Scientific Ltd., USA). Loggeri ja sen akku asetettiin muoviseen, tiiviiseen laatikkoon, joka jätettiin noin kahden metrin päähän lumikuopasta. Lumiasema mittaa kaikilla antureilla samanaikaisesti kymmenen minuutin välein.

PAR-sensorit (Photosynthetically Active Radiation) asennettiin kahteen eri lumikuoppaan. Kuoppaan A asennettiin kolme sensoria ja kuoppaan D asennettiin neljä. Sensorit asennettiin siten, että ensimmäinen sensori mittasi valon määrää pinnalla ja seuraavat aina kymmenen senttimetriä syvemmällä siten, että alin oli lumikerroksen alareunalla. MDS-L PAR-sensorit ovat japanilaisen Alec Electronics-yrityksen tuottamia mittalaitteita. Kooltaan sensorit ovat noin sormen kokoisia, 115 mm × 18 mm. Sensorit tallentavat mitatun valon määrän laitteen sisäiseen muistiin 10 minuutin välein. Mitattava aallonpituusalue sensoreilla on 400 – 700 nm ja mittavirhe on $\pm 2 \text{ W/m}^2$ ilmassa ja vedessä $\pm 3 \text{ W/m}^2$. Jokaiselle käytetylle sensorille on määritetty omat kalibrointi kertoimet joilla kertomalla tulokset saadaan yksikköön $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, jossa yksi μmol on $6,022 \cdot 10^{17}$ kvanttia. Sensorien mittausprosessi perustuu alaspäin suuntautuvaan säteilyyn, jossa mitataan valosta havaittujen kvanttien määrää eli irradianssia. Kvantillinen irradianssi q_{d0} määritellään seuraavalla kaavalla (Leppäranta ym., 2010)

$$q_{d0}(z) = \int_{\text{PAR}} \frac{\lambda}{hc} E_{d0}(z, \lambda) d\lambda \quad (3.2)$$

ja

$$E_{d0,PAR}(z) = \int_{PAR} E_{d0}(z, \lambda) d\lambda \quad (3.3)$$

jossa

z on syvyys,

h on Planckin vakio,

λ on aallonpituus,

c on valonnopeus tyhjiössä ja

E_{d0} on alaspäin suuntautuvan irradianssin teho.

Laajakaistaisen irradianssin tehon ja kvantillisen irradianssin suhde ilmakehässä voidaan olettaa vakioksi ja näin ollen

$$\frac{q_{d0}}{E_{d0,PAR}} = 4,8 \mu\text{mol J}^{-1} \quad (3.4)$$

Tämä suhde voi kuitenkin vaihdella lumipeitteessä. Esimerkiksi vesistöt, joissa veden turbiditeetti, eli optisesti vaikuttavat partikkelit, vaikuttavat valon etenemiseen, suhde voi olla $4,8 - 5,5 \mu\text{mol J}^{-1}$. Tämän tutkielman mittauksissa mitattiin irradianssia lumessa, joka voidaan olettaa kirkaaksi siten, että laajakaistaisen irradianssin tehon ja kvantillisen irradianssin suhteelle voidaan käyttää arvoa $4,8 \mu\text{mol J}^{-1}$.

PAR-sensoreilla voidaan myös tutkia lumipeitteen absorptiota. Saapuva säteily absorboituu lumirakeista ja säteily määrä vähenee eksponentiaalisesti lumipeitteen syvyyden funktiona. Tietyn tason läpäissyttä säteilyä kutsutaan transmittoituneeksi säteilyksi. Beerin lain mukaisesti transmittoitunut säteily voidaan laskea seuraavalla yhtälöllä: (Stull (2000) s.36)

$$E_{\text{transmittoitunut}} = E_{\text{saapuva}} e^{(-k\Delta s)} \quad (3.5)$$

jossa

$E_{\text{transmittoitunut}}$ on kerroksen läpäissyt säteily,

E_{saapuva} on alkupeiräinen saapuva säteily,

k on absorptiokerroin ja

Δs on transmittoituneen säteilyn läpäisemän kerroksen paksuus.

Luku 4

Tulokset

4.1 Havainnot

Kaivettuja lumikuoppia oli yhteensä kuusi: kaksi Sunderdhunga-jäätiköllä ja neljä Panuti-jäätiköllä. Kuoppia kaivettiin muuten yksi päivässä, mutta kuopat E ja F kaivettiin saman päivän aikana. Kaikki mittaukset ajoittuivat noin kello 11–12 ympärille Intian aikaa. Aikaa yhteen kuoppaan käytettiin aina noin kaksi tuntia. Kuoppa F kaivettiin noin kello 13 ja siihen käytettiin aikaa noin 15 minuuttia. Kaikkien lumikuoppien mittauspäivät ja sijainnit on esitelty taulukossa (4.1). Yleisesti mittauksissa puhuttaessa kellonajoista tarkoitetaan aina paikallista Intian aikaa. Aikavyöhyke Intiassa on UTC +5.30, eikä kesäaikaa ole. Aurinko paistaa korkeimmillaan noin kello 11.50 paikallista aikaa (laskettu koordinaateista). Tässä osiossa lumikuoppamittaukset esitetään siten, että kerrotaan järjestyksessä kuopalla tehdystä työstä seloste, kuva kuopasta, taulukko kuopan kerrostuneisuudesta, lämpötilamittaus, tiheysmittaus ja kosteusmittaus. Kaikkia näitä ei jokaisesta lumikuopan esittelystä löydy.

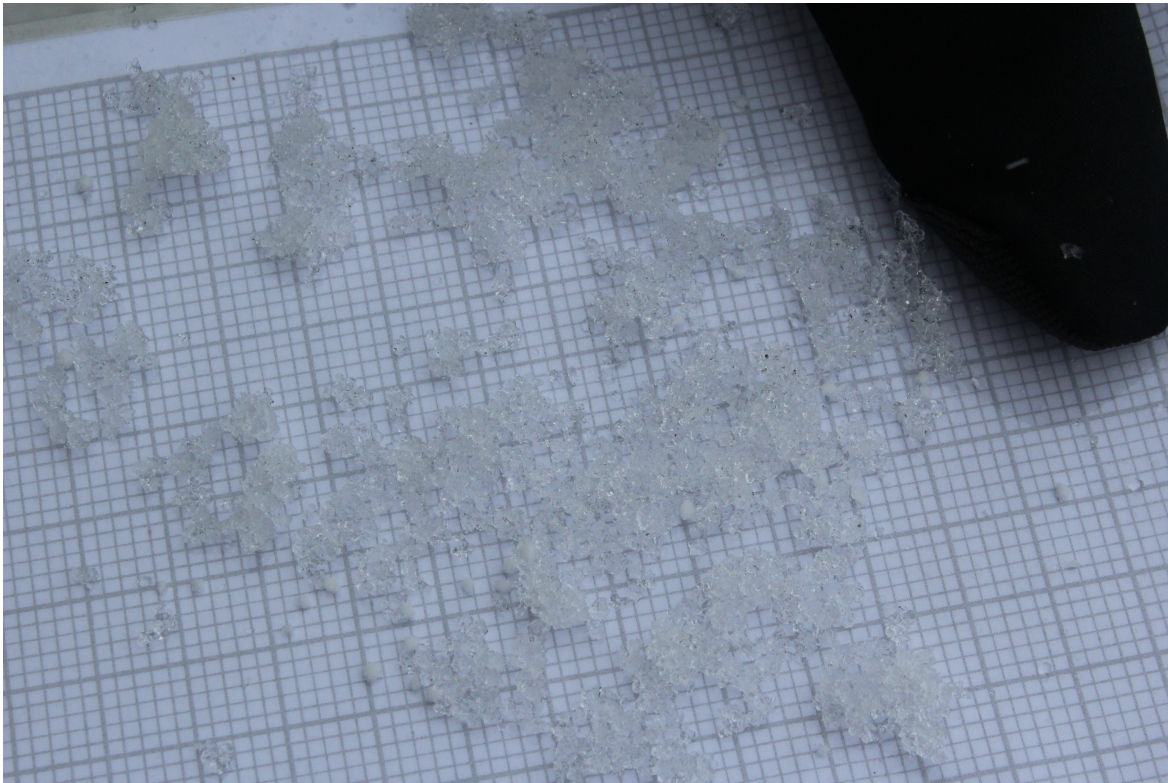
Taulukko 4.1: Lumikuopat

Lumikuoppa	Jäätikön nimi	Mittauspäivä ja aika	Korkeus [m]
A	Sunderdhunga	4.10. 10.30 – 11.45	5066
B	Sunderdhunga	5.10. 11.00 – 12.00	5064
C	Panuti	6.10. 12.15 – 13.15	5074
D	Panuti	7.10. 12.00 – 13.00	5115
E	Panuti	8.10. 10.45 – 12.00	5135
F	Panuti	8.10. 13.00 – 13.15	5030

4.1.1 Lumikuoppa A

Lumikuoppa A kaivettiin ensimmäisenä. Kuopasta kaivettiin 83 cm syvä ja pohjalla tuli vastaan kova jäinen kerros. Lumipeitteen päällimmäinen kerros oli puhdasta lunta, joka oli päässyt hieman sulamaan ja jäätymään uudestaan. Kuopan tutkittava seinämä oli kohti nousevaa rinnettä. Suuntaus oli myös kohti etelää, mistä suunnasta myös aurinko paistoi. Taivas oli tosin hyvin pilvinen, joten auringon valo ei päässyt paistamaan kuoppaan

mittausten aikana. Lumirakeiden muodot olivat pääosin sulaneita muotoja koko lumikerroksessa. Kovan pintakerroksen alapuolella oli havaittavissa hieman pehmeämpi kerros. Jäälinssi rajasi toisistaan kaksi tälläistä kerrosta. Tämän koko lumikerroksen paksuus oli 18 cm. Lumi oli väriltään hyvin valkoista eli näytti puhtaalta. Lumen alapuolella oli noin 1 cm paksuinen likainen kerros, joka oli väriltään hyvin tumma ja jääkiteiden seassa oli havaittavissa paljon pieniä mustia partikkeleita. Jäärakeet olivat suuria, kooltaan 2 – 4 mm, ja muodoltaan pyöristyneitä ja yhteen liittyneitä, kuten kuvassa 4.1. Vaikka kerros oli kova, se mureni helposti, sillä rakeiden välissä oli paljon ilmaa eli se oli huokoista. Tämän likaisen kerroksen alapuolella alkoi firn eli yli vuoden vanha lumi, mikä on selvinnyt edeltävän kesäajan yli. Firn oli rakenteeltaan hyvin kovaa ja tiivistä, rakeet olivat tiiviisti kiinni toisisa ja rakeiden koko oli 4 mm tai suurempaa siten, että koko oli määrittelemättömissä. Muodoltaan rakeet olivat pyöristyneitä. Tämän työn taulukoissa, jossa on mainittu firn kerroksena tai raemuotona, tarkoitetaan juuri ylivuotista lunta ja sille tyypillistä raemuotoa. Firnistä oli kuitenkin myös havaittavissa kovia ja hieman pehmeämpiä kerroksia, sekä myös hyvin jäisiä, kovia kerroksia sekä jäätä.



Kuva 4.1: Lumikuoppa A:n likaisen kerroksen lumirakeita 2x2 millimetripaperilla. Rakeiden seassa on havaittavissa mustia partikkeleita. ©Jonas Svensson 4.10.2016

Lumikuopasta tutkittiin kerrosten rakenteet, mitattiin lämpötilaprofiili, tutkittiin rakeiden muotoa ja kokoa, tutkittiin kovuutta, mitattiin manuaalisella työkalulla tiheyttä ja otettiin näytteet mustahiilianalyysiä varten. Lopuksi asetettiin lumiasema ja PAR-sensorit sekä peitettiin kuoppa. Lumikuopan profiili on havaittavissa kuvassa 4.2 ja havainnot eri kerroksista on taulukoitu taulukkoon 4.2.

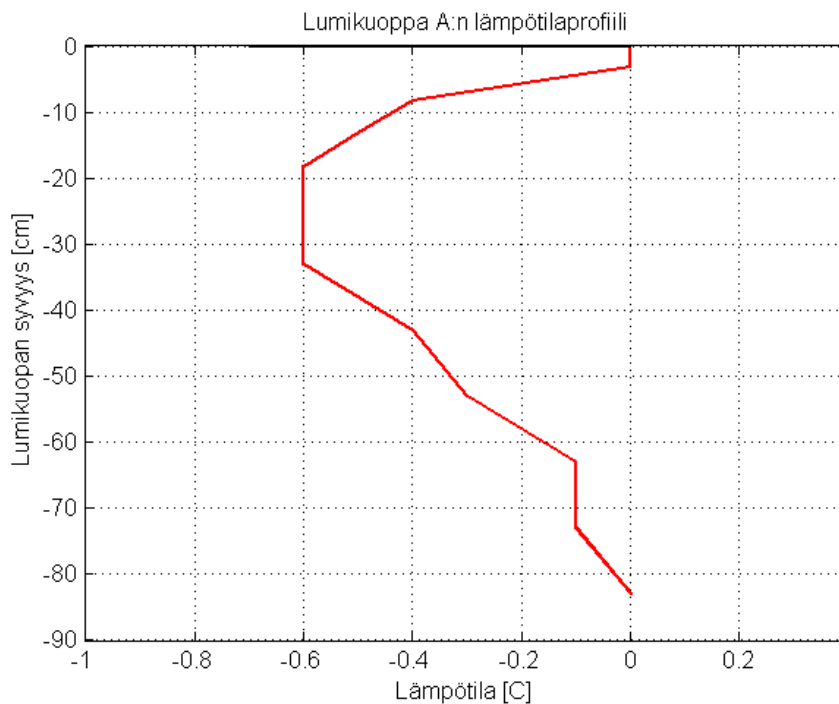


Kuva 4.2: Lumikuoppa A:n kerrostuneisuus. Päälimmäisenä lumikerros, jonka alapuolella on likainen kerros. Tämän alapuolella alkaa firn. Aivan pohjalla on havaittavissa jäätä. ©Jonas Svensson 4.10.2016

Taulukko 4.2: Lumikuoppa A

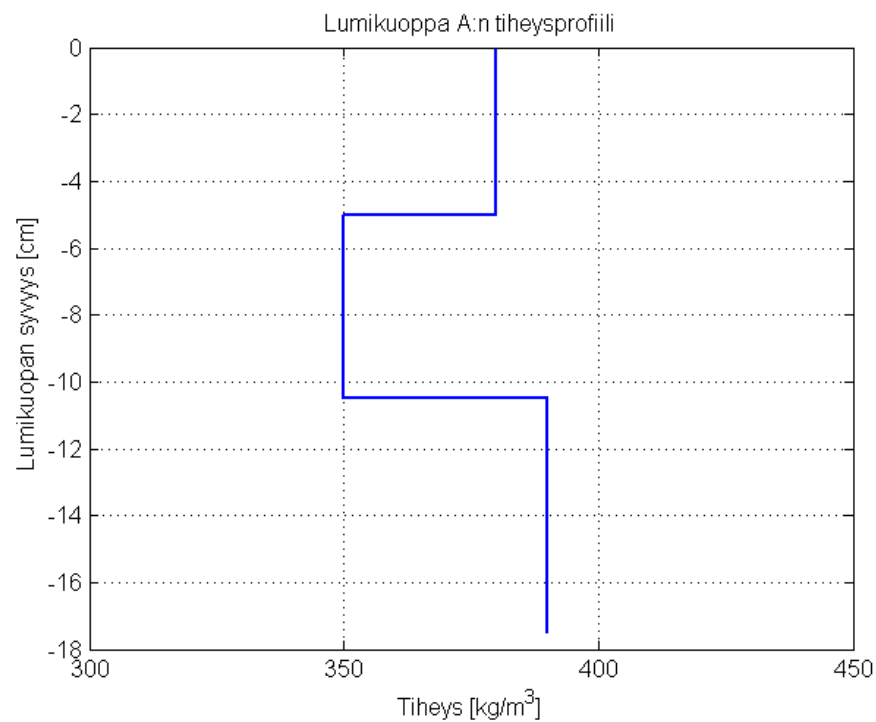
Syvyys [cm]	Kerrokset	Kovuus	Raemuoto
0 – 18	Lunta	Nyrkki	Sulaneita muotoja
10	Jäälinssi	-	-
18	Likainen kerros	Puukko	-
19 – 32	Firn	Puukko	Firn
32 – 83	Hieman pehmeämpi firn	Puukko	Firn

Kuvassa 4.3 on esitetty lumikuopan A lämpötilaprofiili koko syvyydeltä. Lämpötila on mitattu noin kello 11, joten pintakerros on päässyt lämpenemään maksimilämpötilaansa. Kylmin osa on noin 20 cm syvyydellä pinnasta, eli likaisen kerroksen kohdalla. Suurin lämpötilaero kerroksessa on 0,5 Celsius astetta. Kuopan pohjalla lämpötila on nollassa Celsius-asteessa.



Kuva 4.3: Lumikuoppa A:n lämpötilaprofiili. Pystyakselilla on syvyys, jossa pinta on 0 cm ja pohja -83 cm ja vaakakselilla on lämpötila. Mittaus on tehty 4.10.2017 klo. 10.45

Tiheyttä pystyttiin mittaamaan vain kolmesta eri syvyydestä, sillä laatikon paksuus on 5 cm ja ainoastaan lumipeite on soveltuva tiheyden mittaamiseen, sillä firn on aivan liian kovaa mittalaitteelle. Kuvasta 4.4 nähdään, että pinnalla oleva lumi on tiheää. Viisi senttimetriä syvemmällä lumen tiheys pienenee ja lumikerroksen pohjalle mentäessä tiheys taas kasvaa. Lumen tiheys on välillä $350 - 400 \text{ kg/m}^3$.

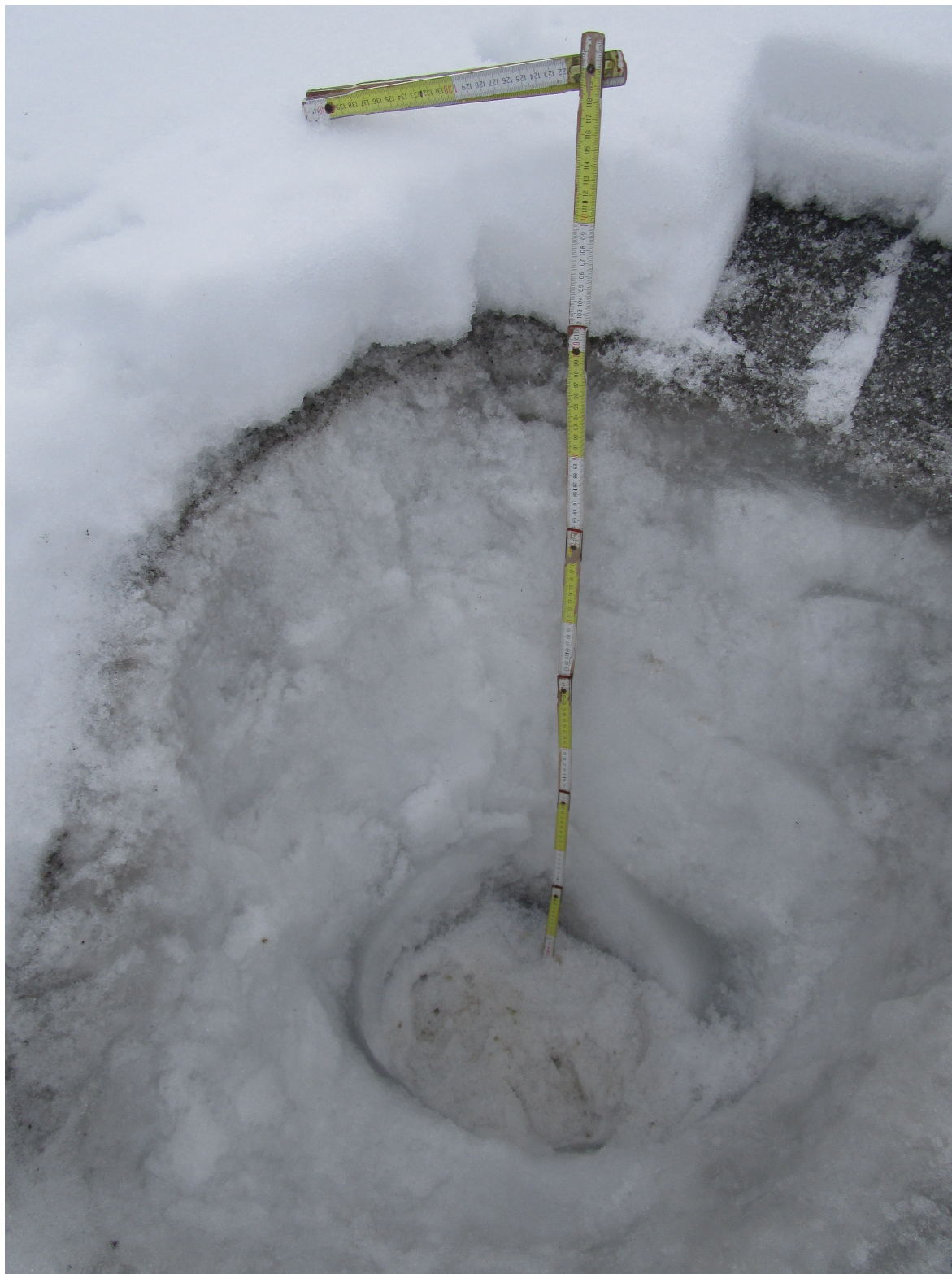


Kuva 4.4: Lumikuoppa A:n tiheysprofiili tiheyslaatikolla mitattuna. Pystyakselina lumipeitteen syvyys ja vaaka-akselina tiheys. Lumipeitteen pinta on syvyydessä 0 cm ja pohja 83 cm.

4.1.2 Lumikuoppa B

Lumikuoppa B kaivettiin 5.10. noin kymmenen metrin päähän kuopasta A. Kuoppa B kaivettiin kuten kuoppa B siten, että kuopan tutkittava seinämä oli kohti nousevaa rinnettä. Suuntaus oli myös kohti etelää, mistä suunnasta myös aurinko paistoi. Taivas oli tosin pilvinen, joten auringon paisteesta ei ollut haittaa mittauksia tehdessä. Kuoppa B oli hyvin samankaltainen kuten kuoppa A. Kuoppa kaivettiin 113 cm syväksi ja pohjalla tuli vastaan jäätikköjää. Lumi oli pinnalta sulanut ja raekoko kasvoi alaspäin mentäessä. Firnin raekoko on noin 4 mm tai se on määrittelemättömissä. Firnissä esiintyi jaksottain pehmeämpiä kerroksia, jääkerroksia ja jäälinsejä.

Lumikuopasta tutkittiin kerrosten rakenteet (taulukko 4.3), mitattiin lämpötilaprofiili, tutkittiin rakeiden muotoa ja kokoa, mitattiin manuaalisella työkalulla tiheyttä ja otettiin näytteet mustahiilianalyysiä varten. Mittaukset lumahaarukalla tehtiin vasta 9.10. Samana päivänä kerättiin myös näytteet lumikemiaa varten. Lumikuopan profiili on havaittavissa kuvasta 4.5.

