

Arktisen alueen jäätiköt

SAMU TIRRONEN

Maantieteen laitos, Helsingin yliopisto

Jäätikkö koostuu jääkiteistä, ilmasta, vedestä ja kivien rapautumistuotteesta. Näistä jääkiteet ovat pääaineksena (Sugden & John 1976: 11). Jäätikön massatasapainolla tarkoitetaan jäätikön massan muutoksia ajassa ja paikassa (Paterson 1994: 26). Massatasapainon perustekijät ovat akkumulaatio (lumen ja jään lisäys) ja ablaatio (lumen ja jään väheneminen). Akkumulaatio muodostuu pääasiassa lumisateesta. Muita tekijöitä ovat vesisade, jos se jäätyy välittömästi jäätikön pinnalle, nestemäisen veden uudelleenkiteytyminen, suoraan vesihöyrystä tiivistymällä syntyvä jää, sekä tuulen ja lumivyöryjen tuoma materiaali. Ablatio aiheutuu jään ja lumen sulamisesta, haihtumisesta, jäävuorien irtaantumisesta, tuulieroosiosta ja lumivyöryistä (Embleton & King 1975: 40–41).

Mikäli lumi ja siihen liittyvät erilaiset jäätyypit pysyvät paikallaan, eivätkä sula, ne muuttuvat asteittain jäätikköjääksi. Lumijää (*firn*) on lunta joka on selvinnyt kesän sulamiskaudesta ja alkanut muuttua jääksi. Se koostuu löyhästi yhdistyneistä, satunnaisesti suuntautuneista jääkiteistä ja niiden välisestä ilmasta, tiheyden ollessa yleensä suurempi kuin 0,4. Kun tiivistyminen on edennyt riittävästi erotellakseen huokosten ilman erillisiin kupliin, muuttuu lumijää jäätikköjääksi. Ilmakuplien edelleen puristuessa kokoon tiheys kasvaa, kunnes se saavuttaa puhtaan jään tiheyden joka on noin 0,9 (Sugden & John 1976: 18).

Jäätiköiden esiintymisen edellytykset

Jäätiköiden nykyinen alueellinen esiintyminen heijastaa runsaan sadannan, lämpötilan ja topografian vuorovaikutusta. Nämä seuraavassa esitetyt tekijät vaihtelevat maapallolla leveyspiirin, korkeuden ja kosteuslähteen etäisyyden mukaan (ks. Benn & Evans 1998: 39).

Sadanta. Äärimmäisen aridit alueet mannerjäätiköiden sisäosissa, missä jään paksuus on suurin, osoittavat, että vuotuinen kokonaissadanta on huono mittari ilmaisemaan jäätiköiden esiintymistä tai

alueellisen jäätiköitymisen tehokkuutta. On yhtä harhaanjohtavaa käyttää vuotuista lumisateen kokonaismäärää tai lukumäärää päivistä, jolloin saataa lunta. Karkea todennäköisyys jäätiköitymiselle saadaan, kun tarkastellaan vuotuista nettosadantaa ja lumisateen osuutta vuotuisesta kokonaissademäärästä. On kuitenkin muistettava, että tämä mittaa vain akkumulaation osuuden jäätikön nettotasapainosta.

Lämpötila. Jäätikön pinnan vastaanottama auringon säteily on todennäköisesti suurin vaikuttaja ablaatioon. Siten alueellisilla lämpötilaoloilla ja jäätiköitymisellä on läheinen suhde. Jotkut glasiologit pitävät ilman vuotuista keskilämpötilaa merkittävänä ilmastollisena muuttujana jäätiköiden suhteen: niin kauan, kun ilman lämpötila on alle nollan, lumi voi akkumuloitua. Ablatiota esiintyy lämpötilan ollessa nollan yläpuolella. Paljon merkittävämpi asia jäätiköiden kannalta on kuitenkin kesän keskilämpötila.