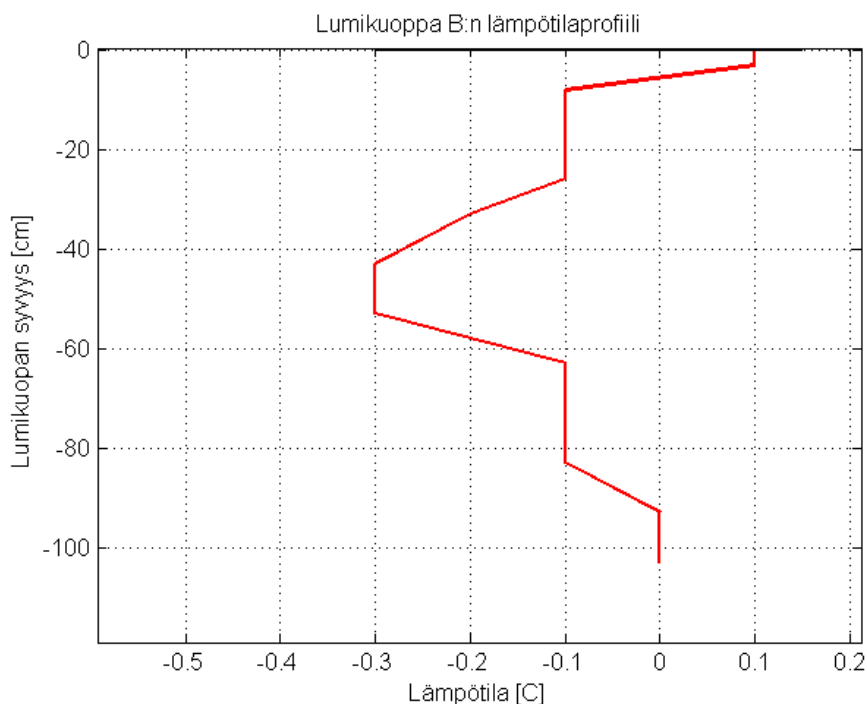


Kuva 4.5: Lumikuoppa B. Kerrostuneisuus on samanlainen kuin lumikuoppa A:ssa. Kuvan oikeassa yläkulmassa, lumen tiheysmittauksia varten puhdistetusta kohdasta huomataan hyvin kuinka tummasävyinen likainen kerros oikein on. ©Jonas Svensson 5.10.2016

Taulukko 4.3: Lumikuoppa B

Syvyys [cm]	Kerrokset	Kovuus	Raemuoto	Raekoko [mm]
0 – 8	Lunta	-	Sulaneita muotoja	1,5
8 – 14	Lunta	-	Sulaneita muotoja	2
14 – 16	Likainen kerros	-	-	3
16 – 23	Jääkerros	-	-	-
23 – 43	Firn	-	Firn	-
43 – 42	Jäälinssi	-	-	-
42 – 87	Firn	-	Firn	-
87 – 93	Jääkerros	-	-	-
93 – 110	Firn	-	Firn	-
110 – 113	Jäätikköjää	-	-	-

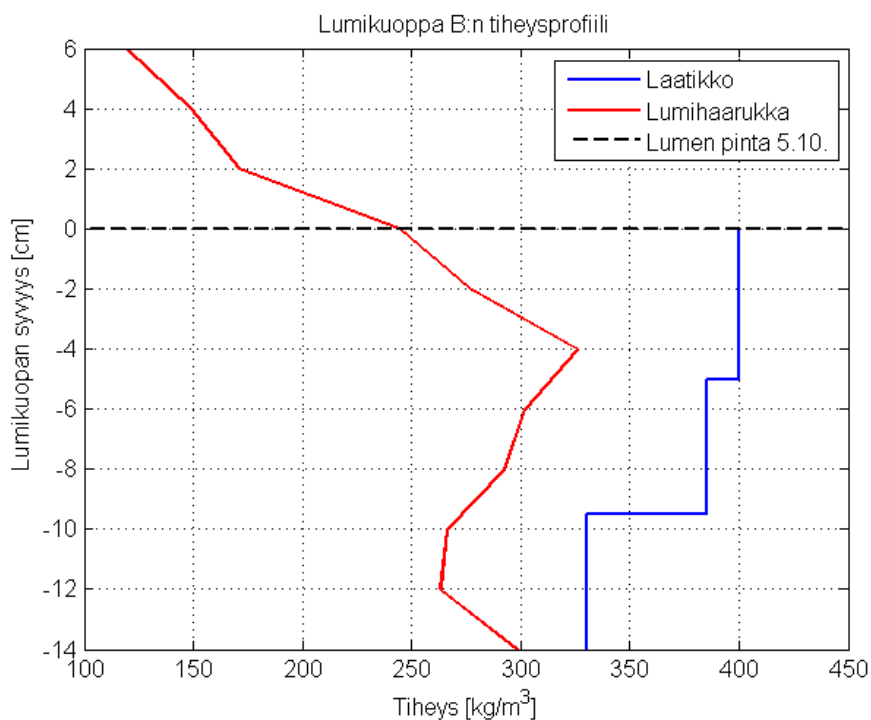
Lumikuopan lämpötilaprofiili mitattiin noin kello 11. Kuopan lämpötila on nollassa Celsius-asteessa sekä pohjassa että pinnalla (Kuva 4.6). Kuvassa lämpötila pinnalla on +0,1 °C, mikä on mahdotonta, sillä lumi ei voi olla yli noljaa astetta. Tällainen virhe syntyy mittalaitteen tuomasta virheestä tai auringon säteilyn tuomasta virheestä. Kuopan kylmin kohta on noin 50 cm syvyydellä, joka on noin 25 cm likaisen kerroksen alapuolella. Lämpötilavaihtelu ei ole suurta, sillä kylminkin kohta on vain -0,3 Celsius astetta.



Kuva 4.6: Lumikuoppa B:n lämpötilaprofiili. Lumen pintakerros on syvyydellä 0 cm ja pohja on 113 cm. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla lämpötila. Mittaus on tehty 5.10. klo. 11.05.

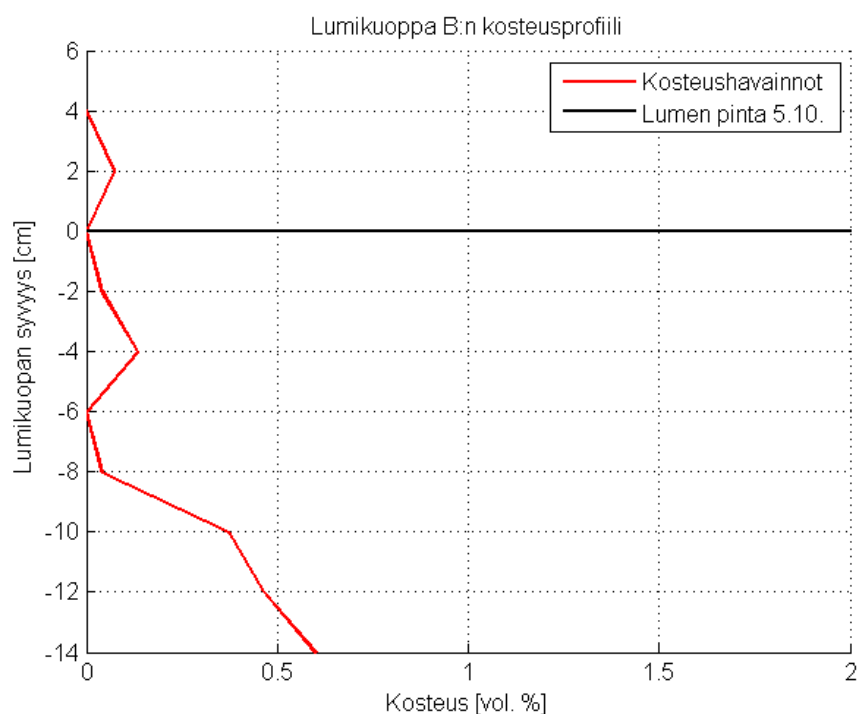
Tiheyttä mitattiin sekä tiheyslaatikolla että lumihaarukalla. Kuvan 4.7 tulokset poikkeavat paljon toisistaan. Lumihaarukan mukaan tiheys on pinnalla pienimmillään ja suurimmillaan keskellä. Laatikko antaa juuri päinvastaisen tuloksen, jossa tihein lumi on

pinnalla ja harvin on pohjalla. Lumihaarukalla mitattiin vasta neljä päivää myöhemmin ja viimeisten päivien aikana satoi lunta, joten se laskee ainakin aivan pinnalla mitattua tiheyttä. Lumihaarukalla tehdyt mittaukset on korjattu kuvaan siten, että lumihaarukka-mittaukset on nostettu 6 cm ylöspäin eli näiden neljän päivän aikana akkumuloituneen lumen määrän verran. Lisäksi ei ole selvää, että toimiiko lumihaarukka oikein likaisen kerroksen läheisyydessä.



Kuva 4.7: Lumikuoppa B:n tiheysprofiilit mitattuna tiheyslaatikolla, sekä lumihaarukalla. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla tiheys.

Lumihaarukalla mitattiin myös lumen vesipitoisuutta. Lumi on pääasiassa kuivaa, mutta siitä on havaittavissa kerroksia, joissa nestemäistä vettä esiintyy. Kerroksista ensimmäinen on aivan pintakerroksen alapuolella (noin 4 cm). Toinen kerros on noin 10 cm syvyydellä ja viimeinen ja kostein kerros on lumikerroksen pohjalla eli likaisessa kerroksessa. Kosteuspitoisuudet ovat kuitenkin hyvin alhaisia, eikä esimerkiksi käsitestillä lumi vaikuttanut kostealta. Toisin sanoen lumesta ei saanut muoltoitua palloa.



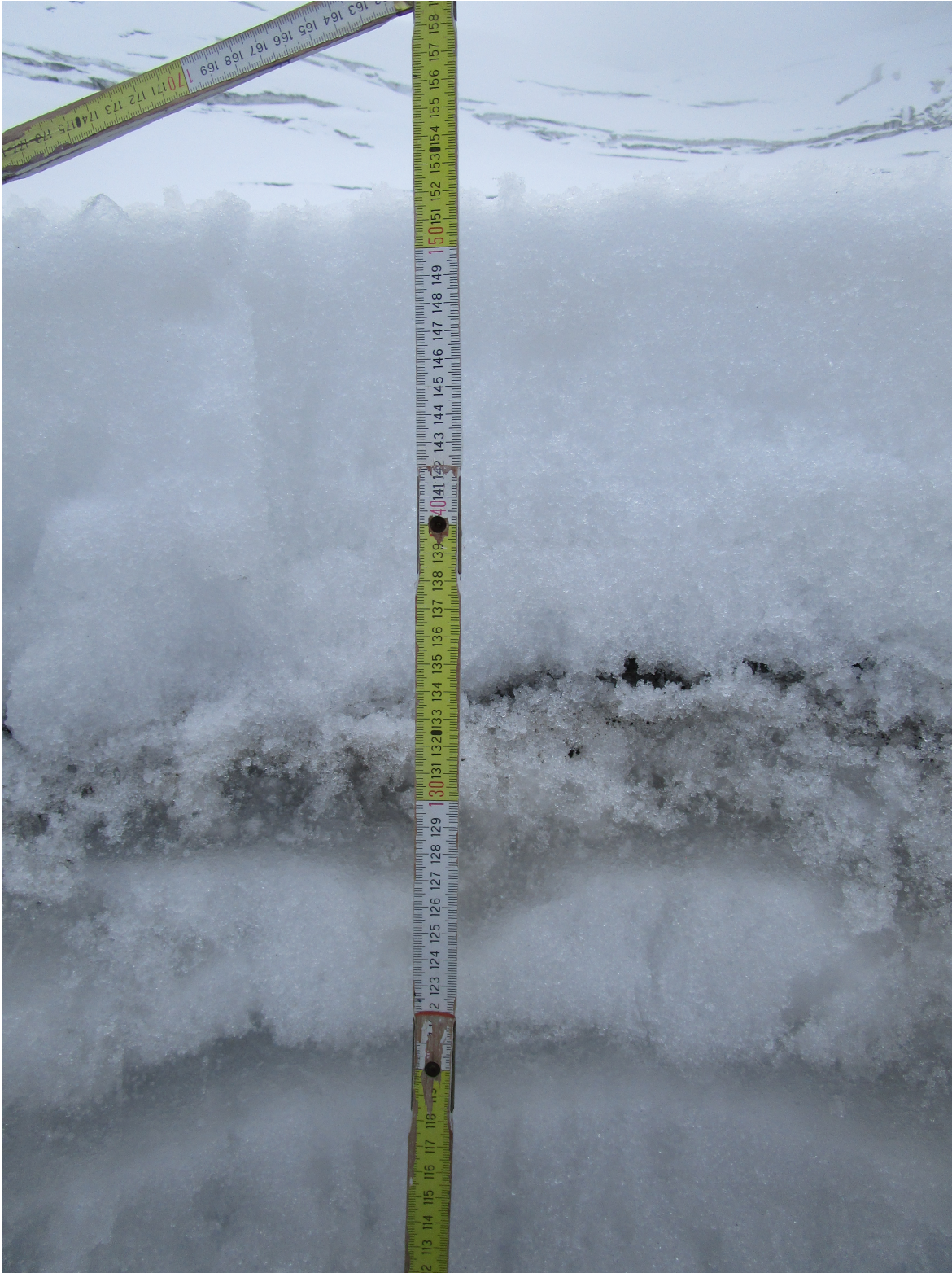
Kuva 4.8: Lumikuoppa B:n kosteusprofiili suhteessa tilavuuteen. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla kosteus prosentteina suhteessa tilavuuteen.

4.1.3 Lumikuoppa C

Lumikuoppa C kaivettiin 6.10. Panuti-jäätikölle. Panuti-jäätikkö sijaitsi noin puolen kilometrin päässä Sunderdhunga-jäätiköstä etelään. Panutille siirryttiin, jotta päästäisiin alueille, joissa esiintyisi enemmän lunta ja nämä alueet olisivat helpommin saavutettavissa kuin Sunderdhungalla. Perusleiriltä lumikuopalle C siirtymiseen aikaa meni noin kolme tuntia. Hitain osuus liikkumisessa oli itse jäätiköllä, sillä siellä piti liikkua turvaköyttä pitkin yksitellen. Jäätikön pinnan jyrkkyys sekä ylitettävät railot vaativat turvatoimet. Lumikuopat Sunderdhungalla olivat siten helpommin saavutettavissa, koska ylös päästiin maata pitkin kulkemalla ja loivalla jäätikön pinnalla tarvitsi kulkea vain joitakin kymmeniä metrejä. Tosin alueet, joissa lunta olisi ollut enemmän, olivat hyvin paljon hankalemmissa paikoissa.

Lumikuopasta C kaivettiin matkan syvin kuoppa, 156 cm. Kuopan alusta oli lähes tasainen. Aivan lähistöllä ei ollut varjostavia vuorenrinteitä tai muita muodostumia. Lumikerroksen paksuus oli 21 cm. Koko kerroksen rakenne oli samankaltainen kuten kuopissa A ja B. Aivan pinnalla esiintyi lumirakeiden sulaneita muotoja ja raekoko kasvoi alaspäin mentäessä. Likainen kerros oli kuten A:ssa ja B:ssä. Poikkeavaa oli se, että lähellä kuopan pohjaa kovien jääkerrosten esiintyminen loppui. Mittauksen aikana, noin kello 11 – 13 taivas oli pääosin pilvinen. Aurinko paistoi vain muutaman kerran hetkellisesti.

Lumikuopasta tutkittiin kerrosten rakenteet (kuva 4.9, taulukko 4.4), mitattiin lämpötilaprofiili, tutkittiin rakeiden muotoa ja kokoa, tutkittiin kovuutta, mitattiin laatikolla tiheyttä ja otettiin näytteet mustahiilianalyysiä varten. Mittaukset lumahaarukalla tehtiin 7.10.

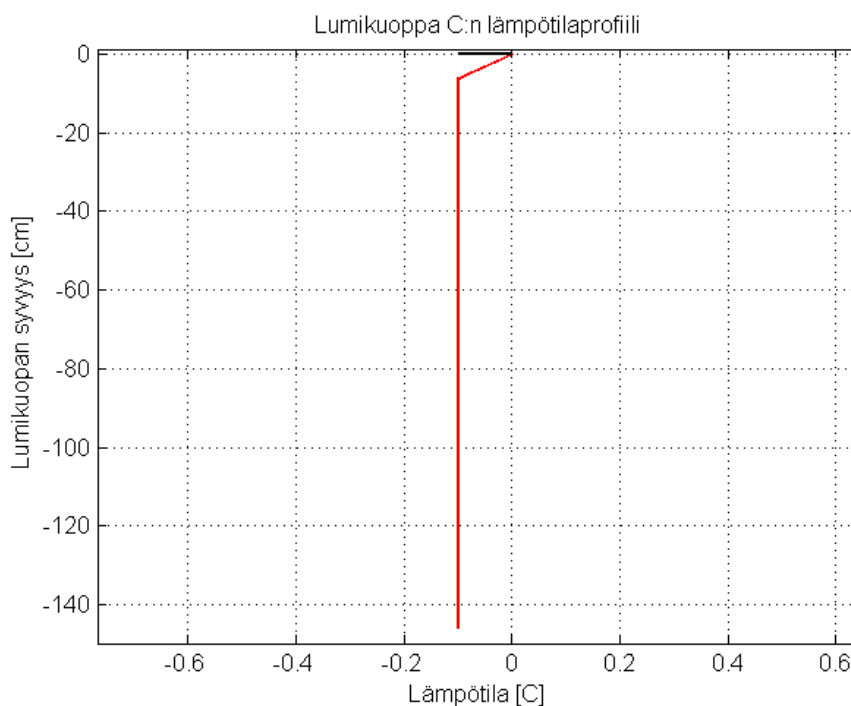


Kuva 4.9: Lumikuoppa C. Kuvasta on hyvin havaittavissa likaisen kerroksen alapuolella oleva kerrostuneisuus, jossa ensin on ohut jääkerros, 10 cm kerros firniä ja lopuksi kahden senttimetrin kerros jäätä ennen firniä.
©Jonas Svensson 6.10.2016

Taulukko 4.4: Lumikuoppa C

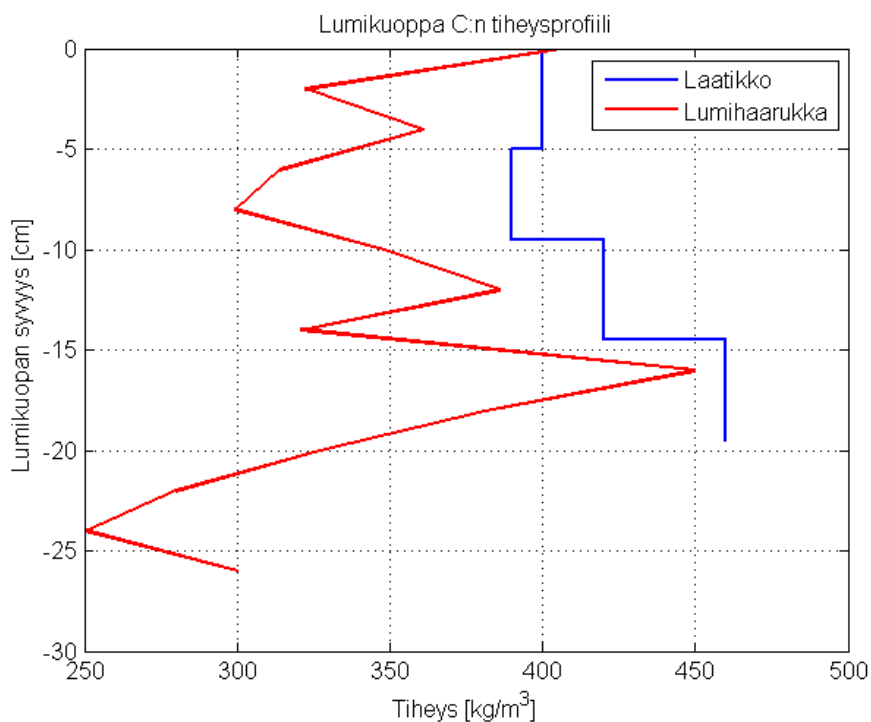
Syvyys [cm]	Kerrokset	Kovuus	Raemuoto	Raekoko [mm]
0 – 11	Lunta	Nyrkki	Sulaneita muotoja	1,5
11 – 21	Lunta	Nyrkki	Sulaneita muotoja	2
21 – 22	Likainen kerros	-	-	-
22 – 28	Jääkerros	-	-	-
28 – 34	Lunta/Firn	-	-	-
34 – 38	Jääkerros	-	-	-
38 – 59	Firn	-	Firn	-
52	Jäälinssi	-	-	-
59	Jäälinssi	-	-	-
59 – 103	Firn	-	Firn	-
103	Jäälinssi	-	-	-
103 – 118	Firn	-	-	-
118	Jäälinssi	-	-	-
118 – 156	Firn	-	-	-

Lumikuopan C lämpötilaprofili mitattiin noin kello 11. Profili on homogeeninen ja siinä ei ole yhtään vaihtelua, vaan se on tasaista -0,1 Celsius-astetta virherajojen varassa.



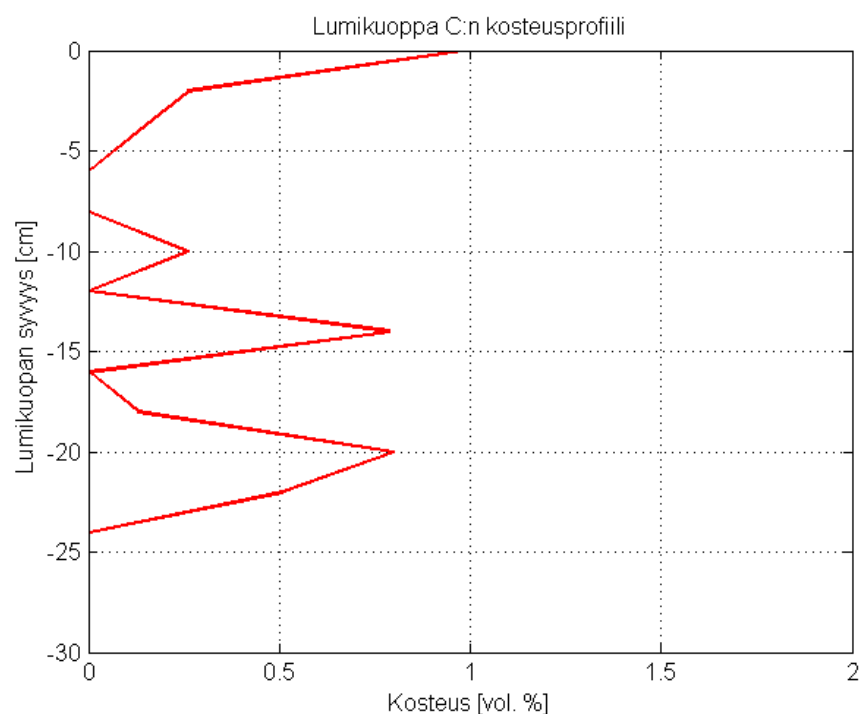
Kuva 4.10: Lumikuoppa C:n lämpötilaprofili. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla lämpötila. Pinta on syvyydellä 0 cm. Mittaus on tehty 6.10. klo. 12.30.