Leveysaste. Korkeilla leveysillä on paljon jäätiköitä. Tämä johtuu vähäisestä vuotuisesta auringon säteilymäärästä. Näillä alueilla on pitkä talvi, jolloin lämpötila on enemmän tai vähemmän yhtäjaksoisesti alle 0 celsiusastetta (Sugden & John 1976: 85–88).

Korkeus merenpinnan yläpuolella. Riippumatta leveyspiiristä, jäätikön selviytymismahdollisuudet kasvavat, mitä korkeammalla alue sijaitsee: ohut ilma pidättää lämpöenergiaa huonosti. Tosin korkeilla leveysillä jäätiköitä voi esiintyä merenpinnankin tasolla.

Korkokuva. Jäätiköityneimmilläänkin alueilla vuorten äkkijyrkät huiput ovat usein paljaita lumesta, vaikka läheisillä ylätasangoilla on jääkenttiä. Yleisesti ottaen voidaan sanoa, että korkeille vuoristoalueille akkumuloituu tarpeeksi lunta jäätikön muodostumiseen, mutta jyrkkärinteisillä, kapeilla huipuilla ei ole tarpeeksi tilaa lumen kasaantumiseen (Benn & Evans 1998: 39–40). Rikonnaisilla vuoristoalueilla jäätiköt ovat rajoittuneet laaksoihin, joihin lumivyöryt kasaavat lunta. Täl-

laiset jäätiköt ovat yleensä normaalia alempana. Paikallisella tasolla mikroilmastoon vaikuttaa korkokuva, ja se voi auttaa lunta ja jäätä säilymään läpi vuoden. Tuulen kuljettama lumi voi kasaantua rikkonaisen korkokuvan alueella esimerkiksi painanteisiin.

Ilmansuunta. Pohjoisella pallonpuoliskolla pohjoiseen suuntautuneet rinteet saavat vähiten säteilyä, mutta koilliseen olevat rinteet ovat kylmimpiä. Tämän lisäksi koilliseen suuntautuneet rinteet ovat suojapuolella lounaistuulten vallitsemilla alueilla. Tästä johtuen useiden yläkööalueiden komerojäätiköt ja lumijääkentät ovat valikoidusti suuntautuneet koilliseen.

Etäisyys lähimmästä merestä. Mantereisuus vaikuttaa sade- ja lämpötilaloihin. Korkeilla leveyksillä sademäärät voivat olla riittämättömiä jopa vuoristojäätiköille. Niinpä avoimen veden läheisyys voi olla kriittinen tekijä jäätiköitymiselle. Hyvä esimerkki tästä on pysyvän jäätikköjään esiintyminen arktisessa Kanadassa, missä Ellesmensen saaren kaakkoisosan ja Devoninsaaren laajoja jääkenttiä ruokkii avoin Baffinin lahti. Jään paksuus ja laajuus vähenevät saarten länsi- ja pohjoisosiin päin mentäessä ja kosteuden vähetessä (Koerner 1977, 1979; Benn & Evans 1998: 41).

Jäätiköiden sijainti

Pohjoisella pallonpuoliskolla laajimmat jäätiköt sijoittuvat kohtuullisen korkeille alueille, pääasiassa merten ympärille (ks. taulukko 1 ja kuva 1). Seuraavassa käyn läpi jäätiköiden pääalueet.

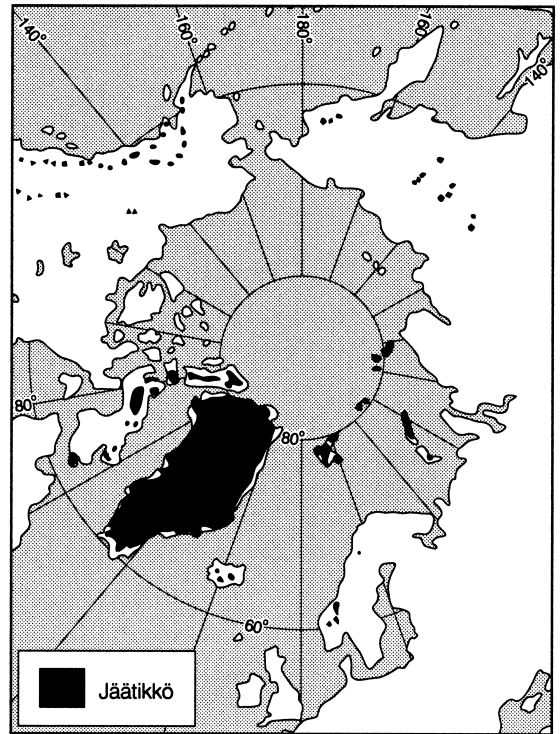
Grönlanti

Grönlannin sisäosissa on mitattu arktisen alueen alhaisimmat lämpötilat, vuotuinen keskilämpötila on $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$... $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Vain Koillis-Siperiassa on yhtä kylmää. Syklonit saapuvat Grönlantiin Pohjois-Amerikasta ja Koillis-Atlantilta (kuva 1). Syklonit ovat aktiivisimmillaan talvella. Heikot myrskyrintamat liikkuvat Grönlannin itä- ja länsirannikkoa pitkin pohjoiseen tuoden lumisadetta mannerjäätikön reuna-alueille. Voimakkaammat myrskyt kulkevat mannerjäätikön poikki ja satavat lunta jäätikön keskiosiin. Sadanta on suurinta kaakkois- ja lounaisrannikoilla, joissa sademäärä ylittää 1 000 millimetriä vuodessa. Sademäärät vähenevät pohjoiseen ja sisämaahan päin mentäessä (kuva 2). Grönlannin pohjoisimmissä osissa sademäärät ovat vain 80–150 millimetriä vuodessa (Flint 1957: 38–39).

Grönlannissa lumiraja on keskimäärin 1 400 metrin korkeudessa. Noin 83 prosenttia pinta-alasta on akkumulaatiovyöhykkeellä eli lumirajan yläpuolella. Yleisesti ottaen akkumulaatio vähenee

Taulukko 1. Jäätiköiden pinta-ala eri alueilla (Flint 1971). Islanti kokonaisuudessaan ja muiden tähdellä (*) merkittyjen alueiden eteläosat voidaan luokitella subarktisisiksi.

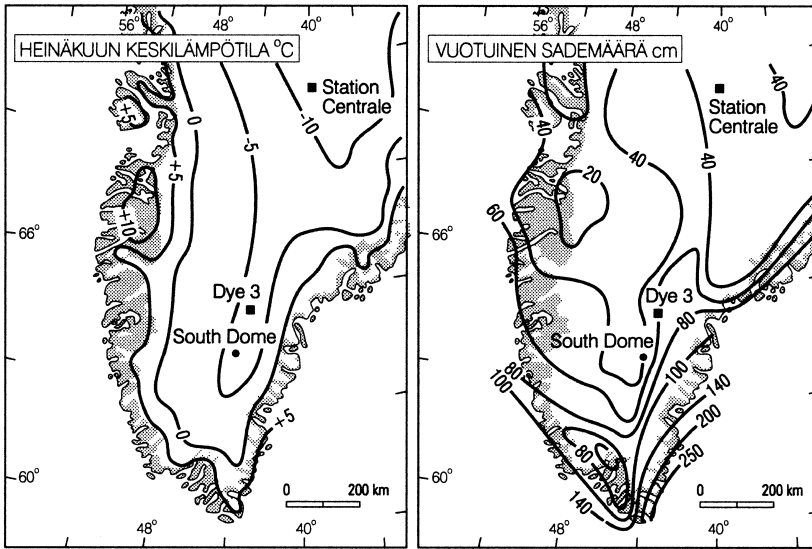
Grönlannin mannerjää	1 726 400 km ²
Grönlannin muut jäätiköt	76 200 km ²
Baffininmaa ja Bylotinsaari	46 200 km ²
Kuningatar Elisabetin saaret	106 988 km ²
*Islanti ja Jan Mayen	12 300 km ²
Huippuvuoret	58 016 km ²
Frans Josefin maa, Novaya Zemlja, Severnaya Zemlja	55 500 km ²
*Alaska	51 476 km ²
*Yukonin ja Mackenzie-joen alue	12 060 km ²