Tiheyttä mitattiin lumihaarukalla sekä laatikolla. Mittaukset lumihaarukalla tehtiin vasta päivää myöhemmin. Kuvan 4.11 kuvaajat poikkeavat toisistaan, mutta samankaltaisuuksia on havaittavissa. Aluksi tiheys on suuri, mutta laskee alaspäin mentäessä noin 7 cm, jonka jälkeen tiheys lähtee taas nousuun. 17 cm syvyydellä laatikolla tehdyt havainnot loppuvat, mutta lumihaarukan mukaan tiheys pienenee lähestyessä likaista kerrosta.



Kuva 4.11: Lumikuoppa C:n tiheysprofiilit mitattuna tiheyslaatikolla, sekä lumihaarukalla. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on tiheys.

Lumen kosteusprofiilista (Kuva 4.12) havaittavissa on kolme selkeästi kosteaa kerrosta. Ylin on aivan pintakerros, toinen noin 15 cm syvyydellä ja kolmas noin 20 cm syvyydellä eli likaisen kerroksen kohdalla.



Kuva 4.12: Lumikuoppa C:n kosteusprofiili suhteessa tilavuuteen. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla kosteus prosentteina suhteessa tilavuuteen.

4.1.4 Lumikuoppa D

Lumikuoppa D kaivettiin noin 100 metrin päähän lounaaseen lumikuopasta C. Lumikuoppa D sijaitsi noin 40 metriä korkeammalla kuin C ja alusta oli jyrkkä rinne. Tässä kuopassa lumikerroksen paksuus oli jo 40 cm ja siitä oli havaittavissa kolme kerrosta, joiden kovuus vaihteli keskenään siten, että kovuus kasvoi alaspäin mentäessä. Aivan pintakerroksen päällä oli hieman tuoretta, edellisen yön aikana satanutta lunta. Taivas oli pilvinen. Likaisen kerroksen alapuolella ylivuotisessa lumessa oli havaittavissa jääkerros ja sitä ympäröivät kerrokset ylivuotista lunta (kuva 4.13). Kuopasta saatiin kaivettua 90 cm syvä.

Lumikuopasta tutkittiin kerrosten rakenteet (taulukko 4.5), mitattiin lämpötilaprofiili, tutkittiin rakeiden muotoa ja kokoa, tutkittiin kovuutta, mitattiin laatikolla tiheyttä ja otettiin näytteet mustahiilianalyysiä varten. Lopuksi asennettiin PAR-sensorit ja peitettiin kuoppa.

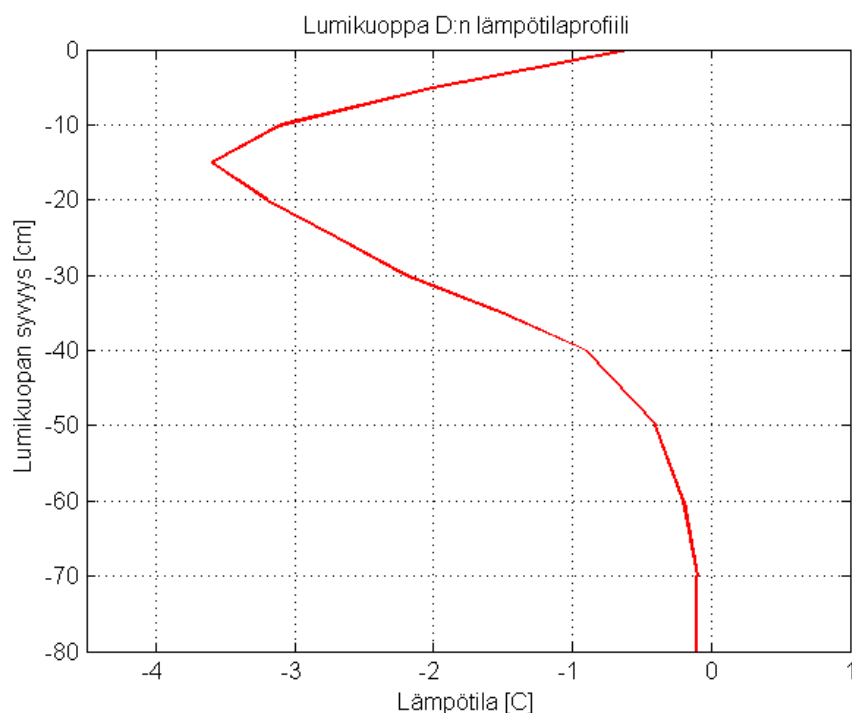


Kuva 4.13: Lumikuoppa D. Tässä kuvassa on havaittavissa sama kerrostuneisuus kuin lumikuopassa C likaisen kerroksen alapuolella. Kerrostuneisuutta on havaittavissa myös lumipeitteessä, esimerkiksi likaisen kerroksen yläpuolella on nähtävissä rajaalueet pehmeälle ja kovalle lumelle. ©Jonas Svensson 7.10.2016

Taulukko 4.5: Lumikuoppa D

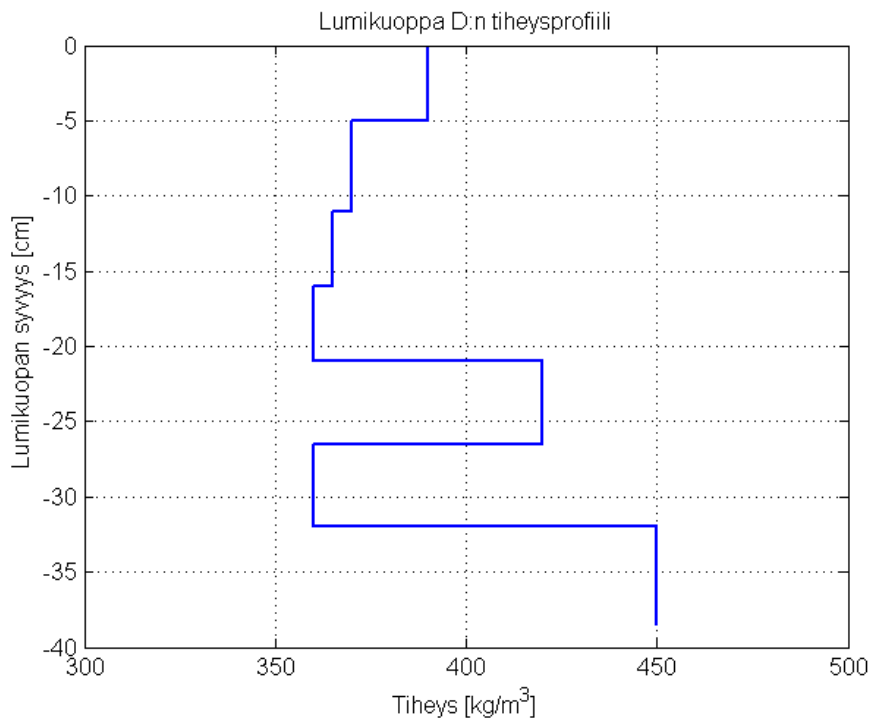
Syvyys [cm]	Kerrokset	Kovuus	Raemuoto	Raekoko [mm]
0 – 8	Lunta	4 sormea	Sulaneita muotoja	1,0
8 – 17	Ylempää pehmeämpi kerros	Nyrkki	Sulaneita muotoja	1,5
17 – 40	Lunta	Kynä	Sulaneita muotoja	2,0
40 – 41	Likainen kerros	-	-	-
41 – 44	Vähitellen muuttuminen firniksi/jääksi	-	Firn	-
44 – 52	Jääkerros	-	-	-
52 – 90	Firn	-	Firn	-

Lämpötila lumikuopasta D mitattiin noin kello 11. Lämpötila saatiin mitattua pinnalta 80 cm syvyyteen (kuva 4.14). Pohjalla lämpötila lähestyi nollaa ja pintalämpötila oli -0,7 Celsius astetta. Kylmin kohta kuopassa oli 15 cm syvyydellä, jossa lämpötila oli -3,6 astetta.



Kuva 4.14: Lumikuoppa D:n lämpötilaprofiili. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on lämpötila. Lumikuopan pinta on syvyydellä 0 cm ja pohja syvyydellä 90 cm. Mittaus on tehty 7.10. klo. 12.10.

Tiheyttä mitattiin vain tiheyslaatikolla lumikuopasta D. Kuvasta 4.15 havaitaan 40 cm paksun lumikerroksen tiheysvaihtelut. Tiheys on pinnalla noin 300 kg/m^3 , josta tiheys lähtee loivasti laskuun alaspäin mennessä. 20 cm syvyydellä on tiheydeltään harva kerros, jonka jälkeen tulee 10 cm paksuinen piikki, jossa tiheys kasvaa noin 70 kg/m^3 ja palaa taas samaan arvoon jossa oli aiemmin. Tämän jälkeen tiheys lähtee taas kasvamaan kohti likaista kerrosta.



Kuva 4.15: Lumikuoppa D:n tiheysprofiili mitattuna tiheyslaatikolla. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla tiheys.

4.1.5 Lumikuoppa E

Lumikuoppa E sijaitsi noin 40 metrin päässä lumikuopasta D etelään ja se oli 20 metriä korkeammalla. Lumikuopassa oli 51 cm paksuinen lumikerros, jonka päällimmäisimpänä kerroksena oli noin 2 cm edellisen yön aikana satanutta lunta. Lumen raekoko ja kovuus kasvoivat alaspäin mentäessä, mutta havaittavissa oli selvästi eri kerroksia. Koko kerroksessa toistui viisi kertaa pehmeä ja ja sitä kovempi lumikerros. Kerrosten paksuudet vaihtelivat yhdestä senttimetristä 14 senttimetriin. Varsinaisia jääkerroksia ei esiintynyt lumipeitteessä. Kuoppaa kaivettiin firniin vain noin 25 cm ja kuopan pohjalla tuli vastaan jääkerros. Lumipeitteen profiili on havaittavissa kuvassa (4.16) ja taulukosta (4.6).

Lumikuopasta tutkittiin kerrosten rakenteet, mitattiin lämpötilaprofiili, tutkittiin rakeiden muotoa ja kokoa, tutkittiin kovuutta, mitattiin tiheyttä laatikolla ja otettiin näytteet mustahiilianalyysiä varten. Kosteus ja tiheysmittaukset tehtiin myös lumahaarukalla.

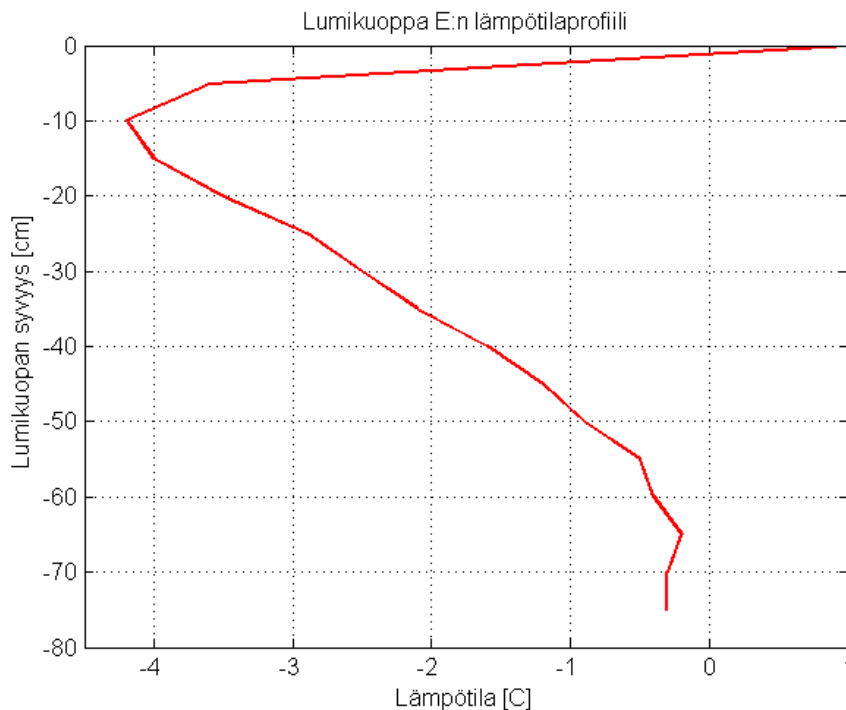


Kuva 4.16: Lumikuoppa E. Kuten lumikuopassa D, tässäkin on havaittavissa eri kerroksia lumipeitteessä.
©Jonas Svensson 8.10.2016

Taulukko 4.6: Lumikuoppa E

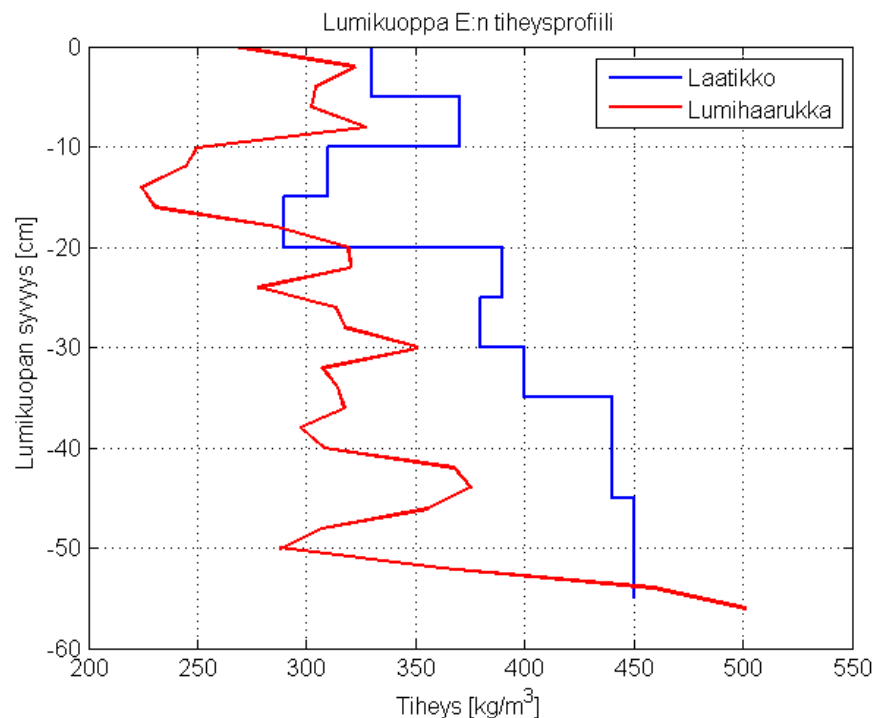
Syvyys [cm]	Kerrokset	Kovuus	Raemuoto	Raekoko [mm]
0 – 2	Tuoretta, vasta satanutta lunta	Nyrkki	Raemainen	1,0
2 – 11	Lunta	4 sormeaa	Sulaneita muotoja	1,5
11 – 14	Ylempää pehmeämpi kerros	Nyrkki	-	2,0
14 – 25	Lunta	-	-	2,0
25 – 28	Pehmeä kerros	-	-	-
28 – 31	Lunta	-	-	-
31 – 32	Pehmeä kerros	-	-	-
32 – 36	Lunta	Kynä	-	-
36 – 39	Pehmeä kerros	-	-	-
39 – 53	Lunta	Puukko	-	-
53 – 55	Likainen kerros	-	-	-
55 – 80	Firn	-	Firn	-

Lumikuopan E (kuva 4.17) lämpötilaprofiili muistuttaa hyvin paljon muodoltaan lumikuopan D lämpötilaprofiilia (kuva 4.14). Kylmin kohta on noin puoli astetta kylmempi ja pinnalla lämpötila menee positiivisen puolelle, mikä voi johtua mittavirheestä tai ilman lämpötilasta. Pohjalla lämpötila on lähestymässä nollaa. Kylmin kohta sijaitsee jo 10 cm syvyydellä. Tämä piikki sijaitsee lähes keskellä ensimmäistä kovaa lumikerrosta, joka sijaitsee vasta sataneen lumen alapuolella.



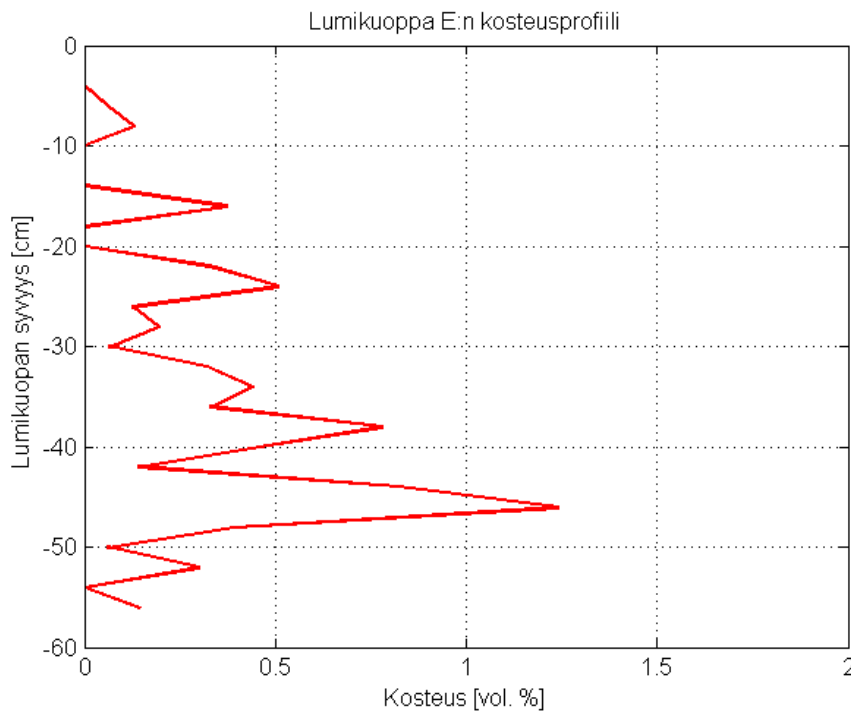
Kuva 4.17: Lumikuoppa E:n lämpötilaprofiili. Lumen ja ilman rajapinta on syvyydellä 0 cm ja kaivetun lumikuopan pohja on syvyydellä 80 cm. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on lämpötila. Mittaus on tehty 8.10. klo. 10.50.

Tiheyttä mitattiin tiheyslaatikolla sekä lumihaarukalla lumikuopasta E. Kuvasta 4.18 huomataan, että molemmat mittaukset noudattavat hyvin toistensa muotoja. Laatikolla tulokset ovat suurempia, kuten jo aiemmilla mittauksilla, johtuen mahdollisesti kokoonpuristumisesta. Aluksi molemmissa kuvaajissa tiheys alkaa kasvamaan hieman pinnalta alaspäin mentäessä. Noin 8 cm syvyydellä tiheys lähtee laskuun. Tiheysminimi on noin 16 cm syvyydellä, jonka jälkeen tiheys lähtee nousemaan nopeasti. Tiheyden kasvu loppuu noin 20 cm syvyydellä, jonka jälkeen tiheys kasvaa noin 50 kg/m^3 30 cm matkalla. Taulukossa 4.6 mainitut kovat ja pehmeät kerrokset eivät ole erityisemmin havaittavissa näistä tiheysprofileista pois lukien 15 cm syvyydellä oleva kerros. Havaittujen kerrosten paksuus on vain muutamia senttimetrejä, joten manuaalisella mittalaitteella ei edes saada niin tarkkoja otoksia ja lumihaarukalla tehdyistä havainnoista pieni vaihtelu tulee jo virherajojen puitteissa.



Kuva 4.18: Lumikuoppa E:n tiheysprofiilit tiheyslaatikolla ja lumihaarukalla mitattuna. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on tiheys.

Lumikerroksen kosteutta mitattiin lumihaarukalla (kuva 4.19). Tästäkin kuvasta on havaittavissa kolme muita kerroksia kosteampia kerroksia. Ylin, vähiten kostea kerros on noin 7 cm syvyydellä, toinen kerros on noin 25 cm syvyydellä ja syvin sekä kostein on noin 42 cm syvyydellä.



Kuva 4.19: Lumikuoppa E:n kosteusprofiili suhteessa tilavuuteen. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla kosteus prosentteina suhteessa tilavuuteen.

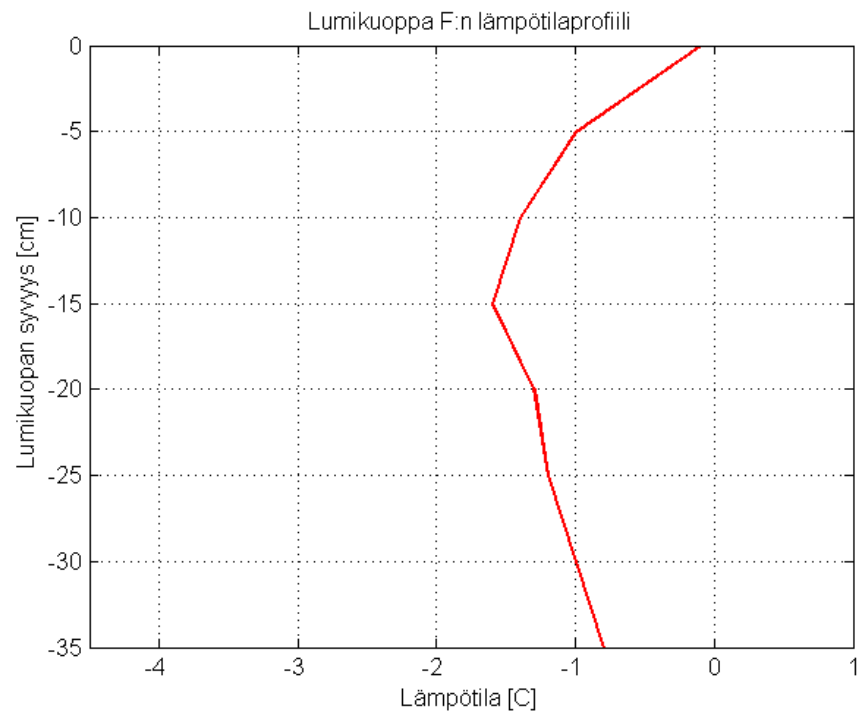
4.1.6 Lumikuoppa F

Lumikuoppa F kaivettiin paluumatkalla kuopalta E. Etäisyys kuopasta C oli noin 200 metriä pohjoiseen ja kuopan lähetyvillä oli railoja ja vuorensinämät aiheuttivat varjostusta. Kello oli noin 13 ja kuopan tutkimiseen käytettiin noin 15 minuuttia aikaa. Kuopasta katsottiin kerrosten rakenteet, mitattiin lämpötilaprofiili sekä tehtiin mittaukset lumiharukalla.