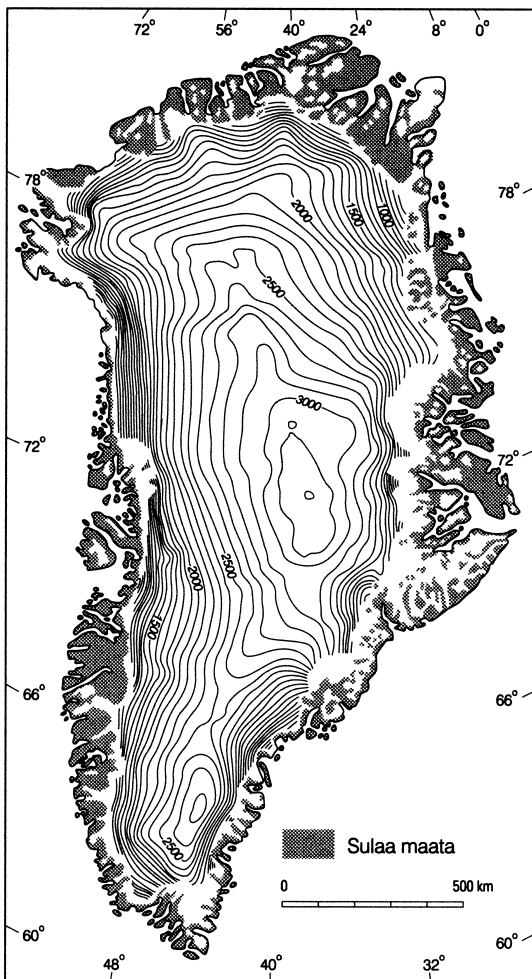
Kuva 1. Pohjoisten jäätiköiden alueellinen jakautuminen. Pienimpiä jäätiköitä ei ole merkitty karttaan (Flint 1971).

sisämaahan päin, mutta läheistenkin mittausasemien välillä voi olla suuria vaihteluja. Pohjois-Grönlannin kaakkoisosan akkumulaatio on vesiarvoksi muutettuna 50 g/cm^2 , ja se laskee luoteisosassa 15 g/cm^2 asti.

Maailman jäädästä Grönlannissa on noin yhdeksän prosenttia (Embleton & King 1975). Grönlannin mannerjäätikön vesimäärä on 2,38 milj. km³ (Sugden & John 1976: 81). Se peittää Grönlannista



Kuva 2. Etelä-Grönlannin heinäkuun keskilämpötila (°C) vuosina 1951–1960 sekä rannikkoalueen vuotuinen sademäärä ja sisäosien akkumulaatio (cm) (Weidick ym. 1992: 18).

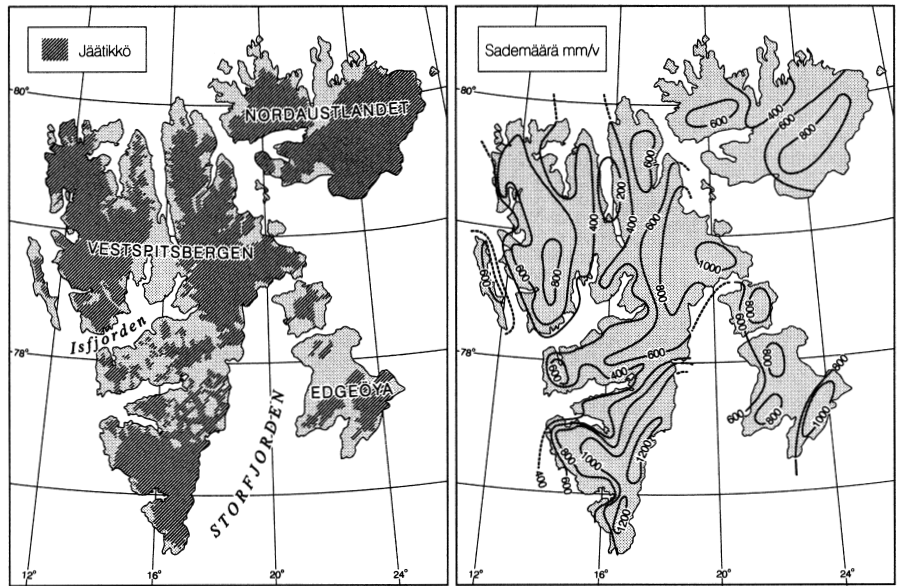


80 prosenttia eli koko saaren lukuun ottamatta ka-peaa rannikkovyöhykettä. Mannerjäätikön korkein kohta on keskilinjan itäpuolella 3 200–3 300 metrin korkeudella merenpinnasta (kuva 3).

Pohjoisosassa Grönlannin mannerjäätikön paksuus on keskimäärin 1 500 metriä, kun se paksuimmillaan on yli 3 200 metriä. Laajan sisäosan kaltevuudet ovat loivia, mutta rannikkoja kohden kaltevuus kasvaa. Länsi- ja itärannikot ovat vuoristoisia, korkokovaltaan rikkonaisia alueita. Sen sijaan sisäosissa vuoret ovat hautatuneet jään alle. Rannikkoalueilla on monenlaisia vuoristojäätikkötyyppejä, kuten purkautumisjäätikköitä ja jäävirtoja (Flint 1957: 37–38). Länsirannikon Jacobshavnin jäätikkö on maailman nopeimmin virtaava jäätikkö. Se on yhdistelmä jäätikkövirtaa ja purkautumisjäätikköä (Benn & Evans 1998: 16). Pelkästään länsirannikolla on laskettu olevan noin 5 000 erillistä jäätikköä. Suurimmat rannikkoalueiden jäätiköt ovat Flade Isblink (n. 9 000 km²), Julianehåb (n. 6 500 km²) ja Sukkertoppen (n. 2 000 km²) (Weidick ym. 1992: 9–10).

Arktisen alueen jäävuorista suurin osa irtautuu mereen Länsi- ja Luoteis-Grönlannista. Myös Itä-Grönlannin vuonot poikivat jäävuoria. Kaikki jäävuoret ovat suhteellisen pieniä: satunnaisesti jonkun läpimitta voi olla yhden kilometrin luokkaa. Mannerjään länsireunasta yli virtaavat maailman suurimmat sulamisvesivirrat mereen kuljettaen suunnattomat määrät sedimenttejä (Sugden 1982: 78–85).

Kuva 3. Grönlannin mannerjäätikkö ja suurimmat rannikkovyöhykkeen jäätikköalueet (Weidick ym. 1992: 10).



Kuva 4. Vuotuinen sademäärä (Hagen ym. 1993) ja jäätiköiden sijainti Huippuvuorilla (Field 1975).

Arktinen Kanada

Alueen suurimmat jäätiköt sijaitsevat mantereen pohjoispuolisilla saarilla: Ellesmerensaaren itäosa ($78^{\circ}\text{--}80^{\circ}\text{ N} / 75^{\circ}\text{--}80^{\circ}\text{ W}$), Ellesmerensaaren länsiosa ja Axel Heibergin saaret ($78^{\circ}\text{--}81^{\circ}\text{ N} / 75^{\circ}\text{--}92^{\circ}\text{ W}$), Otto-jäätikkö Ellesmerensaarella ($81^{\circ}20'\text{ N} / 84^{\circ}10'\text{ W}$), Ellesmerensaaren eteläosa ($76^{\circ}30'\text{--}77^{\circ}30'\text{ N} / 81^{\circ}\text{--}87^{\circ}\text{ W}$), Meigheninsaaren lakijäätikkö ($80^{\circ}\text{ N} / 99^{\circ}30'\text{ W}$), Devoninsaaren lakijäätikkö ($74^{\circ}30'\text{--}76^{\circ}\text{ N} / 80^{\circ}\text{--}88^{\circ}\text{ W}$), Bylotinsaaren lakijäätikkö ($73^{\circ}\text{--}73^{\circ}30'\text{ N} / 77^{\circ}\text{--}80^{\circ}\text{ W}$), Barnesin lakijäätikkö Baffinin maalla ($69^{\circ}30'\text{--}71^{\circ}\text{ N} / 72^{\circ}\text{--}74^{\circ}\text{ W}$) ja Penny-lakijäätikkö Baffinin maalla ($66^{\circ}30'\text{--}67^{\circ}30'\text{ N} / 64^{\circ}\text{--}67^{\circ}\text{ W}$) (Aber & Klein 1999).