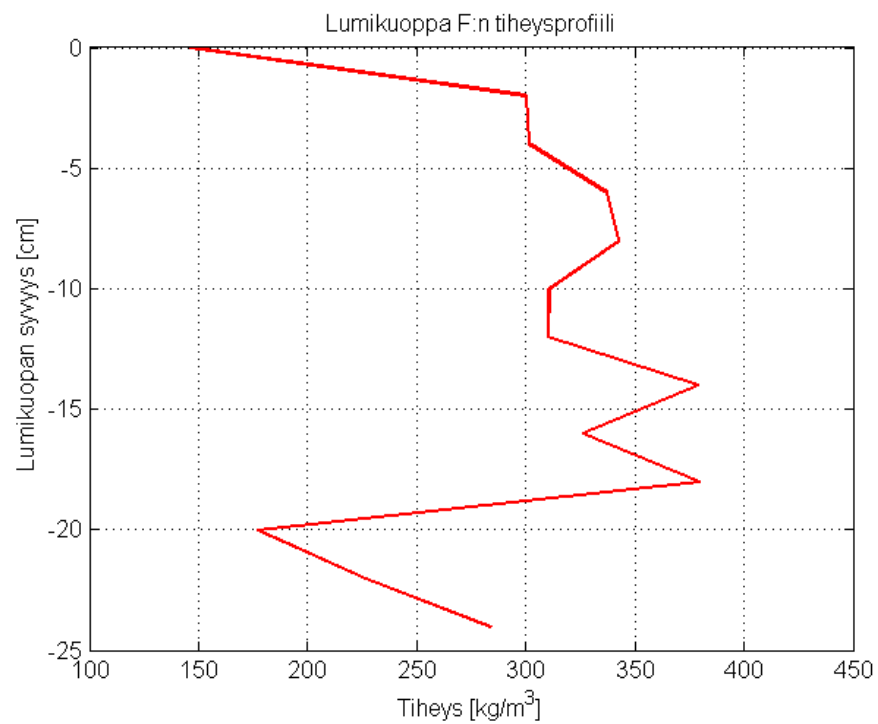
Taulukko 4.7: Lumikuoppa F

Syvyys [cm]	Kerrokset	Kovuus	Raemuoto
0 – 2	Uutta, vasta satanutta lunta	-	Raemainen
2 – 11	Lunta	-	Sulaneita muotoja
11 – 13	Ylempää pehmeämpi kerros	-	-
13 – 22	Lunta	-	-
22 – 24	Likainen kerros	-	-
24 – 42	Firn	-	-
42 – 50	Jäätä	-	-

Lämpötila lumikuopasta F mitattiin noin kello 13 eli noin kaksi tuntia myöhemmin kuin muista lumikuopista. Koska kuoppa oli matala, ei lämpötilaprofiilikaan yllä syvälle ja tässä tapauksessa (kuva 4.20) mitattu profiili ei saavuta $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ pohjassa. Kylmin kohta sijaitsee 15 cm syvyydellä ja se on $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Myöhäisestä kellonajasta johtuen, kylmin kohta on ehtinyt vetäytyä alemmas ja piikki pienentyä verrattuna siihen mitä se olisi ollut aiemmalla kellonajalla.



Kuva 4.20: Lumikuoppa F:n lämpötilaprofiili. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on lämpötila. Mittaus on tehty 8.10. klo. 13.05.

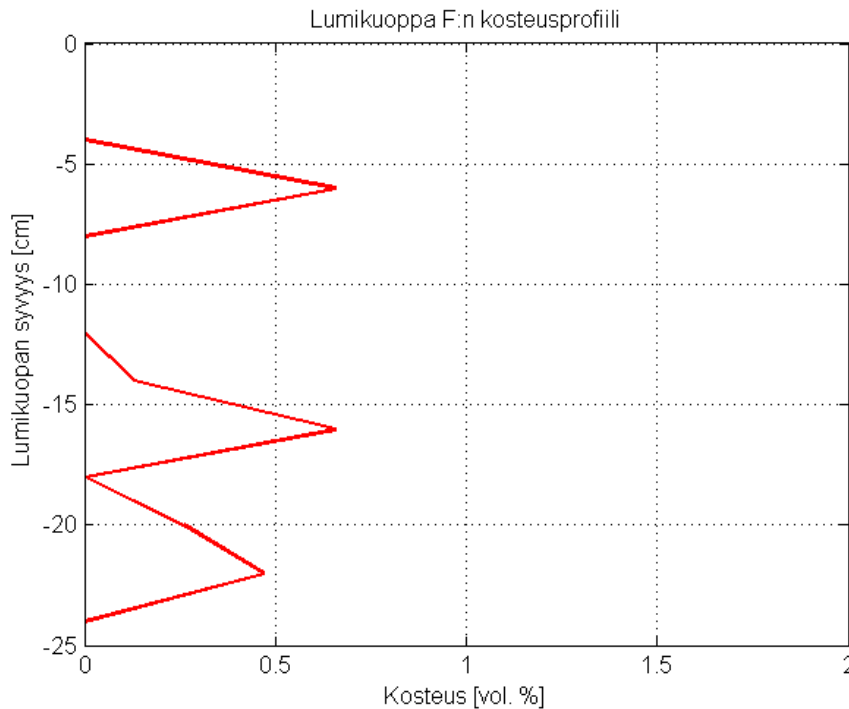


Kuva 4.21: Lumikuoppa F:n tiheysprofiili lumahaarukalla mitattuna. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on tiheys.

Tiheyttä lumikuopasta F mitattiin vain lumahaarukalla (kuva 4.21). Tiheysprofiilista

ei ole havaittavissa kerroksia, muuten kuin aivan päällimmäinen tuore lumi ja pohjalla harvempi kerros (likainen kerros). Muuten lumen tiheys on noin 340 kg/m^3 .

Kosteusprofiilissa (kuva 4.22) on havaittavissa kolme kosteaa kerrosta kuten muidenkin kuoppien kosteusprofiileissa. ensimmäinen on noin 7 cm syvyydellä, toinen noin 17 cm syvyydellä ja viimeinen noin 20 cm syvyydellä, juuri likaisen kerroksen yläpuolella.



Kuva 4.22: Lumikuoppa F:n kosteusprofiili suhteessa tilavuuteen. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla kosteus prosentteina suhteessa tilavuuteen. Mittaus on mitattu lumihaarukalla.

4.1.7 Muut mittaukset

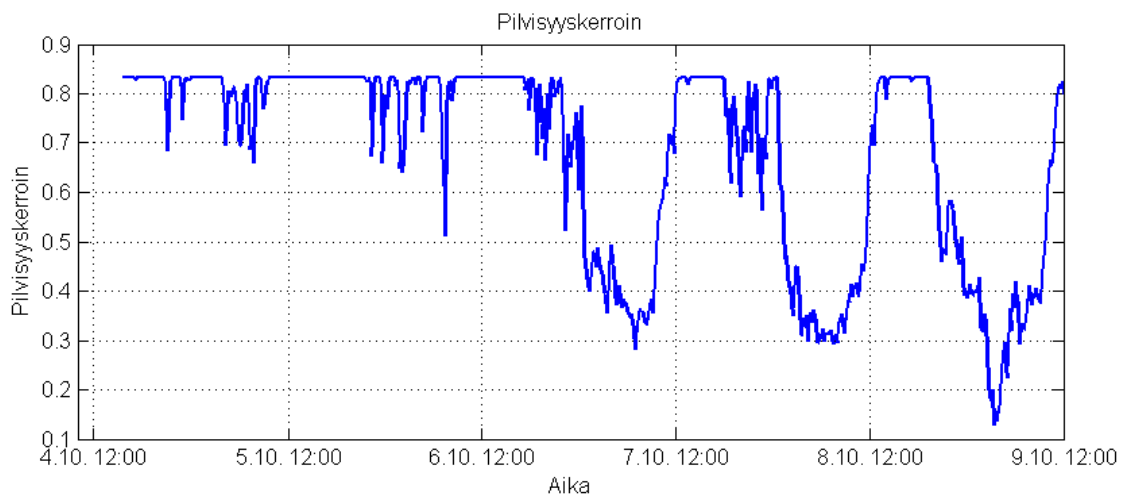
Muita mittauksia tehtiin Helsingin yliopiston laitteilla Sunderdhunga-jäätiköllä. Mittalaitteita olivat lumiasema, säteilymittarit ja PAR-sensorit. PAR-sensorit asennettiin myös Panuti-jäätikölle.

Lyhytaaltosäteilyä ja nettosäteilyä mitattiin yhteensä kuuden päivän aikana. Mittalaitteet asennettiin railojen väliselle tasaiselle alueelle, joka oli kooltaan vain muutamia neliömetrejä. Muita tasaisia alueita ei lähistöltä löytynyt. Vuorenrinteet aiheuttivat varjostusta, kun aurinko paistoi matalalta. Mahdollisia virheitä dataan aiheuttivat muun muassa lumisateet, jolloin ylöspäin osoittavat anturit peittyivät lumeen. Mittalaitteiston kolmijalan etummaisat jalat olivat myös painuneet hieman lumeen mittausjakson aikana, jolloin anturit olivat joutuneet hieman vinoon.

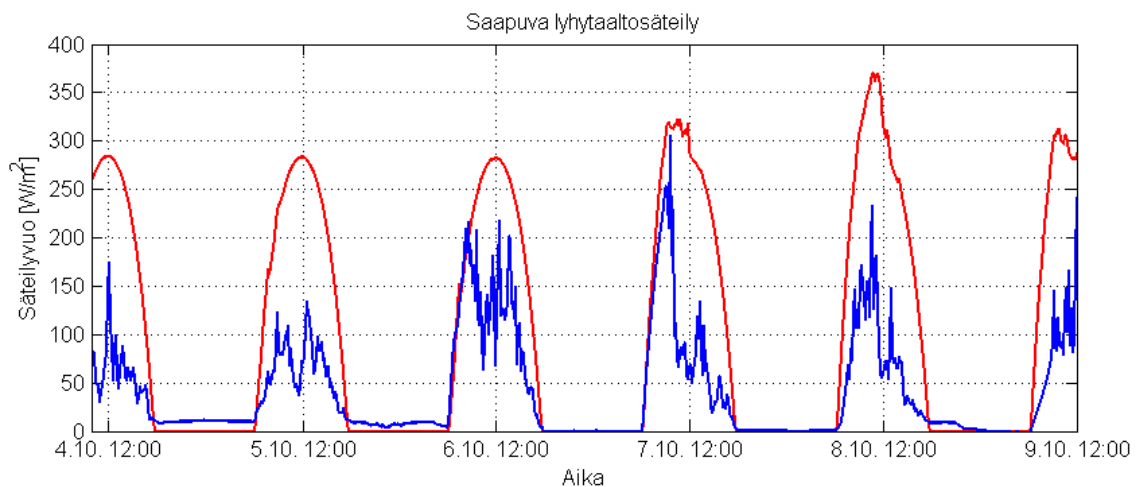
Kuvassa 4.25 on viiden päivän ajalta netto lyhytaaltosäteily eli saapuvasta säteilystä on vähennetty lähtevä säteily. Kuvaaja päättyy jo 9.10. kello 1.00 yöllä, sillä seuraavalta päivältä dataa oli vain vähän ja se oli käyttökelvotonta. Kuvasta 4.25 kuitenkin huomataan,

että säteily määrä kahden ensimmäisen päivän aikana on paljon vähemmän kuin kolmen seuraavan päivän aikana. Tämä selittyy pilvisyydellä. Vaikka kaikki päivät olivatkin pilvisiä, niin kaksi ensimmäistä päivää olivat erityisen pilvisiä. Muina päivinä aurinko läpäisi pilvet edes väliaikaisesti.

Pilvisyyteen vaikuttaa ilmankosteus. Kaavalla (2.13) voidaan laskea kerroin pilvisyydelle, kun tunnetaan ilman suhteellinen kosteus. Ilman suhteellinen kosteus on mitattu sääasemalla, jolloin pilvisyyserroin saadaan laskettua koko mittausjakson ajalle. Kuvassa 4.23 on esitetty pilvisyyserroimen vaihtelu mittausjakson aikana. Kuvaajasta huomataan, että tulokset tukevat havaintoja siitä, että kaksi ensimmäistä vuorokautta ovat olleet huomattavasti pilvisempiä kuin viimeiset kolme. Pilvisyyserroin saavuttaa maksimiarvonsa jokaisena päivänä ja päivät ovatkin tyypillisesti pilvisiä. Pilviä esiintyy vähiten auringon nousun aikaan varsinkin kolmen viimeisen vuorokauden aikana. Kahden ensimmäisen päivän aikana pilviä esiintyy paljon kaikkina vuorokauden aikoina.

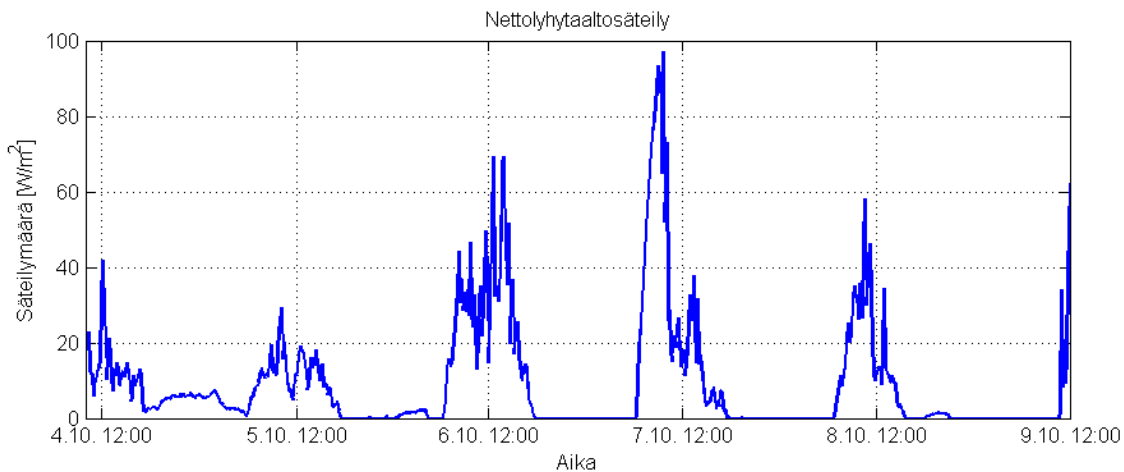


Kuva 4.23: Pilvisyyserroin laskettuna kaavalla (2.13). Vaihteluväli kertoimella on välillä 0 – 0,832.

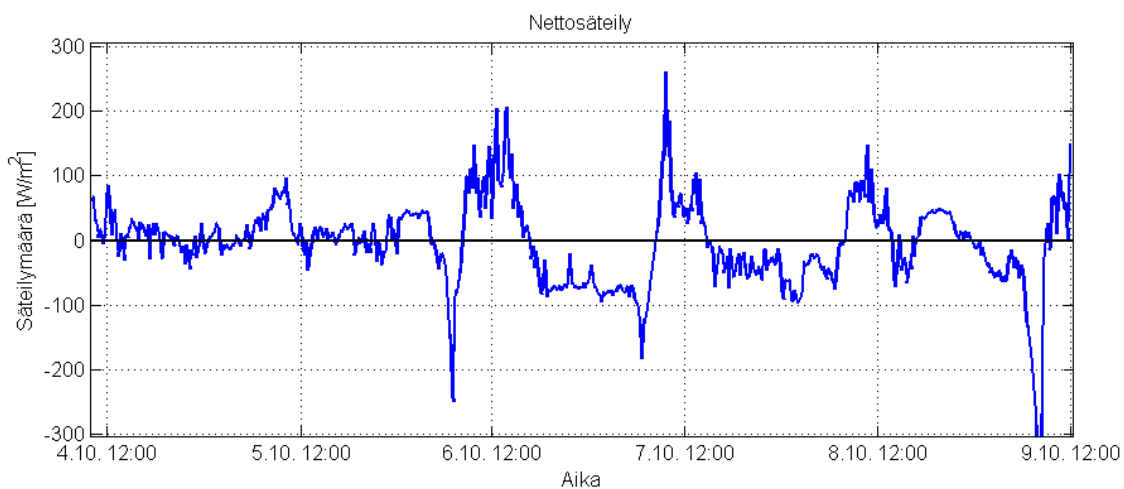


Kuva 4.24: Teoreettisesti laskettu (punainen) ja mitattu (sininen) saapuva lyhytaaltosäteily mittausjakson ajan.

Kuvassa 4.24 on esitetty mitattu saapuva lyhytaaltosäteily ja teoreettisesti laskettu saapuva lyhytaaltosäteily käyttäen kaavoja (2.4) – (2.11) sekä edellä laskettua pilvisyyskertoimen arvoja. Huomataan, että mitatut arvot pysyvät hyvin teoreettisten arvojen alapuolella pois lukien kahtena ensimmäisenä yönä olevan mittausvirheen aikana. Mitatut arvot ovat paljon pienempiä kuin lasketut arvot paitsi toisen ja kolmannen päivän aamuna, jolloin arvot ovat lähes samat. Pilvisyydellä on selvästi vaikutusta tuloksissa, sillä kirkkaina aamuina mitatut tulokset eivät poikkea lasketusta, mutta päivän edetessä ja pilvien lisääntyessä tulokset alkavat poiketa toisistaan. Pilvisyyskertoimen maksimi arvo on 0,832. Varsinkaan kahden ensimmäisen päivän kohdalla tämä ei riitä, vaan pilviä on ollut enemmän kuin mitä kerroin pystyy käsittelemään. Lumisade voi myös muuttaa tuloksia. Esimerkiksi kaksi viimeistä aamua poikkeavat kahdesta edeltävästä. Yöllä on voinut sataa lunta mittalaitteen anturin päälle, mikä on vähitellen sulanut päivän edetessä ja näin vähentänyt mitattuja tuloksia.



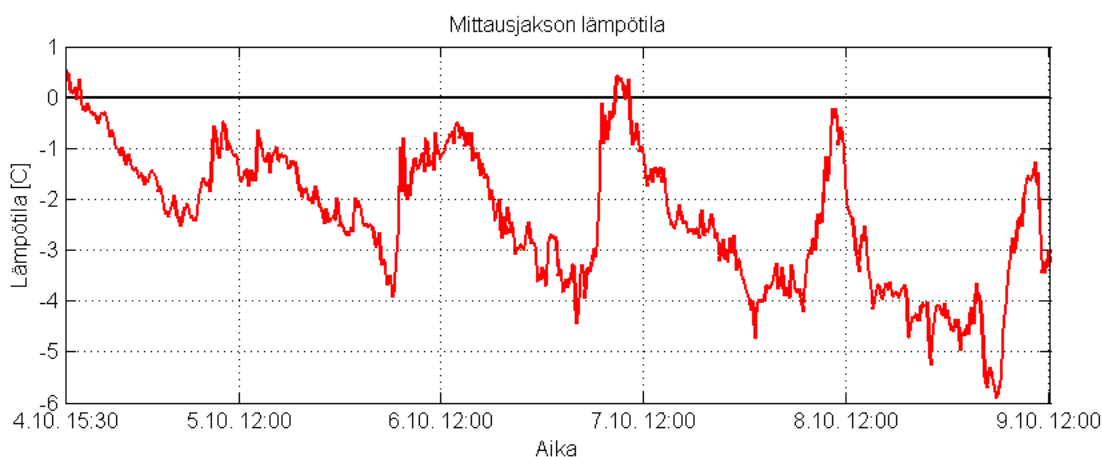
Kuva 4.25: Albedometrillä mitattu netto lyhytaaltosäteily. Säteilystä on vähennetty lumen albedosta johtuvan heijastuneen säteilyn määrä eli kuvaajassa on vain lumipeitteen vastaanottaman säteilyn määrä. Pystyakselilla on säteilyn määrä yksikössä W/m^2 ja vaaka-akselilla on aika.



Kuva 4.26: Nettoradiometrillä mitattiin mittausjakson aikana lyhyt-, sekä pitkäaaltoista säteilyä. Kuvaajassa on nettosäteily, jossa positiivinen vuo tarkoittaa lumipeitteen vastaanottamaa lämpöä. Pystyakselilla on säteilyn määrä yksikössä W/m^2 ja vaaka-akselilla on aika.

Kuvassa 4.26 on esitetty mittausjakson aikainen nettosäteily eli saapuvasta pitkä- ja lyhytaaltoisesta säteilystä on vähennetty poistuva pitkä- ja lyhytaaltosäteily. Samoin kuten kuvassa 4.25, tässä on havaittavissa kaksi ensimmäistä päivää, jolloin säteily määrä on hyvin tasoittunutta. Kolmen muun päivän aikana pilvisuus ei ole ollut niin suurta kuin kahden ensimmäisen, jolloin päiväaikaan lyhytaaltosäteily on päässyt pilvien läpi ja öisin säteilytase on selvästi negatiivinen, kun pilvet eivät ole säteilemässä pitkäaaltosäteilyä kohti lumipintaa. 6.10., 7.10. ja 9.10. aamuina juuri ennen auringon nousua on havaittavissa minimitapauksia, joissa nettosäteilyssä on selvä negatiivinen piikki. Juuri ennen auringon nousua lyhytaaltoista ei ole ja pilvisuus on vähäistä. Pilvisyyden vähäisyydestä johtuen myös ilmakehästä tuleva pitkäaaltoinen säteily on vähäistä. Tämä voi aiheuttaa piikin mittauksissa. On myös mahdollista, että mittalaite ottaa häiriötä.

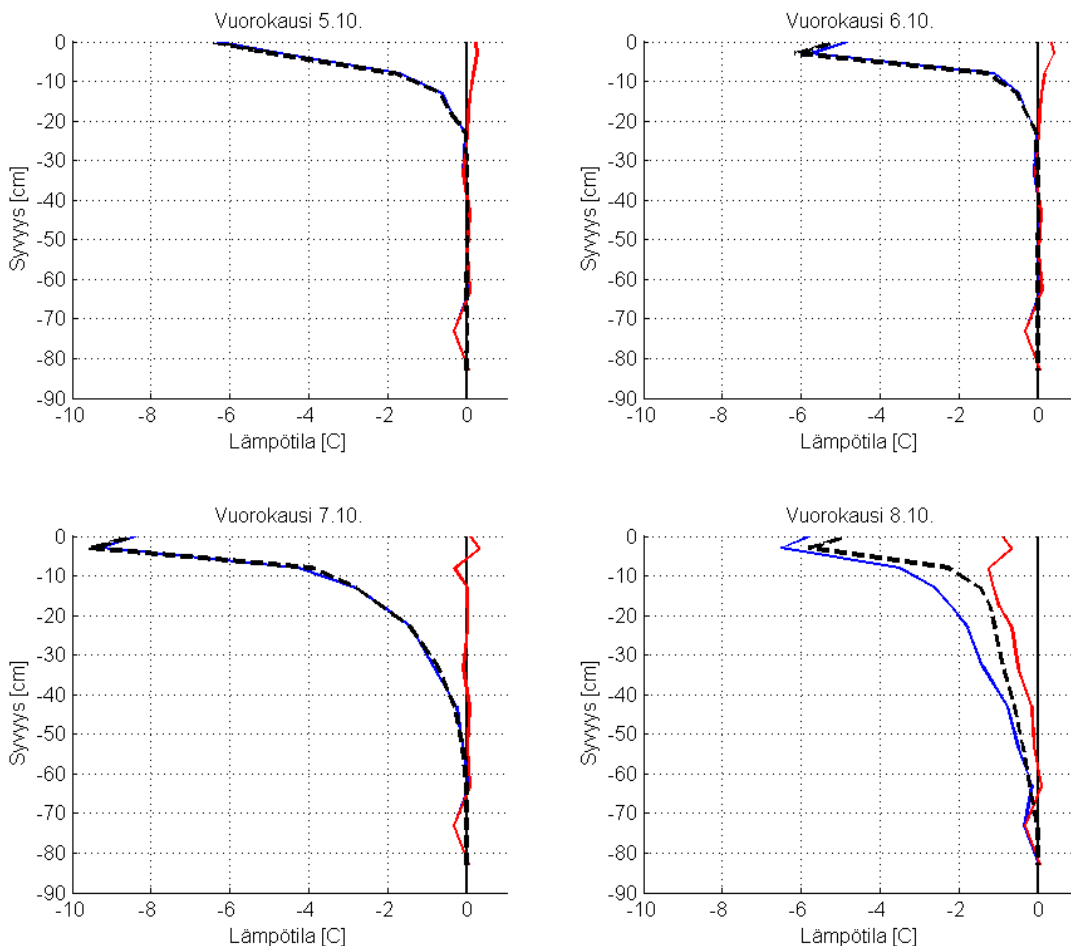
Sääasemalla, joka sijaitsee perusleirissä 4700 metrin korkeudessa, mitattiin muun muassa tuulennopeutta, ilman suhteellista kosteutta sekä lämpötilaa. Koska sääasema sijaitsee noin 300 metriä alempana kuin mittauspaikka Sunderdhungalla, missä useat mittaukset toteutettiin, niin pitää korkeuden tuoma lämpötilamuutos ottaa huomioon. Lämpötila saadaan korjattua oikeaksi käyttämällä kaavaa (2.19), joka käytännössä laskee asemalla mitattua lämpötilaa noin 3 Celsius-astetta. Tämän muunnoskaavan jälkeen lämpötila mittauspaikalla on esitetty kuvassa 4.27. Lämpötilaa mitattiin myös lumiasemalla suoraan mittauspaikalla, mutta kyseistä lämpötilaa verratessa sääasemalla mitattuun lämpötilaan erot ovat suuret. Mitatut yölämpötilat ovat lähes samat, mutta päivällä lumiasema antaa lämpötilaksi hyvin suuria arvoja. Todennäköisesti auringonpaiste muuttaa tuloksia lumiasemalla, sillä anturi ei ole suojassa siltä toisin kuin sääaseman anturi, joka on myös tuuletettu. Sääaseman lämpötilahavaintojen perusteella lämpötila on ollut lähes koko ajan alle 0 Celsius-astetta, vaikka työskentelyssä jäätiköllä oli huomattavaa, että lämpötila on yli nollan. Myös lumiaseman havaintojen perusteella lämpötila nousee korkealle, mutta lämpö ja lämmön tunne johtuu enimmäkseen auringon säteilystä.