Kanadan arktisella alueella sateen kokonaismäärä on vähäinen, mutta sade on pääasiassa lumisadetta. Tämä mahdollistaa jäätiköiden säilymisen, vaikka jäätiköiden voimakas kasvu ei olekaan mahdollista. Vähäsateisilla alueilla tärkeä osuus jään syntymisessä on uudelleen kiteytymisellä. Tässä prosessissa sula pintavesi valuu kylmän jään sisään, jossa se jäätyy uudelleen ja kasvattaa jääkerrosta. Esimerkiksi Meighenin jäätikköjästä on tällä tavoin syntynyt noin 90 prosenttia (Benn & Evans 1998:68).

Barnesin lakijäätikkö on laajuudeltaan $5\,900\text{ km}^2$. Se on ellipsinmuotoinen, suurimman pituuden ollessa 150 kilometriä ja suurimman leveyden 62 kilometriä. Jäätikön keskikohta muodostaa kupolin, jonka huippu on 1 128 metrin korkeudessa merenpinnasta. Reunaosissa on syviä sulamisvesien uomia. Barnesin jäätikkö on poikkeuksellinen,

sillä se on kokonaan lumirajan alapuolella, eikä sillä ole lumijään akkumulaatiovyöhykettä. Myös Barnesin jäätiköllä jään uudelleen kiteytymisellä on suuri merkitys massatasapainoon. Ablatiokausi kestää vain kaksi kuukautta vuodessa (Embleton & King 1975: 54–58).

Devoninsaaren lakijäätikön pinta-ala on $15\,570\text{ km}^2$. Korkein kohta on 1 885 metrin korkeudessa. Vuosina 1961–1966 mitattiin jäätikön massatasapaino. Akkumulaatio oli 2–6 kertaa suurempi ja ablaatio kaksi kertaa suurempi jäätikön kaakkoisosassa kuin luoteisosassa. Massatasapainon erot selittyvät osaksi alueiden korkeuseroilla. Kaakkoisosasta 41 prosenttia on alle 800 metrin korkeudessa: luoteisosan vastaava luku on 16 prosenttia (Embleton & King 1975: 58–59).

Huippuvuoret

Merivirrat ja yleinen tuulijärjestelmä tekevät Huippuvuorten ilmastosta suhteellisen leudon, ottaen huomioon pohjoisen sijainnin. Lämpötila voi olla nollan celsiusasteen yläpuolella keskitalvella. Huippuvuorten länsirannikon edusta on pohjoisin paikka, missä meri pysyy avoimena läpi arktisen talven. Syynä tähän ovat lämpimät Golf-virta ja Norjan virta.

Länsirannikolla vuoden keskilämpötila on noin -6 celsiusastetta, sisämaassa on hieman kylmempiä. Länsirannikon lämpimimmän kuukauden (heinäkuu) keskilämpötila on noin $5\text{--}6$ celsiusastetta ja kylmimmän (tammi-maaliskuu) noin -15 celsiusastetta. Vuotuinen sademäärä on länsiran-

nikolla noin 400 millimetriä ja sisämaassa noin 800 millimetriä (kuva 4). Jäätiköille sataa orografisia sateita, joten sademäärät ovat jäätiköillä korkeampia kuin jäästä vapaalla maalla.