Kuva 4.27: Mittausjakson aikana sääasemalla mitattu lämpötila. Lämpötila on korjattu muutoskaavalla (2.19) vastaamaan mittauspaikan korkeuden lämpötilaa.

Lumiasema mittasi lämpötilaprofilia aikasarjana lumikuopasta A kuuden päivän ajan. Havaintoja lämpötilasta on 83 cm syvyyteen asti, aluksi lähellä pintaa 5 cm välein ja lopuksi lähellä kuopan pohjaa 10 cm välein. Lumiasema tallensi mittaukset 10 minuutin välein.

Kuvan 4.28 kuvaajissa on esitetty lämpötilamittausten pienimmät ja suurimmat arvot syvyyden funktiona neljän vuorokauden aikana. Lämpötilavaihtelu kahden ensimmäisen päivän aikana on tapahtunut vain ylimmän 20 cm syvyydellä eli lumikerroksen sisällä. Päivien 6. – 7.10. välillä on ollut kylmä yö, jolloin 7.10. pienimmistä arvoista on huomattavissa, että lähellä pintaa lämpötila on laskenut lähelle $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja lämpötilavaihtelu yltää 60 cm syvyydelle. Tämän kylmän vuorokauden seurauksena 8.10. kuvaajasta havaitaan, että suurimmat lämpötilan arvot eivät saavuta $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ koko päivän aikana 55 cm syvyydeltä ylöspäin. Lämpötilavaihtelu yltää myös 10 cm syvemmälle kuin edellisenä vuorokautena, mutta pintalämpötilan vaihtelu on $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ pienempää. Lähellä pintaa on havaittavissa 3 ensimmäisen päivän aikana positiivisia arvoja, jotka ovat mahdottomia, sillä lumen lämpötila ei voi olla yli nollaa $^{\circ}\text{C}$. Kyseessä on todennäköisesti pieni virhe mittaustarkkuudessa tai mahdollisesti auringonsäteilyn tuoma virhe tuloksiin. 75 cm syvyydellä on havaittavissa pieni lämpötilaminimi. Oletettavasti kyseessä on mittavirhe, sillä tällainen koko mittausjakson ajaksi muuttumattomana "varastoitunut lämpö" olisi hyvin outo tapaus.



Kuva 4.28: Kuvaajissa on esitetty neljän eri vuorokauden ajalta (5. – 8.10.) lumiasemalla mitattuja lämpötilavaihteluita syvyyden funktiona lumikuopasta A. Sininen on vuorokauden aikana havaittu alin lämpötila ja punainen on suurin havaittu lämpötila. Musta katkoviiva kuvastaa lämpötilavaihtelun suuruutta (eli laskettuna = pienin arvo - suurin arvo).

4.2 Analyysit

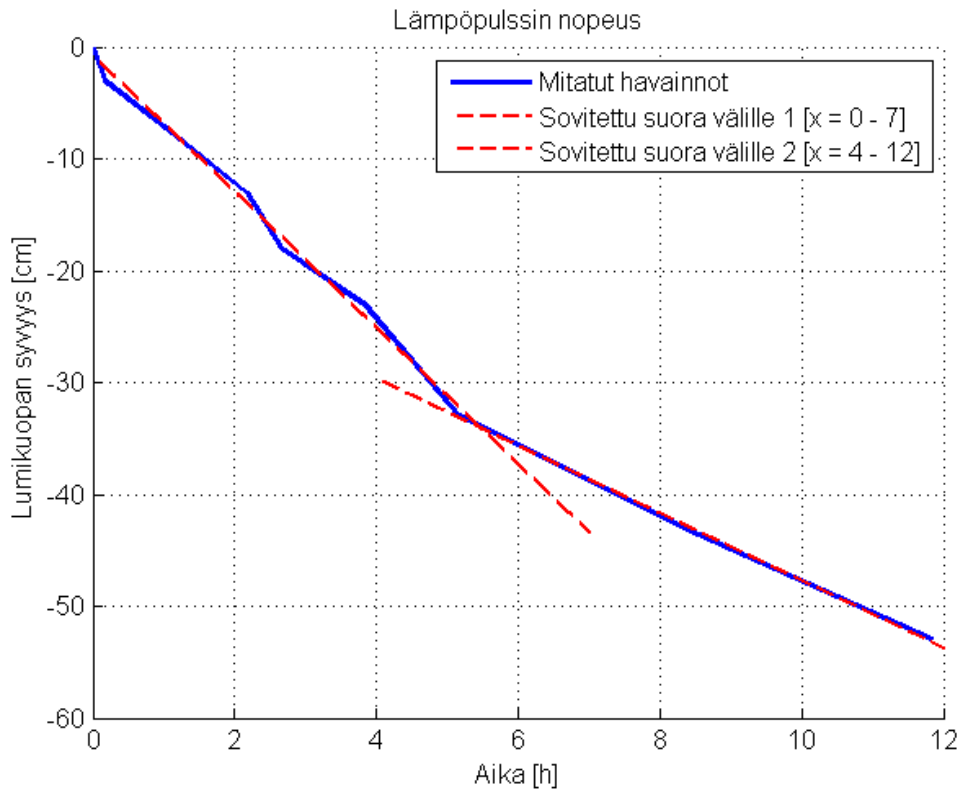
4.2.1 Lumiasemamittaukset

Taulukko 4.8: Eri kerrosten lämpöpulssien nopeudet

Kerros	Nopeus [cm/h]
0 – 3	18,0
3 – 8	5,00
8 – 13	5,00
13 – 18	10,0
18 – 23	4,29
23 – 33	7,50
33 – 43	3,18
0 – 33	6,09
33 – 53	3,00
0 – 53	4,54

6.10 – 7.10 oli havaittavissa kylmä yö, kylmempi kuin mitä siihen asti oli ollut. Lumiaseman (sijainti lumikuopassa A, kuopan esittely luvussa 4.1.2) mittaama ilman lämpötila oli kylmimmillään noin $-8,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Kylmä ilma aiheuttaa myös lämpötilamuutoksia lumipeitteessä. Ilman ja lumen välinen lämmönvaihto johtaa pintakerroksen lämpötilan muuttumiseen, josta lämpö johtuu alaspäin lumipeitteeseen, mikä on havaittavissa lumiaseman lämpötilahavainnoista eri syvyyksillä. Lämpötilahavainnoista eri syvyyksistä voidaan tarkkailla kylmän yön aiheuttama lämpöpulssi, joka etenee vaimentuen alaspäin. Kuvassa 4.29 on haettu ajat, jolloin lämpötila on ollut eri havainnoissa pienimmillään 6. – 7. välisenä yönä. Kuvaajasta nähdään, että lämpöpulssi etenee lähes lineaarisesti ensin pinnalta 33 cm syvyyteen ja sitten toisen suoran (eri kulmakertoimella) mukaisesti aina 53 cm syvyyteen. Kuvaajaan saadaan sovitettua suorat, joista ensimmäisen kulmakerroin on $-6,1$ ja toisen on $-3,0$ eli näistä saadaan lämpöpulssin nopeudet suoraan jotka ovat $6,1\text{ cm/h}$ ja $3,0\text{ cm/h}$. Eli kulmakerroin on pulssin nopeus [cm/h]. Taulukkoon 4.8 on taulukoitu samalla periaatteella laskettuna lämpöpulssin nopeudet eri sensorien välillä. Näistä tuloksista huomataan, että nopeus vaihtelee yksittäisten kerrosten välillä 33 cm syvyyden yläpuolella. Vaihtelua tämän jälkeen näissä tuloksissa on hyvin vähän. Suurin nopeus on löytyy ylimmästä pintakerroksesta. Pintakerros on ohut ja tiheydeltään harvaa, joten ilma pääsee hyvin kiertämään ja lämmönvaihto tapahtuu käytännössä samaan aikaan aivan pinnalla, sekä 3 cm syvyydellä. Muuten merkille pantava kerros on 13 – 18 cm, jossa nopeus on kaksi kertaa suurempi kuin kerroksissa sen ylä- tai alapuolella. Likainen kerros alkaa syvyydeltä 18 cm ja on 1 cm paksuinen. Tämä kerros on hieman tiheämpää kuin yllä tai alla oleva kerros, mutta selitys saattaa löytyä lumikuoppa A:n vieressä sijaitsevasta lumikuoppa B:n kosteusprofiilista 4.8, jonka perusteella lumipeitteen kostein kohta on likaisen kerroksen yläpuolella. Nestemäisen veden määrä ei ole suuri (enimmillään $0,6\text{ vol. }%$), mutta se on enemmän kuin muualla lumipeitteessä. Huomioitavaa kosteuden tarkkailussa kuitenkin on se, että kosteuspitoisuus on mitattu eri päivänä kuin tässä osiossa käsiteltävät lämpötilahavainnot. Lisäksi on kyseenalaista tarkastella yksittäisten kerrosten välisiä nopeuksia, sillä

poikkeavuudet voivat johtua mittausvirheistä. Tosin eri kerrosten välillä nopeuksissa on hyvin todennäköisesti eroja, mikä voi johtua esimerkiksi vain tiheyseroista. Huomioitavaa on myös, että Sturm ym. (1997) tulosten mukaan lämpötila pienentää lämmönjohtokykyä eli matala lämpötila kasvattaa lämmönjohtoa ja tällöin pulssin nopeutta. Pulssin voimakkuuden heiketessä eli lämpötilan kasvaessa syvälle lumipeitteeseen mentäessä myös pulssin nopeus pienenee. Tiheys kuitenkin kasvaa syvällä lumessa ja ylivuotisessa lumessa, mikä taas kasvattaa pulssin nopeutta. Voidaan olettaa, että nämä kaksi tekijää osittain kumoavat toisensa ja saavat aikaiseksi kuvasta 4.29 lineaarisen.



Kuva 4.29: Lämpöpulssin eteneminen ajan funktiona. Mittaus on toteutettu lumiasemalla, jolla on saatu mitattua lämpötila eri syvyyksillä. Pystyakselilla on syvyys ja vaakakselilla aika tunteina. Mittaukseen on sovitettu kaksi suoraa, ensimmäinen välille $y = [0 - 33 \text{ cm}]$ ja toinen välille $y = [-33 - 53 \text{ cm}]$. Suorien kulmakertoimet kuvastavat lämpöpulssin nopeutta kyseisellä alueella.

Samoista mittauksista kuin mitä kuvassa 4.29 on käytetty, on havaintoja hyödynnetty myös kuvassa 4.30. Lumiasemahavainnoista on valittu eri antureilta matalimmat mitatut lämpötilat 6.10. – 7.10. välisen yön ajalta. Näistä lämpötiloista saadaan laskettua lämpötilan muutos syvyyden funktiona eli lämpötilan gradientti 4.1.

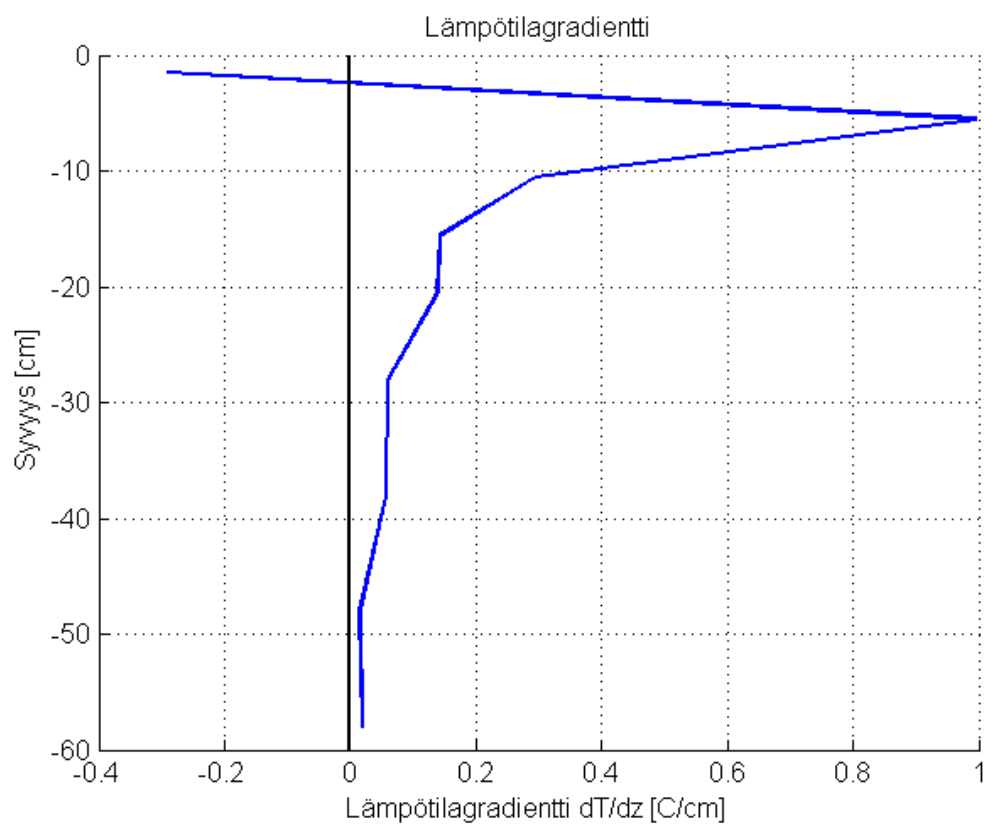
$$\nabla T = \frac{dT}{dz} = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} \quad (4.1)$$

$$Q_f = -k \frac{dT}{dz} \quad (4.2)$$

Varsinaista lämmönjohtumista kuvastaa kaava (4.2), jossa tarkastellaan johtumista yhden dimension kannalta. Kappaleen läpi virtaa lämpövuoto Q_f , jonka yksikkö on W/m^2 . dT

on rajapintojen 1 ja 2 välinen lämpötilaero ja dz on näiden välinen etäisyys. k on tarkasteltavan kappaleen lämmönjohtumiskerroin, jonka yksikkö on $W/(m \cdot K)$ (Müller-Plathe, 1997).

Kuvasta 4.30 on havaittavissa, että gradientti on suurimmillaan noin 5 cm syvyydellä eli sillä syvyydellä lämpötila kasvaa eniten alaspäin mentäessä (tällä syvyydellä $1^\circ C / cm$). Havaittavissa on, että lämpötilagradientti pienenee eksponentiaalisesti alaspäin mentäessä 5 cm syvyydeltä lähtien ja muutos lähestyy nollaa 60 cm syvyydellä. Poikkeavuus aivan pinnan lähistöllä, jossa gradientti on negatiivinen, johtuu todennäköisimmin siitä, että ilma on päässyt kiertämään huokoisen lumikerroksen läpi tai mittausvirheestä.

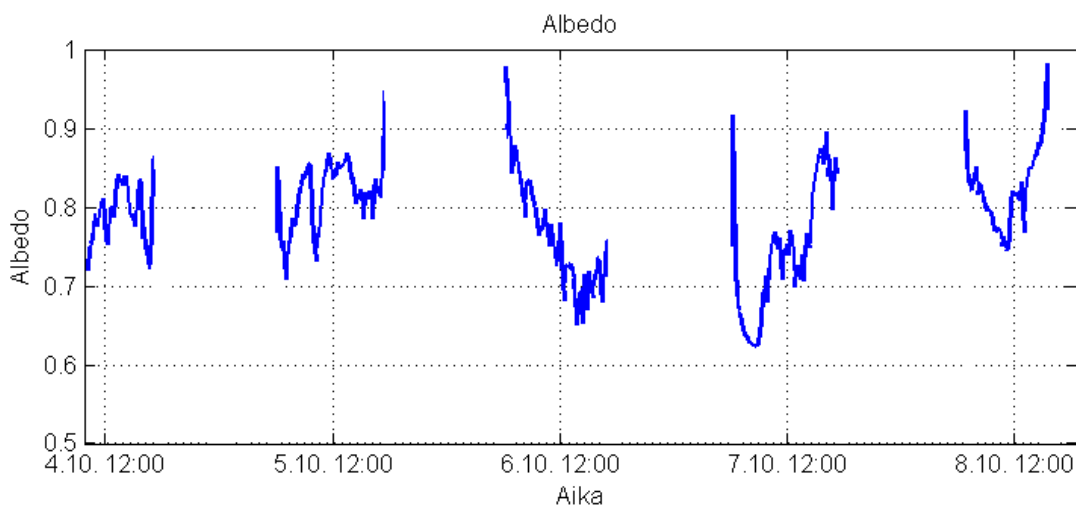


Kuva 4.30: Lumiasemalla mitattu lämpötilagradientti syvyyden funktiona. Lumiaseman sensorien arvot eivät ole samalta ajanhetkeltä, vaan arvoiksi on valittu päivien 6.10. – 7.10. välisen yön kylmän ilman aiheuttama lämpöpulssin minimi arvot. Gradientin suunta on pinnalta kohti kuopan pohjaa.

4.2.2 Albedo

Pinnan albedo eli heijastuskyky saadaan laskemalla pois heijastuneen säteilyn suhde saapuvaan säteilyyn (kaava (2.21)). Albedo saadaan täten laskettua ja esitettyä aikasarjana albedometrillä mitatusta lyhytaaltosäteilydatasta (kuva 4.31). Kuvaajasta on havaittavissa 5 päivää, 4.10 – 8.10. Albedoa ei ole laskettu ajanhetkille, jolloin on ollut yö tai aurinko on vasta noussut tai juuri laskemassa. Näillä hetkillä valon määrä on ollut liian pieni, jolloin albedoa ei pystytä laskemaan mittavirheiden takia.

Albedomittausten muoto tulisi olla päivän aikana U:n muotoinen, johtuen siitä, että albedo on korkeimmillaan auringon paistaessa matalalta. Tämä toteutuu kuitenkin vain kuvan 4.31 viidennen päivän kohdalla. Kolmannelta ja neljännestä päivästä on myös etäisesti havaittavissa kyseinen muoto. Ensimmäisen ja toisen päivän albedomittaukset käyttäytyvät taas aivan päinvastoin, havaittava muoto on U ylösalaisin. Syy tähän on sankea pilvisyys, sillä pilvisyys kasvattaa albedoa. Auringon noustessa taivaalla oli vain vähän pilviä, noin kaksi – kolme tuntia, jonka jälkeen pilvien määrä lisääntyi. Iltaisin auringon laskiessa pilvien määrä väheni. Mahdollinen syy päivän 6.10 muotoon on lumisade. Edellisen yön aikana satanut lumi kasvattaa albedoa, sillä tuoreella lumella on suurempi albedo kuin vanhalla. Lisäksi lumi on satanut mittalaitteen anturin päälle, jolloin mittaukseen tulee mittavirhettä, kun saapuvan säteilymäärän mitatut arvot pienenevät. Kolmannen päivän aikana mitattu albedo kuitenkin laskee, koska satanut lumi sulaa, jolloin anturin päällä oleva lumi poistuu ja mitattavan lumen pinnan albedo pienee lumen sulamisesta johtuvan metamorfoosin myötä. Päivällä auringon paistaessa lunta sulaa ja kosteus lisääntyy, jolloin albedo pienenee. Neljännen päivän aikana on satanut lunta joka on saanut aikaan albedon kasvun.



Kuva 4.31: Albedometrillä mitatut albedon arvot mittausjakson aikana. Pystyakselilla on albedon arvo ja vaaka-akselilla aika.

Taulukko 4.9: Albedomittausten keskiarvot

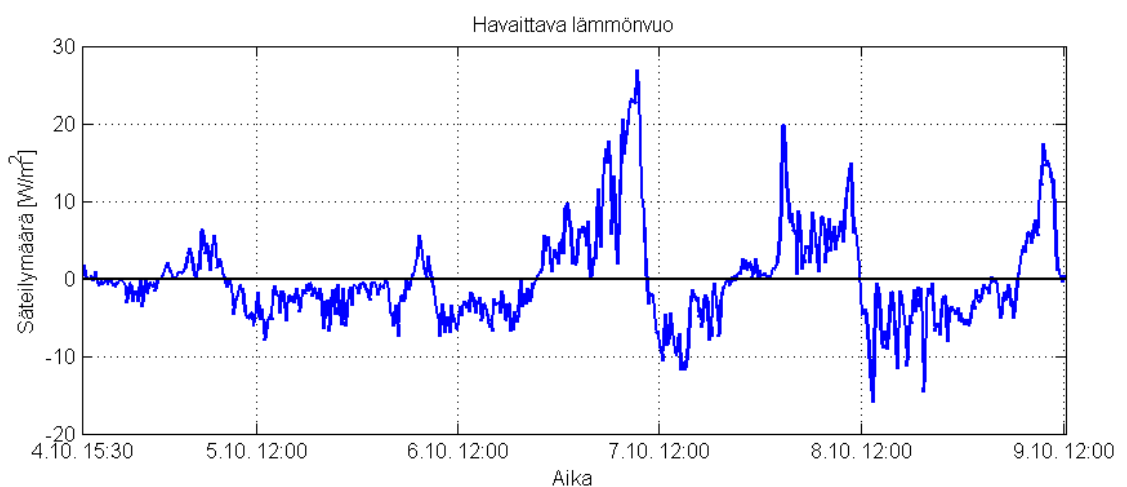
Päivä	Keskiarvo
4.10	0.7883
5.10	0.8138
6.10	0.7567
7.10	0.7437
8.10	0.8216
Kaikkien päivien keskiarvo	0.7848

Taulukkoon 4.9 on laskettu joka päivälle ja koko mittausjaksolle albedon keskiarvo. Kes-

kiarvo 0.78 vastaa hyvin teoreettista arvoa hieman sulaneelle puhtaalle lumelle (taulukko 2.3).

4.2.3 Energiatase

Energia- eli lämpötase saadaan laskettua kaavalla (2.3), kun tunnetaan pinnan nettolyhytaaltosäteily, nettopitkäältösäteily, havaittava ja latentti lämmönvuo sekä sadannasta ja advektiosta johtuvat lämmönvuot, jotka ovat kuitenkin jätetty tässä työssä pois johtuen puuttuvista havainnoista. Nettolyhytaaltosäteily oli mitattu siihen tarkoitettulla mittalaitteella ja aineisto esitetty kuvassa 4.25. Vastaavasti myös nettopitkäältösäteily on mitattu ja esitetty kuvassa 4.26.



Kuva 4.32: Mittausjaksolle laskettu havaittavan lämmön vuo. Pystyakselilla on säteilyn määrä yksikössä W/m^2 ja vaaka-akselilla on aika.

Ilmanpaine johtuu siitä, paljonko ilman molekyylejä on mittauspaikan yläpuolella. Tästä johtuen ylöspäin mentäessä yläpuolella olevien molekyyliden määrä vähenee ja tiheys pienenee. Tällöin myös ilmanpaine laskee. Lumikuoppa A, jonka lähistöllä ovat myös lumiasema ja säteilymittarit, sijaitsevat 5066 metrin korkeudella. Mittauspaikan korkeus on niin suuri, että korkeuden tuoma ilmanpaineen muutos verrattuna merenpinnan tasolle on huomioitava. Paineen muutosta voidaan arvioida seuraavalla approksimaatioyhtälöllä: (Stull, 2000)

$$P(z) = P_o e^{-z/H_p} \quad (4.3)$$

jossa

$P(z)$ on ilmanpaine korkeudella z ,

P_o on ilmanpaine merenpinnan korkeudella [1013,25 hPa],

z on korkeus,

H_p on paineen muutoskerroin (ilmakehän skaalakorkeus) [7,29 km].

Kuvaan 4.32 on laskettu havaittava lämmönvuo käyttäen apuna kaavaa (2.22). Ilman tiheys on oletettu vakioksi mittausjakson ajan, joka on laskettu ideaalikaasun tilanyhtälöllä

(kaava (4.4)). Ilmanpaineena on käytetty kaavalla (4.3) laskettua ilmanpainetta, joka on $p_2 = 505,73$ hPa.

$$\rho_2 = p_2 \frac{\rho_1}{p_1} \quad (4.4)$$

Jossa:

ρ_2 on ilman tiheys p_2 505,73 hPa:n paineessa,

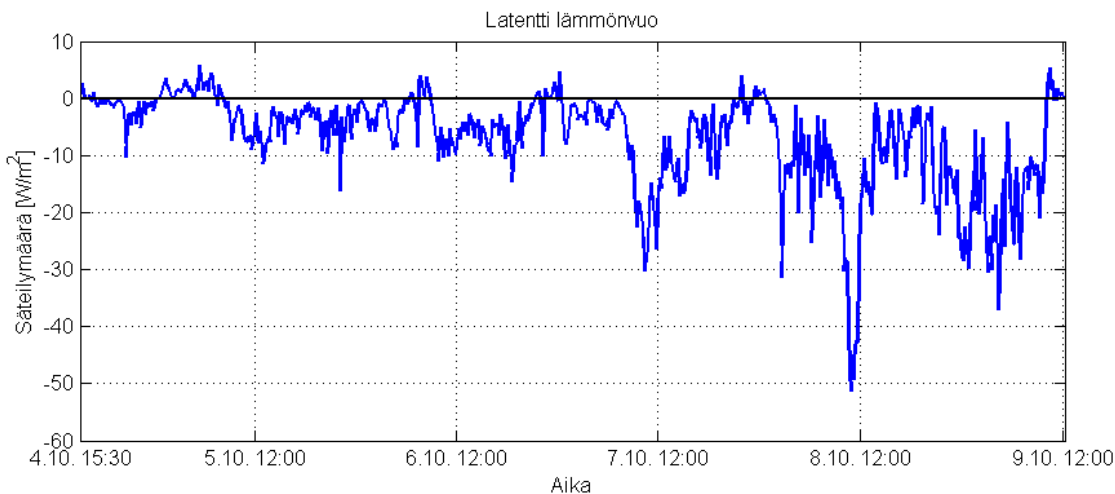
p_2 on ilmanpaine 5066 m korkeudella ja

ρ_1 ja p_1 ovat ilman tiheys ja paine NTP-olosuhteissa (normal temperature and pressure) eli $1,293 \text{ kg/m}^3$ ja 1013 hPa .

Näin saadaan lasketuksi, että ilman tiheys on $0,6461 \text{ kg/m}^3$

Havaittavan lämmönvuon laskemiseksi on käytetty aikasarjaa tuulen nopeudesta, joka on mitattu 10 minuutin välein sääasemalla perusleirissä. Laskennassa on oletettu, että tuulen nopeus olisi sama myös mittaustaikalla jäätiköllä. Lämpötilahavainnot ovat peräisin lumiasemasta, jossa yksi anturi mittaa lumipeitteen pintalämpötilaa, ja sääasemasta, josta saadaan ilman lämpötila (kuva 4.27).

Suurimmat arvot havaittava lämmönvuo saa aamuisin, kun lumipeitteen pintalämpötila on yön jälkeen matala ja ilman lämpötila on ehtinyt jo nousta. Päivän edetessä lämpötilaerot ehtivät tasaantua, jolloin iltaisin havaittavan lämmön vuo on lähellä nollaa. Yön negatiiviset arvot johtuvat siitä, että lumipeite on lämpimämpi kuin ilma. Arvot ovat silti lähellä nollaa, koska tuulen nopeus on öisin pieni. Kahden ensimmäisen päivän aikana havaittava lämmönvuo vaikuttaa vain kohinalta, sillä suuresta pilvisyydestä johtuen lumipeitteen ja ilman lämpötilaerot ovat pienet. 7. – 9.10. aamuina on havaittavissa selvät positiiviset piikit, mitkä johtuvat suurista lämpötilaeroista.

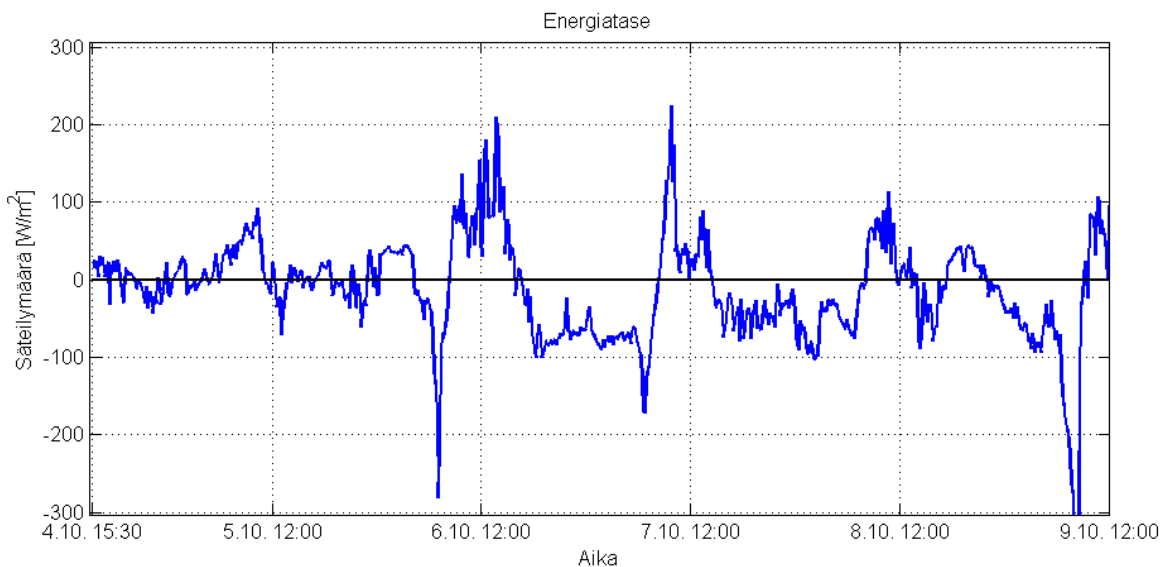


Kuva 4.33: Mittausjaksolle laskettu latentti lämmönvuo. Pystyakselilla on säteilyn määrä yksikössä W/m^2 ja vaaka-akselilla on aika.

Latentti lämmönvuo (kuva 4.33) laskettiin kaavalla (2.23). Tiheyden arvona käytettiin samaa vakioarvoa kuin havaittavaa lämmönvuota laskettaessa. Tuulen nopeus, ilman lämpötila ja suhteellinen kosteus saatiin sääasemalta mitatuista aikasarjoista. Latentin lämmönvuon kaavaan ominaiskosteudet laskettiin kaavoja (2.15) – (2.18) hyödyntäen,

joihin tarvittiin myös lumiasemalla tehtyjä lämpötilahavaintoja lumipeitteen pintalämpötilasta.

Kuvasta 4.33 huomataan, että pääosin latentti lämmönvuo on negatiivista eli lämmönvuo on pois päin lumipeitteestä. Sublimaatio on siis hallitseva olomuodon muutos, mikä on voimakkaimmillaan keskipäivisin. Tämä on havaittavissa esimerkiksi päivien 7.10. ja 8.10. negatiivisista piikeistä. Latentin lämmön vuo saavuttaa vain pieniä positiivisia arvoja öisin, mikä viittaa härmistymiseen. Kuten havaittavalla lämmönvuolla latentti lämmönvuo vaikuttaa vain kohinalta ensimmäisten päivien aikana, sillä ilmankosteus on 100 % lähes tulkoon koko ajan. Lämpötila- ja ilmankosteusvaihteluiden myötä latentti lämmönvuo alkaa saamaan suurempia arvoja kahden viimeisen vuorokauden aikana.



Kuva 4.34: Mittausjaksolle laskettu energiatase. Pystyakselilla on säteilyn määrä yksikössä W/m^2 ja vaakakselilla on aika.

Kuvassa 4.34 on esitetty energiatase mittausjakson aikana Sunderdhunga-jäätiköllä säteilymittarien kohdalla. Energiatase on laskettu kaavalla (2.3). Käytettyjä aineistoja ovat havaittavan ja latentin lämmön vuot ja nettosäteilymetrin tulokset, sillä se sisältää myös lyhytaaltoisen säteilyn. Säteilyvuo on ollut hyvin pientä mittausjakson ajan, sillä arvot ovat suurimmillaankin vain noin $200 W/m^2$. Energiataseelle saadaan laskettua keskiarvo kyseisestä tuloksesta, joka on $-7,69 W/m^2$. Lämpövuon suunta on lumen pinnasta ilmaan eli jäätikkö luovuttaa enemmän lämpöä kuin ottaa vastaan. Määrä on tosin hyvin pieni. Kuvista 4.25 ja 4.26 huomataan, että vaikuttavimmat tekijät energiataseeseen ovat varsinkin pitkäaaltoinen nettosäteily ja lyhytaaltoinen säteily. Lyhytaaltoisen säteilyn vaikutus pysyy suhteellisen alhaisena verrattuna pitkäaaltoiseen johtuen pilvisestä säätilanteesta päivisin. Sadanta on jätetty huomiotta energiataseessa. Sadanta oli olomuodoltaan lunta mittausjakson aikana, joten veden jäätyminen ei ole tuonut lämpöä lumipeitteeseen. Sateen lumen ja lumipeitteen väliset lämpötilaerot ovat olleet myös oletettavasti hyvin pienet, jolloin lämmönvaihto on ollut hyvin pientä. Lisäksi lumen sadantaa on hankalaa mitata, jolloin kelvollisia mittauksia sateista ei ole. Lämpövoiden keskiarvot ovat koottu taulukkoon 4.10, josta nähdään, että kaikki lämpövuot ovat keskimäärin hyvin pieniä.

Taulukko 4.10: Lämpövoiden keskiarvot

Lämpövuoto	Keskiarvo [W/m^2]
Netto lyhytaaltosäteily	9,14
Netto pitkäaaltosäteily	-10,75
Havaittava lämmönvuoto	0,62
Latentti lämmönvuoto	-5,15
Energiatase	-7,69

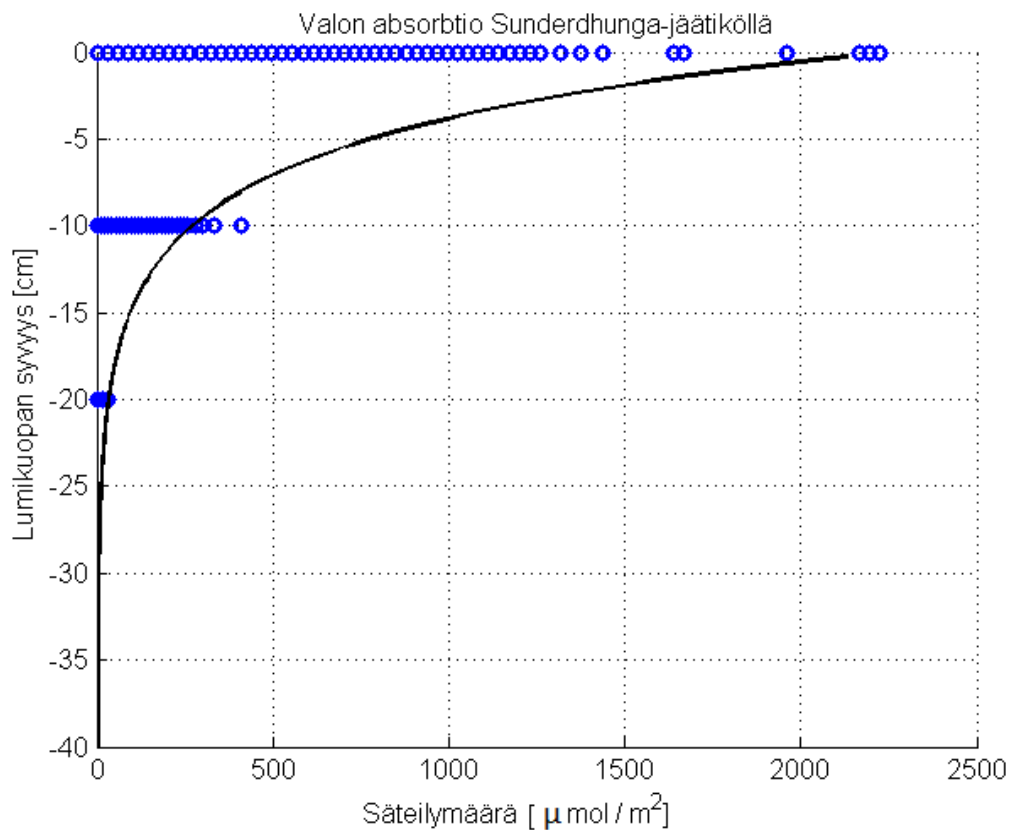
4.2.4 Lumipeitteen absorptio

Auringon säteilyn määrää eli irradianssia mitattiin PAR-sensoreilla Sunderdhunga- ja Panuti-jäätiköillä. Sunderdhunga-jäätiköllä Lumikuoppa A:n lähistöllä havaintoja on 4.10. klo. 13.33 – 9.10. 10.05 Intian aikaa kymmenen minuutin välein. Havaintoja on lumipeitteen pinnalta, 10 cm ja 20 cm syvyydeltä. Lumipeitteen pinnalle asetettu sensori sijaitsee aivan lumipeitteen pinnan tasolla, joten lumisateiden johdosta sensori on hieman ajan saatossa peittynyt lumeen eikä siten mittaa täysin saapunutta säteilyä. Etäisyys ja lumipeitteen paksuus seuraavaan 10 cm syvyydellä sijaitsevaan sensoriin kuitenkin pysyvät samana koko mittausjakson ajan. Kaikki havainnot irradianssista mittausjakson ajalta on esitetty kuvassa 4.35 lumikuopan syvyyden funktiona. Kuvaajaan on sovitettu Beerin lain (kaava (3.5)) mukainen funktio, jonka absorptiokertoimeksi on laskettu 21,19 [$1/m$] siten, että saapuvan säteilyn arvoksi on valittu pinnalle saapuvan säteilyn suurin arvo ja transmitoituneen säteilyn arvoksi suurin arvo 20 cm syvyydeltä. Tämän sovituksen on tarkoitus kuvastaa mitattujen havaintojen eksponentiaalista riippuvuutta. 10 cm syvyydeltä mitatut havainnot ovat tosin suurempia kuin funktion arvo kyseisellä syvyydellä. Tämä selittyy sillä, että ylemmän 10 cm kerroksen absorptiokerroin on suurempi kuin alemman 10 cm kerroksen.

Taulukkoon 4.11 on laskettu eri kerroksille omat absorptiokertoimet Beerin lain mukaisesti. Tässä saapuvaksi ja transmitoituneeksi säteilyksi (joiden mukaan absorptiokerroin on laskettu) on otettu keskiarvo 6.10. päivän kaikista havainnoista. Lasketuista absorptiokertoimista huomataan, että ylemmän 10 cm paksuisen kerroksen absorptiokerroin on pienempi kuin alemman. Kuvasta 4.4 nähdään, että lumen tiheys on keskimäärin hieman pienempi ylemmässä kerroksessa kuin alemmassa kerroksessa, mikä vaikuttaa kertoimiin. Lisäksi lähempänä pintaa on puhtaampaa lunta kuin alempana, missä likainen kerroskin sijaitsee.

Taulukko 4.11: Sunderdhungalla tehtyjen PAR-mittausten perusteella lasketut kerrosten absorptiokertoimet

Tarkasteltava kerros	Laskettu absorptiokerroin [$1/m$]
Pinta – 10 cm	17,0
Pinta – 20 cm	19,3
10 cm – 20 cm	21,6

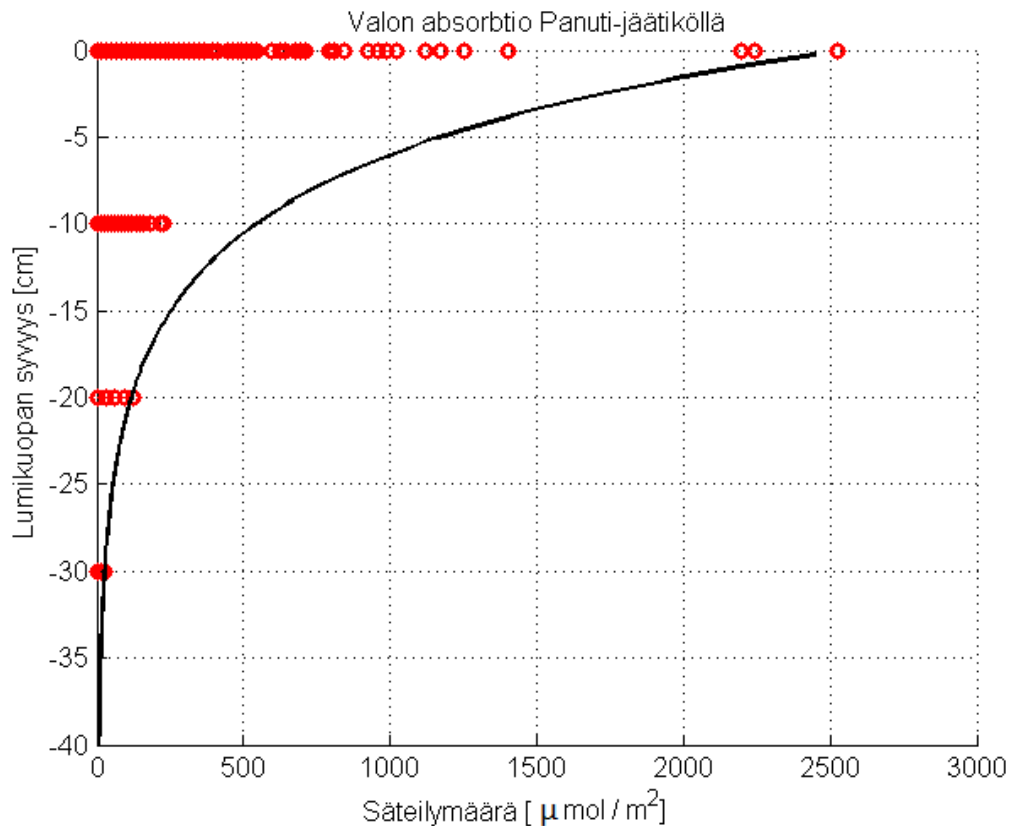


Kuva 4.35: Kuvaajassa on Par-sensoreilla mitatut säteilymäärät eri syvyyksillä Sunderdhunga-jäätiköllä. y-akselilla on sensorin syvyys lumipeitteessä ja x-akselilla on säteily määrä yksikössä $\mu \text{ mol} / \text{ m}^2$. Musta käyrä on havaintoihin sovitettu eksponenttifunktio, joka noudattaa Beerin lakia.

Panutti-jäätiköllä lumikuoppa D:n lähistöllä toteutettiin samanlainen mittaus PAR-sensoreilla kuin Sunderdhunga-jäätikölläkin. Mittausjakson ajankohta oli tosin 7.10. klo 13.24 – 9.10. klo 10.17 paikallista aikaa. Havaintoja on myös mitattu 10 cm syvyydeltä. Havainnot on esitetty kuvassa 4.36. Havaintoja on huomattavasti vähemmän kuin Sunderdhungalla lyhyemmän mittausjakson vuoksi. Kuvaan on myös sovitettu Beerin lain mukainen funktio, jossa transmitoituneen säteilyn arvoksi on otettu suurin arvo 30 cm syvyydeltä ja absorptiokertoimen arvoksi on laskettu 13,47 [1/m]. Funktio näyttää sopivan havaintoihin hyvin pois lukien 10 cm syvyyden havainnot, jotka jäävät arvoltaan pienemmiksi kuin funktion arvo. Tämä selittyy sillä, että ylimmän 10 cm kerroksen absorptiokerroin on suurempi kuin muiden kerrosten.

Kuten Sunderdhungalla tehdyille havainnoille myös Panutilla tehdyille havainnoille on laskettu absorptiokertoimet jokaiselle kerrokselle Beerin lain mukaisesti (taulukko 4.36). Beerin lakiin on käytetty 8.10. päivän mittauksen keskiarvoa kaikista havainnoista. Laskettujen kertoimien mukaan suurin absorptiokerroin on ylimmällä 10 cm kerroksella ja keskimmaisella 10 cm kerroksella on huomattavasti pienin. Alimmassa kerroin taas kasvaa verrattuna keskimmaisimpään, mutta kerroin ei tule olemaan yhtä suuri kuin ylimmän. Näitä havaintoja on hankala selittää, mutta tiheysprofiilit selittävät jotain. Lumikuoppa D:n 4.15 ja E:n 4.18 tiheysprofileista voidaan havaita, että 10 cm – 20 cm syvyydellä sijaitsee tiheydeltään harvempi alue kuin sitä ylempänä tai alempana. Absorptiokertoimien ero

on kuitenkin hyvin suuri. Tosin PAR-sensorien mittavirhe ja mittaustarkkuus aiheuttavat tuloksissa virhettä, kun havaintojen arvot ovat pieniä.