Huippuvuorista on noin 60 prosenttia jäätiköiden peitossa. Jäätiköitä on laskettu olevan 2 229 kappaletta. Erityisesti länsirannikon korkeilla vuorilla on lukuisia komerojäätiköitä. Muutama laaja lakijäätikkö on sijoittunut suhteellisen tasaisille alueille Huippuvuorten pohjoisosaan (79° N / 12–18° E), koillisosaan (Nordauslandet) (80° N / 20–28° E), sekä kaakkoisosan Barentsøyaan ja Edgeøyaan (78° N / 21–24° E). Prinssi Kaarlen etumaan rantatasanteella on joitakin *piedmont*-jäätiköitä (Hagen ym. 1993).

Länsiosan Brøggerbreenissä mitattiin massatasapaino vuosina 1967–1991. Brøggerbreenin jäätiköt eivät ole tasapainossa nykyiseen ilmastoon nähden. Tasapaino on negatiivinen –0,40 m/vuosi. Tulos on ollut positiivinen vain vuosina 1987 ja 1991 (ks. Hagen ym. 1993).

Jan Mayen

Jan Mayen on Atlantin keskiselänteen pohjoisin saari. Ilmasto on viileä ja mereinen. Lähellä merenpinnantasoa vuotuinen keskilämpötila (v. 1951–1980) on –1,2 celsiusastetta ja keskisadanta vuodessa (v. 1963–1980) 685 millimetriä. Jäätiköt ovat keskittyneet Beerenberg-tulivuoren rinteille (71° N / 08°20' W). Jäätiköiden pinta-ala on 114 km² eli lähes 30 prosenttia koko saaren pinta-alasta. Jäätiköt voidaan jakaa 20 erilliseen jäätikkövirtaan. Joistakin luoteeseen suuntautuneista kielekkeistä poikii jäävuoria mereen. Limiraja vaihtelee noin 600–900 metriä merenpinnasta. Erot johtuvat pääasiassa talvisateista, joita tuulet tuovat luoteesta ja pohjoisesta (Hagen ym. 1993).

Venäjän läntinen arktinen alue

Laajoja lakijäätiköitä ja purkautumisjäätiköitä on Novaya Zemlyassa (73–77° N / 55–68° E) yhteensä 685. Frans Josefin maalta (80–82° N / 45–65° E) löytyy yhteensä 996 jäätikköä ja Severnaya Zemlyasta (78–81°20' N / 90–105° E) 287 jäätikköä. Pieniä vuoristojäätiköitä ja komerojäätiköitä on Kuolan niemimaalla (68–68° 30' N / 31–36° E) yhteensä neljä. Ural-vuoriston pohjoisosissa (64–68°30' N / 59–67° E) on 84 jäätikköä (Aber & Klein 1999).

Siperian arktinen alue

Lakijäätiköitä ja purkautumisjäätiköitä on Benne-tinsaarella (76°40' N / 149° E) yhteensä 15. De-

Longin saarilla (77° N / 157° E) ja Wrangelinsaa-rella (71° N / 179° E–178° W) on 100 jäätikköä. Jäätiköitä löytyy Taimyrin niemimaalta (75°30' N / 106–112° E) yhteensä 66, Putoranavuorilta (69°30'–70° N / 90–94° E) 22 sekä Verhojansvuorten alueelta (66°30'–69° N / 126–132° E) 74 jäätikköä ja (65–67°30' N / 137–146° E) 200 jäätikköä (Aber & Klein 1999).

Pohjois-Norja ja Pohjois-Ruotsi

Subarktisella alueella Pohjois-Norjassa (65° N pohjoispuolella) on jäätiköitä ja pysyviä lumikenttiä yhteensä 765 kappaletta. Niiden pinta-ala on yhteensä 1 965 neliökilometriä (Hoel & Werenskiöld 1962). Lakijäätiköitä on Seilandsjøkulen (Skandinavian pohjoisin jäätikkö), Øksfjordjøkulen ja Langfjordjøkulen (70–71° N / 21–23° E). Pohjois-Ruotsissa on useita pieniä vuoristojäätiköitä Sarekin ja Kebnekaisen alueilla (67–68°50' N / 17–19° E) (ks. Aber & Klein 1999).