Kuva 4.36: Kuvaajassa on Par-sensoreilla mitatut säteilymäärät eri syvyyksillä Panuti-jäätiköllä. y-akselilla on sensorin syvyys lumipeitteessä ja x-akselilla on säteily määrä yksikössä $\mu\text{mol}/\text{m}^2$. Musta käyrä on havaintoihin sovitettu eksponenttifunktio, joka noudattaa Beerin lakia.

Taulukko 4.12: Panutilla tehtyjen PAR-mittausten perusteella lasketut kerrosten absorptiokerroimet

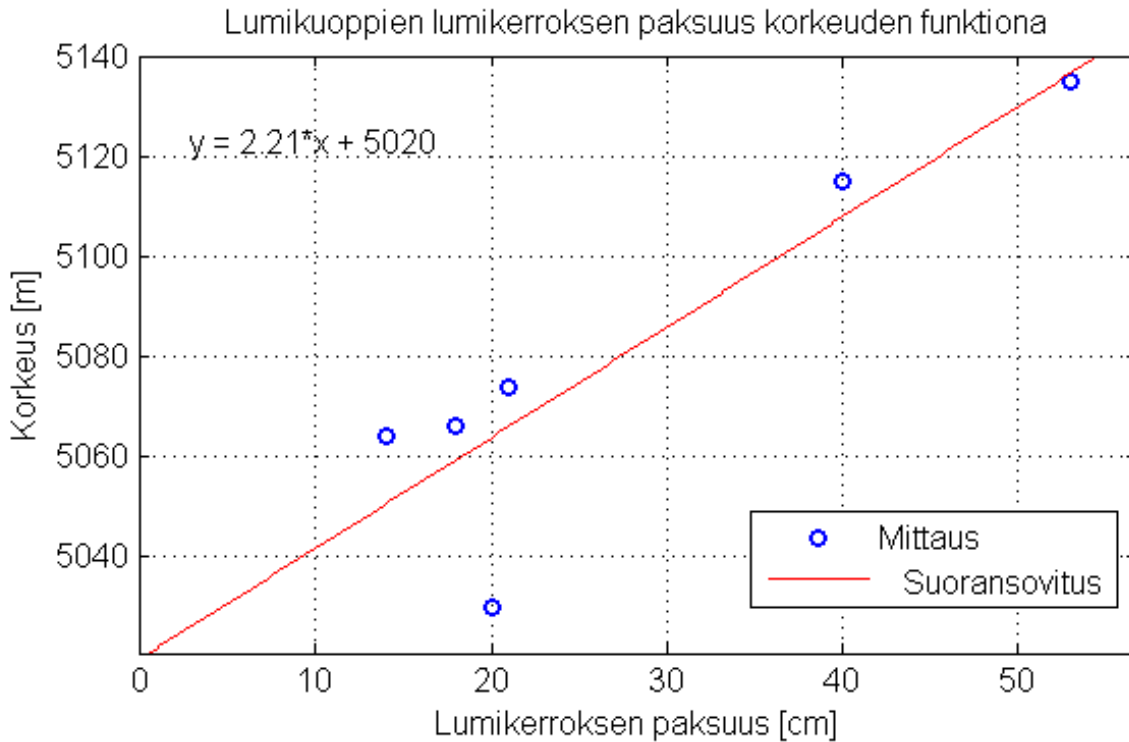
Tarkasteltava kerros	Laskettu absorptiokerroin
Pinta – 10 cm	20,2
Pinta – 20 cm	11,8
Pinta – 30 cm	13,3
10 cm – 20 cm	3,5
10 cm – 30 cm	9,9
20 cm – 30 cm	16,3

Kuvien 4.35 ja 4.36 tulosten perusteella voidaan päätellä, että lumi on puhtaampaa Panutin kuin Sunderdhungan mittauksissa, koska lasketut absorptiokerroimet ovat huomattavasti pienempiä. Lumikerroksen paksuus Sunderdhungalla on 18 cm, joten alin sensori jää likaisen kerroksen alapuolelle, mutta Panutilla alimman sensorin syvyys on 30 cm joten likainen kerros jää vielä 10 cm päähän. Tosin Beerin lain mukaisen funktion mukaan sinne asti transmitoituvan säteilyn määrä olisi häviävän pieni. Keskimäärin tiheys

on noin 370 kg/m^3 mitattavilla lumikerroksilla, joten tiheuserot eivät ole vaikuttavin tekijä arborboitumisen eroihin. Oletettavasti ilmansaasteet, jotka kasvattavat absorptiota, ovat akkumuloituneet lumipeitteeseen, omaavat suuremman tiheyden Sunderdhangon mitauksissa kuin Panutilla. Lisäksi tutkittaessa kuoppien lämpötilaprofiileja (kuvat 4.3 ja 4.14) huomataan, että lämpötilavaihtelu kuopassa A on hyvin vähäistä verrattuna kuoppaan D. Lisäksi kuopassa D lämpötilaltaan kylmin kerros sijaitsee 10 cm – 20 cm syvyydellä ja taulukon 4.12 mukaan matalin absorptiokerroin on juurikin tällä syvyydellä. Lämpötilan vaikutuksesta lumen absorptioon ei tosin löytynyt tietoa ja lämpötilaprofiilit on mitattu eri päivinä. Eniten lämpötilalla lienee vaikutusta nestemäisen veden määrään, jolla taas voi olla merkitystä absorptiokertoimen suuruuteen.

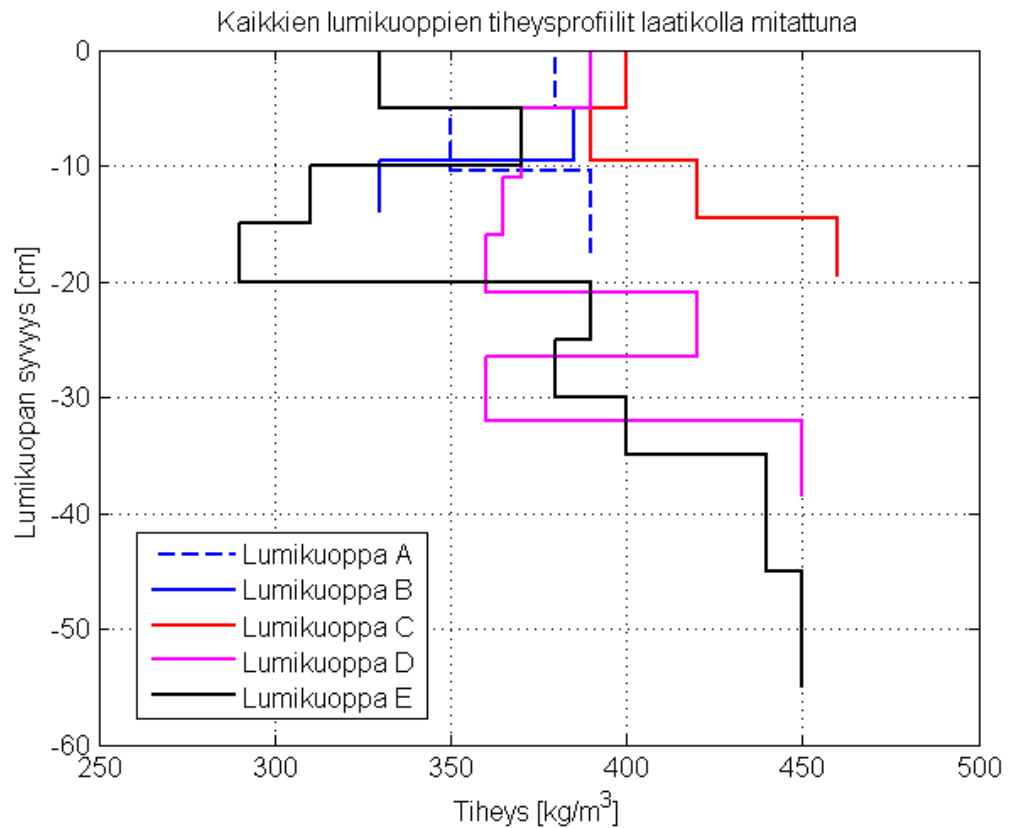
4.2.5 Lumikuopista

Lumikuopista kerättyä dataa voidaan verrata toisiinsa, jolloin voidaan hakea ja tarkastella yhteneväisyyksiä ja poikkeavuuksia. Jokaisesta kuopasta tarkasteltiin eri kerroksia. Yksi näistä kerroksista on puhtaan lumen kerros, eli kerros joka yltää likaiseen kerrokseen asti, jonka jälkeen alkaa firn ja jääkerrokset. Mittauksista havaittiin, että lumen määrä on sitä suurempi mitä korkeammalla lumikuoppa sijaitsee. Kuudesta lumikuopasta saadut havainnot on sijoitettu korkeuden funktiona kuvaan 4.37. Huomataan, että lumen määrä eli tässä tapauksessa akkumulaatio kasvaa hyvin lineaarisesti korkeuden funktiona. Kuvaajaan sovitetusta suorasta nähdään, että lumikerroksen paksuus kasvaa 22 metrin nousulla kymmenen senttimetriä. Haeberli ym. (1993) on kerännyt havaintoja jäätiköiden massataseesta ympäri maailmaa. Havainnoista on nähtävissä, että ablaation määrä käyttäytyy lähestulkoon lineaarisesti. Monissa jäätiköissä myös kertymä akkumulaatioalueella käyttäytyy lineaarisesti, varsinkin lähellä tasapainolinjaa. Yleisesti kauemmas eli korkeammalle mentäessä akkumulaation kasvu vähenee eli lineaarinen käyttäytyminen loppuu ja akkumulaation määrä alkaa olemaan vakio. Havaintoja oli myös jäätiköistä, joissa akkumulaatio alkaa pienenemään korkeammalle mentäessä. Lumikuopista tehdyistä havainnoista voidaan firn-kerroksen olemassa olon perusteella olettaa mittauspaikkojen olevan akkumulaatioalueella. Kuvan 4.37 lineaarisesti käyttäytyvien havaintojen perusteella voidaan sijoittaa mittauspaikat tasapainolinjan yläpuolelle. Näiden ja Haeberli ym. (1993) havaintojen perusteella on hankala arvioida missä lineaarinen käyttäytyminen loppuu, mutta on mahdollista että se jatkuu jopa 5300 metrin korkeuteen.



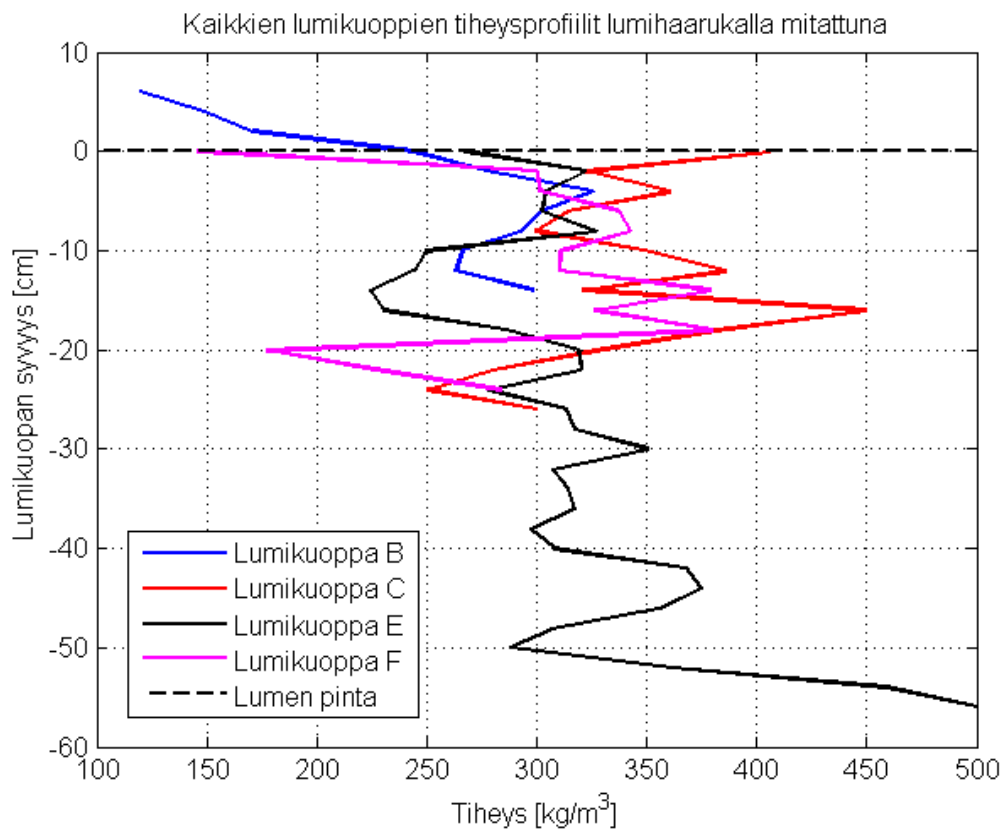
Kuva 4.37: Lumikuopista mitattujen pinnalla olevien lumikerrosten paksuus korkeuden funktiona. Lumikerroksen alarajana on käytetty likaisen kerroksen yläpintaa. Kuvaan on sovittettu Matlabilla suora, joka noudattaa pienimmän neliösumman menetelmää.

Kuvissa 4.38 ja 4.39 on esitetty kaikkien lumikuoppien tiheysmittaukset tiheyslaatikolla ja lumihaarukalla samoissa kuvaajissa. Näin aineistoja voidaan verrata keskenään. Kuvasta 4.38 nähdään, että muut kuin lumikuoppa E käyttäytyvät siten, että aivan pinnalla lumi on tiheää ja tiheän kerroksen alapuolella sijaitsee ylempää harvempi kerros. Todennäköisesti tämä johtuu sulamis- ja jäätyismetamorfoosista, mistä todennäköisesti suurin osa kerrostumisista johtuu. Lumikuopan E poikkeava käytös selittyy mittauksista edeltävänä yönä sataneella uudella lumella, joka laskee tiheyttä pinnalla. Jos kuopan E kuvaajaa nostetaan noin 5 cm eli tuoreen lumen määrän verran, niin saadaan sen muoto sopimaan paremmin yhteen muiden kanssa. Varsinkin kuopista A, B ja C on havaittavissa harvempi kerros noin 5 cm syvyydellä. D:n ja E:n kohdalla tämä harvempi kerros sijoittuu noin 10 – 20 cm syvyydelle. Oletettava syy on suurempi akkumulaatio, jolloin eri kerroksien paksuudet ovat suurempia kuin alemmilla korkeuksilla sijaitsevilla lumikuopilla. Kuopista D ja E on myös havaittavissa toinen harvempi kerros noin 25 – 30 cm syvyydellä. Huomataan, että tiheys pääosin kasvaa alaspäin mentäessä.



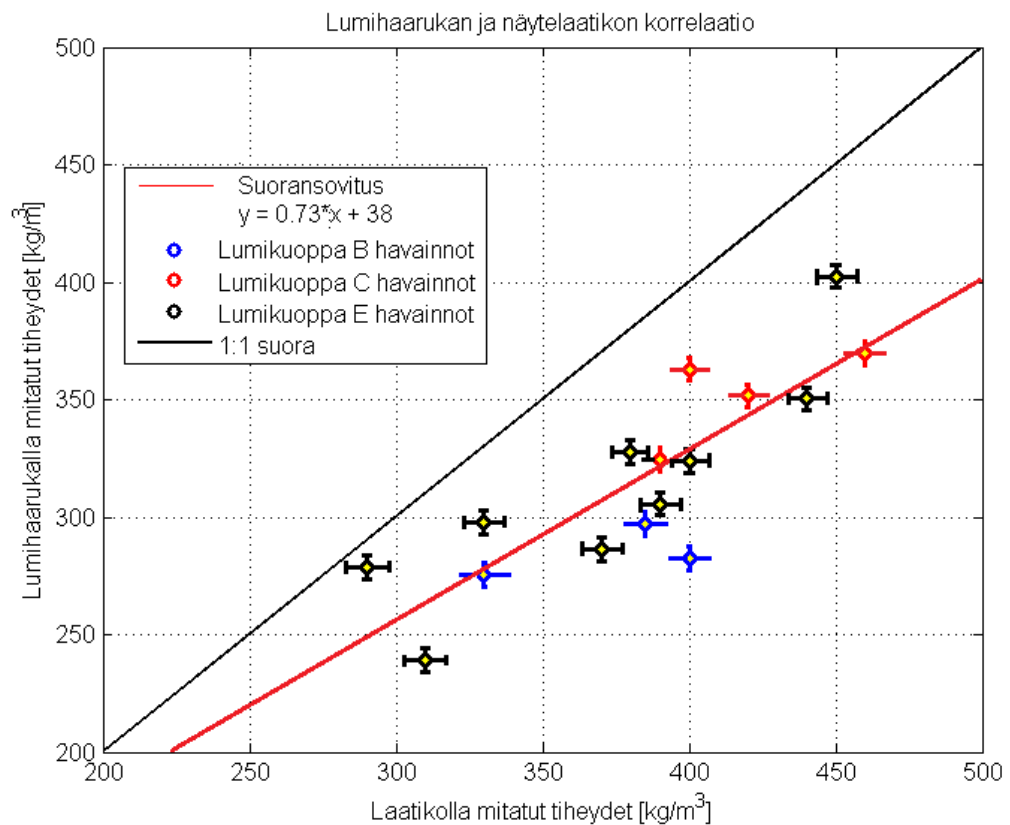
Kuva 4.38: Tiheyslaatikolla kaikkien lumikuoppien mitatut tiheysprofiilit. Pysty-akselilla on syvyys ja vaakakselilla on tiheys.

Kuvassa 4.39 on esitetty lumihaarukalla tehdyt mittaukset. Havaittavana on, että muissa kuin kuoppa C:n mittauksissa aivan pinnalla tiheys on huomattavasti matalampi kuin 2 cm syvemmällä, mikä johtuu uudesta lumesta, joka ei ole vielä ehtinyt lainkaan sulaa. Kuvaajassa C on pintalumi ehtinyt jo hieman sulaa, mikä nostaa tiheyttä. Tämän vahvistaa kuopan C kosteusprofiili (kuva 4.12), jossa pinta on kostea. Kaikissa kuopissa mittauksissa vaikuttaa 2 – 8 cm syvyydellä tiheyden olevan noin 320 kg/m^3 . Tämän jälkeen noin 8 cm syvyydeltä alkaen kaikissa mittauksissa, pois lukien kuoppa C, tiheys pienenee $40 - 100 \text{ kg/m}^3$. Tiheydeltään pienemmän kerroksen paksuus vaihtelee mittauksittain, kuopassa E se on suurin. Kaikissa mittauksissa on havaittavissa, että lähestyessä likaista kerrosta tiheys pienenee merkittävästi mutta kasvaa likaisen kerroksen alareunassa.



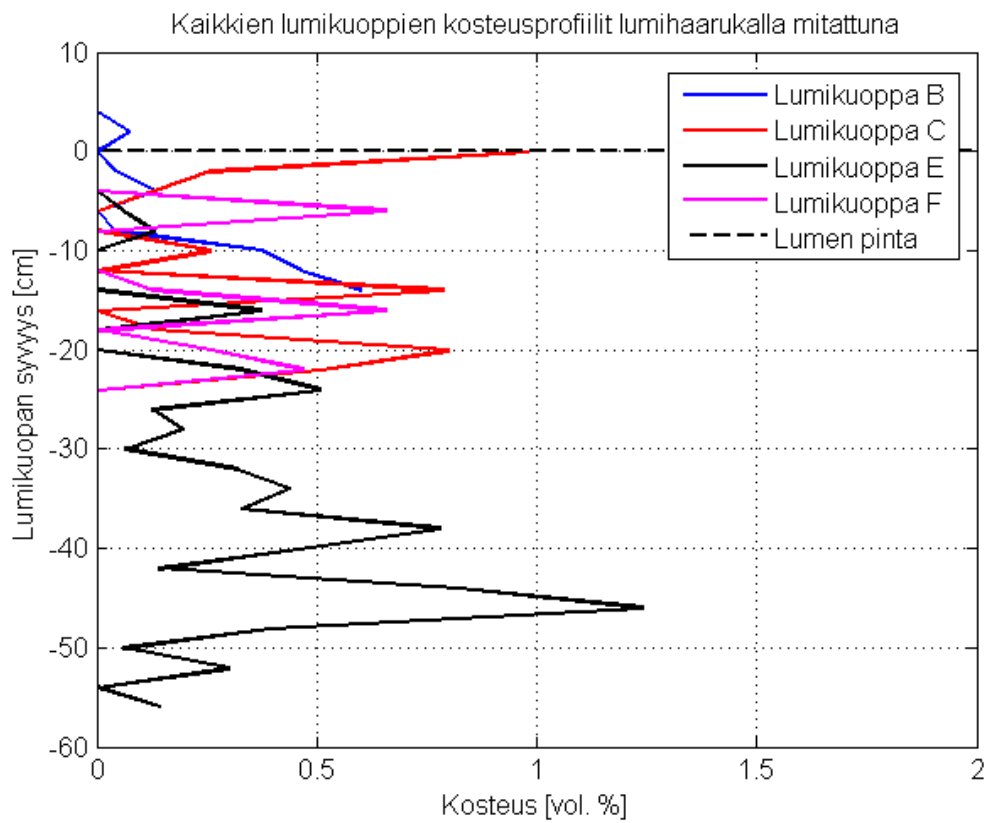
Kuva 4.39: Lumihaarukalla mitatut tiheysprofiilit. Pystyakselilla on syvyys ja vaaka-akselilla on tiheys. Musta katkoviiva kuvastaa lumen pintaa. Tässä se on mukana johtuen lumikuoppa B:n mittauksista.

Lumihaarukalla ja tiheyslaatikolla tehdyt mittaukset poikkeavat toisistaan jonkin verran. Mittausten vertailukelpoisuutta keskenään voidaan tarkastella korrelaation avulla. Kuvassa 4.40 on graafisesti esitetty laatikolla tehtyjen mittausten arvot x-akselilla ja vastaavassa kohdassa lumihaarukalla mitatut arvot y-akselilla. Matlabilla on sovitettu suora saatuihin havaintoihin sekä laskettu korrelaatiokerroin kaikille havainnoille. Kuvaajasta nähdään selvästi, että havainnoilla on yhtäläisyyksiä, mutta laatikolla tehdyt mittaukset ovat noin $20 - 100 \text{ kg/m}^3$ suurempia kuin lumihaarukalla tehdyt mittaukset. Sovitetusta suorasta tulkittuna vaikuttaisi myös, että virhe kasvaa mitä suurempia tiheyksiä mitataan. Lumikuopasta B tehtyjä havaintoja on vain 3, joten näistä mittauksista ei voida paljoa päätellä yksinään. Kaikkien mittausten korrelaatio on 0,8378, joten voidaan todeta, että mittaukset ovat vertailukelpoisia. Vapausasteiden, df määrä on $n - 2$ eli kaikilla mittauksilla 14. Heino ym. (2012) esittää taulukossa 6 korrelaatioiden merkitsevyysarvot. Taulukosta havaitaan, että laskettu korrelaatio eroaa nolasta vielä 0,1 % merkitsevyystasolla. On siis todennäköistä, että sattuma ei synnytä näin vahvaa korrelaatiota. Näissä mittauksissa voidaan pitää luotettavampana näytelaatikkoa, sillä virhettä aiheuttavia tekijöitä on vähemmän kuin lumihaarukalla ja virheen aiheuttajat ovat tunnettuja.



Kuva 4.40: Lumikuopista lumihaarukalla ja laatikolla tehtyjen tiheysmittausten korrelaatio. Vaaka-akselilla on laatikolla tehdyt mittaukset ja pystyakselilla on lumihaarukalla tehdyt mittaukset. Havainnoissa on huomioitu eri kuopissa tehdyt mittaukset. Havaintoihin on lisätty virhemarginaalit, jotka ovat lumihaarukalle $\pm 5 \text{ kg/m}^3$ ja näytelaatikon on päätetty valita $\pm 10 \text{ kg/m}^3$, joka on sama kuin mitä Järvinen (2013) on käyttänyt samalle laatikolle. Kuvaan on myös sovitettu Matlabin polyfit-komennolla suora, joka noudattaa pienimmän neliösumman menetelmää siten, että oletetaan näytelaatikon mittaukset virheettömiksi. Vaikka virherajat on asetettu kuvaan laatikolle suuremmiksi kuin lumihaarukalla niin laatikko oletetaan silti virheettömäksi. Oletuksena on, että lumihaarukassa on enemmän virhettä, sillä toimivuudesta likaisessa lumessa ei tiedetä.

Kuvassa 4.41 on esitetty kaikki kosteusprofiilit samassa kuvaajassa. Tästä on lähinnä havaittavissa, että poislukien kuoppa C, lumikuoppien pinta on kuiva, jonka jälkeen hieman kosteita kerroksia on keskimäärin kolme lumikerroksen pohjaan asti. Alin kostea kerros on kaikissa mittauksissa juuri likaisen kerroksen yläpuolella. Yleisesti kosteus lumipeitteessä on 0 – 1 %, mikä taulukon 2.1 mukaan tarkoittaa, että lumi on kuivaa tai hieman kostea. Kentällä lunta käsitellessä se tuntui kuivalta, sillä sitä ei pystynyt muovailemaan palloksi käsin.



Kuva 4.41: Lumikuopista lumihaarukalla mitatut kaikki kosteusprofiilit. Vaaka-akselilla on kosteus prosentteina ja pystyakselilla on lumikuopan syvyys.d

Luku 5

Keskustelu

2016 tutkimusmatka onnistui pääpiirteittäin hyvin, sillä jäätiköille asti päästiin ja mittauksia saatiin tehtyä koko suunnitellun ajanjakson aikana toisin kuin kahtena edellisellä vuonna jolloin mittauksia ei päästy tekemään johtuen logistisista ongelmista. Matkan järjestelyt ja logistiikka toimivat ilman suurempia ongelmia.

5.1 Mittausten onnistuminen

Mittauksia saatiin tehtyä kohtuullisen hyvin. Lumikuoppia kaivettiin kuusi kappaletta, lumiasema ja säteilymittarit asennettiin ja PAR-sensoreita asennettiin kahteen eri paikkaan. Säteilymittauksia oli tarkoitus tehdä myös spektrofotometrillä, mutta pilvisyys häiritsi havaintojen laatua, jolloin laitteen käyttö päätettiin jättää välistä.

Lumikuoppia kaivettiin kuusi, joissa suoritettiin tyypillisimpiä lumikuoppatutkimuksia. Kaikki tehdyt havainnot ovat tärkeitä ja ainutlaatuisia, sillä niitä ei ole tällä alueella ennen tehty. Lumikuoppia on kuitenkin vain kuusi. Useampi määrä kuoppia olisi tehnyt havainnoista kattavampia. Kuoppia saatiin kaivettua päivässä vain yksi, sillä kaivaminen kyseisessä korkeudessa oli hyvin työlästä ja lumikerroksen alla oleva ylivuotinen lumi oli hyvin kovaa. Lumikuoppia olisi ollut hyvä saada kaivettua myös laajemmalla alueelta, esimerkiksi korkeammalla, mutta nämä korkeudet olivat hyvin hankalia saavuttaa. Matkoihin perusleiriltä lumikuopille meni keskimäärin noin 5 tuntia ja yhden kuopan tutkimukseen noin 2 tuntia, joten kovin paljoa korkeammalle ei olisi edes ajan puolesta pystytty menemään. Lisäksi korkeus aiheutti omat hankaluudet työskentelylle.

Lumikuoppia olisi voinut kaivaa syvemmälle, jotta olisi saatu selvitettyä lumen akkumulaatiota. Tämä olisi selvinnyt, kun olisi löydetty toinen likainen kerros syvemmältä, mutta kaivaminen näille syvyyksille osoittautui lähes mahdottomaksi, sillä ylivuotinen lumi kävi syvällä liian kovaksi kaivaa käytettävissä olevilla työkaluilla. Lumikuopista olisi muuten voinut tehdä parempia havaintoja esimerkiksi rakeiden muodosta, jotka kylläkin olivat suurimmaksi osaksi erinäisiä sulaneita, pyöristyneitä muotoja. Yksi vaihtoehto olisi ollut myös runsas kuvien ottaminen rakeista millimetripaperia vasten. Mielenkiintoista olisi ollut mitata ylivuotisen lumen tiheyttä, mutta käytössä olevilla laitteilla sen mittaaminen oli mahdotonta, sillä laitteet eivät olisi kestäneet niin kovaa lunta. Lumihaarukan käytössä esiintyi aluksi teknisiä ongelmia, minkä takia osa mittauksista lumihaarukalla jäi

tekemättä. Tekniset ongelmat olisivat jääneet pois, jos mittalaitteeseen olisi tutustuttu perusteellisesti ennen matkaa tai sen käytöstä olisi ollut aiempaa kokemusta. Lisäksi logistiset ongelmat vaikeuttivat lumihaarukan käyttöä jäätiköillä. Muuten lumihaarukka mittalaitteena antoi mielenkiintoisia tuloksia ja sen käyttäminen oli kätevää. Tiheysmittaukset kuitenkin poikkeavat jonkin verran verrattuna laatikolla tehtyihin mittauksiin. Lumihaarukan anturi on kaksi piikkiä 2 cm etäisyydellä toisistaan. On selvää, että lumihaarukka mittaa tiheyttä huomattavasti pienemmältä alueelta kuin laatikko, jonka tilavuus on 1 litra. Tiheys lumipeitteessä saattaa muuttua paljonkin pienen etäisyyden sisällä, mitä laatikolla ei voida nähdä, mutta lumihaarukalla saatetaan nähdä. Sama tilanne pätee lumihaarukalla tehtyihin kosteusmittauksiin. Lumipeitteessä voi olla kosteutta 20 cm syvyydellä, mutta siitä 10 cm vasemmalle siirryttäessä voi lumi olla täysin kuivaa. Lisäksi näitä kahta mittausta verrattaessa havaittavissa oli, että mittaukset erosivat eniten kuopissa, missä lunta oli vähän, ja vähiten siellä, missä lumipeite oli paksu. Mahdollinen syy tälle on se, että likainen lumi häiritsee mittauksia enemmän kuin puhdas. Tästä päästään oletukseen, että suhteessa lumen määrään likaa löytyy enemmän ohuesta kuin paksummasta lumikerroksesta. Jos sadanta on sama kaikkialla jäätikön alueella ja lumen akkumulaatio ja ablaatio riippuu vain korkeuden tuomasta lämpötilaerosta niin oletettavasti konkreettinen lian määrä olisi kaikkialla sama. Todennäköisesti kuitenkin sadannan määrät jäätikön eri kohdissa vaihtelevat. Lisäksi jäätikön alemmilla korkeuksilla missä ablaatio on voimakasta, tapahtuu sulamisvesien myötä enemmän huuhtoutumista kuin korkeammalla. Varmuutta tälle saataisiin, kun tehtäisiin enemmän tutkimuksia lumihaarukalla kyseisellä alueella, sekä tarkasteltaisiin tuloksia mustahiilianalyysistä.

PAR-sensoreilla saatiin myös hyviä havaintoja. Niin kuin muitakin mittauksia, näitäkin olisi ollut hyvä olla enemmän. Sensoreita olisi voinut olla enemmän kuoppaa kohden, useammalla alueella ja aikasarjat olisivat voineet olla pidempiä. Sensoreita oli kuitenkin vain seitsemän, joten mittaukset olivat rajallisia. Sensorit olivat asennettu siten, että ensimmäinen oli lumen pinnalla ja seuraavat 10 cm välein. Tämä oli siten hyvä asennus, että lumen määrä sensorien välillä pysyi vakiona, mutta lumisateiden myötä ylin sensori hautautui hieman lumeen, jolloin mitattu säteilyn määrä ei vastaa todellista saapunutta säteilyä, vaan sitä, paljonko säteilymäärä on kyseisellä syvyydellä. Lisäksi tämä vaikeuttaa mitatuille arvoille laskettavien korjauskertoimien asettamista, sillä korjauskerron riippuu siitä, että onko sensori lumessa vai ilmassa. Pilvinen sää häiritse paljon näitäkin mittauksia. Säteilymäärät jäivät pieniksi, jolloin mittavirheet ovat suhteessa suurempia. Mittaustarkkuus eri sensoreilla vaihteli välillä 9 – 30 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$, joten pienillä säteilymäärillä suhteellinen mittausrvirhe on suuri eli varsinkin syvälle asennetuilla sensoreilla tarkkuus mittauksilla on huono. Lähelle pintaa haluttiin asentaa tarkimmat sensorit, sillä lähellä pintaa säteilymäärässä tapahtuu enemmän muutosta kuin syvemmällä lumessa.

Säteilymittareilla tehdyt mittaukset onnistuivat hyvin. Mittareiden asennuspaikan valintaa vaikeutti maaston epätasaisuus, sillä mittarit haluttiin asentaa vaakatasoon. Lopulta valittu paikka oli vain muutaman neliömetrin kokoiselta alueelta vaakatasossa ja pinta oli tasainen. Alue oli jääseinämien ympäröimä, mikä vaikeuttaa mittauksia siinä vaiheessa, kun aurinko paistaa matalalta. Pilvisuus häiritse säteilymittauksia, sillä suuri osa säteilystä absorboitui ja heijastui pilvissä. Pienet säteilymäärät lisäävät virheiden suhteellista osuutta ja esimerkiksi albedomittausten tulokset saattavat vääristyä. Muita mittauksia mahdolli-

sesti häiritseviä tekijöitä olivat esimerkiksi lumisateet, sillä saapuvaa säteilyä mittaavan anturin peittyminen lumeen muuttaa tuloksia todellisuudesta poikkeaviksi. Vaikka mittalaitteita asentaessa niiden kolmijalka oli tukevasti ja tasaisesti lumipeitteen päällä, niin se oli päässyt mittausjakson aikana hieman kallistumaan. Niin kuin muissakin mittauksissa myös näissä säteilymittauksissa pidempi mittausjakso olisi informatiivinen. Suuria poikkeuksia esimerkiksi albedossa ei havaittu näissä mittauksissa verrattuna tavallisimpiin albedomittauksiin lumesta (taulukko 2.3). Tulokset voivat kuitenkin olla hyvin poikkeavia eri vuoden aikoina esimerkiksi sulamiskauden lopulla, jolloin lunta on sulanut paljon pois ja aerosolit ovat jääneet jäljelle peitteeksi jäätikön päälle. Energiatase laskut ja mittaukset onnistuivat hyvin. Latentin ja havaittavan lämmönvuon laskuissa bulkkikaavojen approksimaatiot aiheuttavat hieman epätarkkuutta, mutta pääasiassa ovat toimivia. Advektio ja sadanta jäivät huomiotta, mikä muuttaa lopputulosta todellisuudesta. Tämän aiheuttama virhe on tässä kuitenkin oletettu häviävän pieneksi.

Lumiasemamittauksissa, joissa lämpötilaa mitattiin lumikuopassa A, ei ongelmia esiintynyt. Anturit oli sijoitettu sopivin välein ja riittävän syvälle, sillä mittausjakson aikana lämpötilavaihtelu ei yltänyt alimpaan anturiin asti. Lumiasema jätettiin paikoilleen mittaamaan vuoden mittaista aikasarjaa. Tällä aikavälillä lämpötilavaihtelu voi yltää alimmalle anturille asti. Lisäksi lunta akkumuloituu lumiaseman päälle, jolloin uuden pintakerroksen tutkimukset jäävät välistä, sillä antureita ei ole asennettuna uuteen lumeen. Tässä olisi ollut yksi mahdollisuus rakentaa teline lumen pinnan yläpuolelle, jossa olisi ollut kiinni antureita tietyin välein, jotka jäisivät lumen peittoon lumen akkumuloituessa. Lumiasemalla oli ajatuksena myös mitata ilman lämpötilaa. Tulokset tosin poikkesivat huomattavasti sääasemahavainnoista lasketuista tuloksista. Syy tähän on todennäköisimmin se, että lumiaseman antureita ei ollut tuuletettu ja suojattu auringonsäteilyltä. Lämpötilahavainnot yöajalta taas vastasivat lähes toisiaan.

Mittauspaikat sijaitsivat akkumulaatioalueella, minkä voi päätellä lumikuopista tehdyistä mittauksista. Eniten tätä oletusta tukee lumikerroksen alla sijainnut firn. Alueella oli myös käynnissä kertymäkausi, joka oli havaittavissa akkumuloituneesta lumikerroksesta ja lumisateista. Energiatase laskut myös tukevat tätä, sillä laskettu energiataase mittausjaksolle oli hieman negatiivinen eli jäätikkö luovuttaa enemmän lämpöä kuin ottaa vastaan.

5.2 Tutkimusten jatkaminen

Jäätikkötutkimukset ovat hyvin tärkeitä ilmastonmuutos- ja vesivaratutkimusten kannalta. Tällä kyseisellä projektilla onnistui vain yksi matka kenttämittausten kannalta. Pelkästään viiden päivän aikana tehdyistä mittauksista ei voida tehdä johtopäätöksiä, miten jäätiköt ovat ajan myötä muuttumassa. Johtopäätöksiä varten tarvittaisiin vähintään vuoden mittaisia aikasarjoja, jolloin saataisiin tutkittua vuoden aikana tapahtuvia muutoksia jäätikössä. Sääasemahavainnoja on kahden vuoden ajalta, joten niiden perusteella voidaan sääolosuhteiden muuttumista tarkastella, sekä voidaan myös simuloida lumipeitteen kehitystä. Lumiasemahavainnoja on vuoden ajalta, kun lumiasema saadaan haettua pois mittaamasta. Näistä mittauksista voidaan havainnoida lämmön varastoitumista jäätiköön. Varsinaisesti mielenkiintoisimmat havainnot saadaan, kun tulkitaan lumipeitteessä olevan mustan hiilen ja muiden vastaavien aerosolien vaikutusta jäätikön massataseeseen.

Suurin osa projektin tavoitteista ja hypoteesien todentamisesta onnistuikin, kun käsitelään aerosolien määrää ja kuljetusta. Tässä työssä ei käsitelty mustan hiilen määrää eikä massatasetta. Massataseen laskeminen on kuitenkin mahdollista lumimallilla, sillä tarvittavia havaintoja sääasemasta löytyy. Lisäksi tehtyjä lumikuoppia voidaan hyödyntää mallin kalibrointiin, sillä niistä saadaan selville paljonko lunta on kertynyt viime sulamiskauden jälkeen. Myös muita mittauksia esimerkiksi säteilymittauksia voidaan mahdollisesti hyödyntää mallin kalibrointiin.

Luku 6

Johtopäätökset

Tässä työssä tarkasteltiin kenttämittaustuloksia syksynä 2016 tehdyltä tutkimusmatkalta. Tutkimuksia tehtiin kuudesta eri lumikuopasta, mitä kaivettiin Sunderdhunga- ja Panuti-jäätiköiden akkumulaatioalueille. Lisäksi Sunderdhungalle asennettiin viideksi päiväksi säteilymittarit, lumiasema ja PAR-sensorit ja Panutille PAR-sensorit kahdeksi päiväksi. Mittauksia saatiin tehtyä hankalista olosuhteista huolimatta. Lumikuoppatutkimuksilla tarkasteltiin lumipeitteen kerrostuneisuutta, säteilymittauksilla pinnan lämmönvaihtoa, lumiasemalla lämmönjohtumista ja jakautumista ja PAR-mittauksilla valon absorptiota. Lisäksi hyödynnettiin mittauksia sääasemasta, mikä teki havaintoja perusleirissä.

Tämän työn tuloksista käy ilmi Sunderdhunga- ja Panuti-jäätiköiden pinnan kerrostuneisuus lumikuoppamittausten havainnoista. Kerrostuneisuus on havaittavissa vaihtelevista tiheys-, kosteus- ja kovuusmittauksista. Lisäksi lumikuopista on tehty lämpötilamittauksia, sekä havaintoja lumirakeista. Sunderdhungalla tehtyjen säteilyhavaintojen perusteella laskettiin lumipeitteelle energiatase, jonka vaihteluun vaikuttava suurin komponentti oli pitkäaaltonen säteily. Energiataseen keskiarvo mittausjakson ajalta oli noin $-7,7 \text{ W/m}^2$ eli jäätikön pinta luovutti enemmän energiaa kuin otti vastaan kyseisenä ajankohtana. Täten voidaan olettaa, että mittausjakson aikana oli akkumulaatiokausi, mikä oli myös havaittavissa lisääntyvän lumen muodossa. Lumen kerrostuneisuutta tarkkailtiin myös absorptio- ja lumiasema-mittauksilla, joilla havaittiin poikkeavuuksia eri kerrosten välillä. PAR-mittausten perusteella valoa on lumipeitteessä, mutta likaisen kerroksen alapuolelle sitä ei enää riitä mittaustilanteessa vallitsevalla lumitilanteella.

Tämän työn mittaukset ovat pieni katsaus jäätiköiden pintakerroksen tutkimuksiin. Viiden päivän aikaisista mittauksista ei voida tehdä aikasarjoja, joissa voitaisiin tarkastella jäätikössä tapahtuvia muutoksia pidemmällä aikavälillä. Mittauksia voidaan kuitenkin käyttää mallinnuksessa kalibrointiin tai vertailukohtina vastaaviin mittauksiin esimerkiksi myöhemmin samoilla jäätiköillä. Tämän työn perusteella voidaan myös jatkossa tarkastella mittausten onnistumista ja pyrkiä vähentämään virhetekijöitä vastaavissa mittauksissa.

Kiitokset

Tahdon kiittää Akatemian Himalaja-projektia rahoituksesta (projektinnumero 268107), ohjaajani professori Matti Leppärantaa sekä kenttämatkalla mukana ollutta ryhmää. Ryhmään kuuluivat Ilmatieteen laitokselta tutkimusprofessori Heikki Lihavainen, tohtori Eija Asmi ja tohtori Jonas Svensson. Oleellisesti tutkimusmatkalla oli mukana Intialaisen instituutin TERIn jäseniä. Haluan kiittää myös kollegoitani FM Arttu Jutilaa ja LuK Joonatan Ala-Könniä. Lisäksi haluan kiittää vanhempiani Juha ja Raija Honkasta, veljeäni FM Ari-Pekka Honkasta sekä Satakuntalaista osakuntaa.

Kirjallisuutta

- Benn, D. I. & Evans, D. J. (1998). *Glaciers & Glaciation*. Arnold.
- Bolch, T. (2017). Asian glaciers are a reliable water source. *Nature*, 545, 161–162.
- Campbell Scientific, I. (2006). *NR-LITE Net Radiometer, Instruction Manual* (8 ed.). 815 West 1800 North, Logan, Utah 84321-1784.
- DeWalle, D. R. (2008.). *Principles of snow hydrology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ebro Electronic GmbH & Co.KG (1998). *Instruction manual Ebro Thermometer TLC 1598*. Ingolstadt.
- Geldsetzer, T. & Jamieson, B. (2000). Estimating dry snow density from grain form and hand hardness. *ISSW*.
- Gertler, C. G., Puppala, S. P., Panday, A., Stumm, D., & Shea, J. (2016). Black carbon and the Himalayan cryosphere: A review. *Atmospheric Environment*, 125, 404–417.
- Gölles, T. (2016). *Impurities of glacier ice: accumulation, transport and albedo*. PhD thesis, Department of Arctic Geophysics, The University Centre in Svalbard.
- Haeberli, W., Herren, E., & Hoelzle, M. (1993). *Mass Balance Bulletin*, volume 2. World Glacier Monitoring Service.
- Heino, R., Ruosteenoja, K., & Räisänen, J. (2012). *Havaintojen tilastollinen käsittely*. Helsingin yliopiston Fysiikan laitos.
- Hock, R. (2014). Glacier mass balance. *Summer school in Glaciology, McCarthy 6-16*.
- Hooke, R. L. (2005). *Principles of glacier mechanics*, (pp. 17–42). Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Insinööritoimisto Toikka Oy (2011). *Snow Fork measures the density and the liquid water content of snow*. Hannuntie 19, 02360 Espoo, Finland.
- Järvinen, O. (2013). Annual cycle of the active surface layer in western Dronning Maud Land, Antarctica. *Report series in geophysics*, (74).
- Leppäranta, M. (2015). *Freezing of Lakes and the Evolution of their Ice Cover*. Springer Heidelberg New York Dordrecht London.

- Leppäranta, M., Terzhevik, A., & Shirasawa, K. (2010). Solar radiation and ice melting in Lake Vendyurskoe, Russian Karelia. *Hydrology Research*, 41(1), 50 – 62.
- Liston, G. E. & Elder, K. (2006a). A Meteorological Distribution System for High-Resolution Terrestrial Modeling (MicroMet). *Journal of Hydrometeorology*, 7, 217 – 234.
- Liston, G. E. & Elder, K. (2006b). A distributed snow-evolution modeling system (snowmodel). *American Meteorological Society*, 7, 1259 – 1276.
- Middleton solar (2007). *User's guide for middleton solar, EQ08 and EQ08-E, First class pyranometer*. 20/155 Hyde Street, Yarraville, Victoria 3013, Australia.
- Müller-Plathe, F. (1997). A simple nonequilibrium molecular dynamics method for calculating the thermal conductivity. *The Journal of Chemical Physics*, 106(14), 6082 – 6085.
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and climate change*, (pp. 15 – 55). Lisse: A.A. Balkema Publishers.
- Paterson, W. (1994). *The physics of glaciers* (third ed.). Pergamon.
- Pellikka, P. & Rees, W. (2010). *Remote Sensing of Glaciers*, (pp. 33 – 36). CRC Press.
- Sakai, A., Fujita, K., Nakawo, M., & Yao, T. (2009). Simplification of heat balance calculations and its application to the glacier runoff from the July 1st glacier in northwest China since the 1930s. *Hydrological processes*, 23, 585 – 596.
- Singh, P. (cop. 2001.). *Snow and glacier hydrology*, (pp. 448–496). Dordrecht :: Kluwer Academic Publishers.
- Stull, R. B. (2000). *Meteorology for Scientists and Engineers* (second ed.). Gary Garlson.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., & Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 26 – 41.
- Techel, F. & Pielmeier, C. (2011). Point observations of liquid water content in wet snow - investigating methodical, spatial and temporal aspects. *The Cryosphere*, (5), 405 – 418.