Lopuksi

Suurin osa arktisista jäätikköalueista on pienentynyt 1900-luvun aikana riippumatta siitä rajoituvatko jäätiköt maalle vai mereen. Novaya Zemlyan, Severnaya Zemlyan, DeLongin saarten ja Frans Josefin maan yhteenlaskettu jäämassan pieneminen tällä vuosisadalla on arvioitu olevan 1 200–1 600 km³ (Dowdeswell 1996: 127). Ruotsissa Kebnekaisella sijaitsevan Storglaciären-jäätikön massabalanssi on mittausjaksolla vuosina 1945–1984 ollut positiivinen vain kymmenenä vuonna (Schytt 1996: 114). Huippuvuorilla Brøggerbreenin-jäätikön ohella myös Løvenbreenin-jäätiköltä on mitattu massabalanssi yhtäjaksoisesti vuodesta 1966 lähtien ja saatu jatkuvasti negatiivisia arvoja (Liestøl 1996: 135). Eripuolilla Etelä-Grönlantia on mitattu massabalanssia ja saatu vaihtelevia tuloksia. Kokonaisuudessaan tutkittu alue on massatasapainoltaan negatiivinen (Krabill ym. 1999).

KIRJALLISUUS

- Aber, James S. & Andrew G. Klein (1999). Landsat 7 Glacier inventory. Project of the GAGE work group. 8.4.1999. <<http://www.emporia.edu/earthsci/gage/glacier7.htm#arctic>>.
- Benn, Douglas I. & David J. A. Evans (1998). *Glaciers and glaciation*. 734 s. Arnold, London.
- Dowdeswell, J. A. (1996). Glaciers in the High Arctic and recent environmental change. *Teoksessa* Wadhams, P., J. A. Dowdeswell & A. N. Schofield (toim.): *The Arctic and environmental change*, 121–134. Gordon and Breach, Singapore.

- Embleton, Clifford & Cuchlaine A. M. King (1975). *Glacial Geomorphology*. 573 s. Edward Arnold, London.
- Field, William O. (1975; toim.). *Mountain glaciers of the northern hemisphere. Atlas*. Cold regions research and engineering laboratory, Hanover.
- Flint, Richard Foster (1971). *Glacial and Quaternary Geology*. 892 s. John Wiley, New York.
- Flint, Richard Foster (1975). *Glacial and Pleistocene Geology*. 553 s. John Wiley, New York.
- Hagen, J. O., O. Liestøl, E. Roland & T. Jørgensen (1993). Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Norsk Polarinstitutt, Meddelelser* 129. 160 s.
- Hoel, Adolf & Werner Werenskiold (1962). Glaciers and snowfields in Norway. *Norsk Polarinstitutt, Skrifter* 14.
- Koerner, R. M. (1977). Ice thickness measurements and their implications with respect to past and present ice volumes in the Canadian high arctic ice caps. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13, 1251–1255.
- Koerner, R. M. (1979). Accumulation, ablation and oxygen isotope variations on the Queen Elisabeth Island ice caps, Canada. *Journal of Glaciology* 22: 1, 25–41.
- Krabill, W., E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas, W. Wright & J. Yungel (1999). Rapid Thinning of Parts of the Southern Greenland Ice Sheet. *Science* 283, 1522–1524.
- Liestøl, Olav (1993). Glaciers of Svalbard, Norway. *Teoksessa Williams Jr, Richard S. & Jane G. Ferrigno (toim.): Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – Europe. United States Geological Survey Professional Paper* 1386-E, 127–151.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. 480 s. Pergamon, Kidlington.
- Schytt, Valter (1993). Glaciers of Sweden. *Teoksessa Williams Jr, Richard S. & Jane G. Ferrigno (toim.): Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – Europe. United States Geological Survey Professional Paper* 1386-E, 111–125.
- Sugden, David E. & John, Brian S. (1976). *Glaciers and Landscape*. 376 s. Edward Arnold, London.
- Sugden, David (1982). *Arctic and Antarctic*. 472 s. Blackwell, London.
- Weidick, Anker, Carl Egede Böggild & Niels Knutsen (1992). Glacier inventory and atlas of West-Greenland. *Grönlands Geologiske Undersøgelse, Rapport* 158.