

Fennoskandian ikiroutasoiden kohtalo tulevaisuudessa ja siihen liittyvät ilmakehän takaisinkytkennät

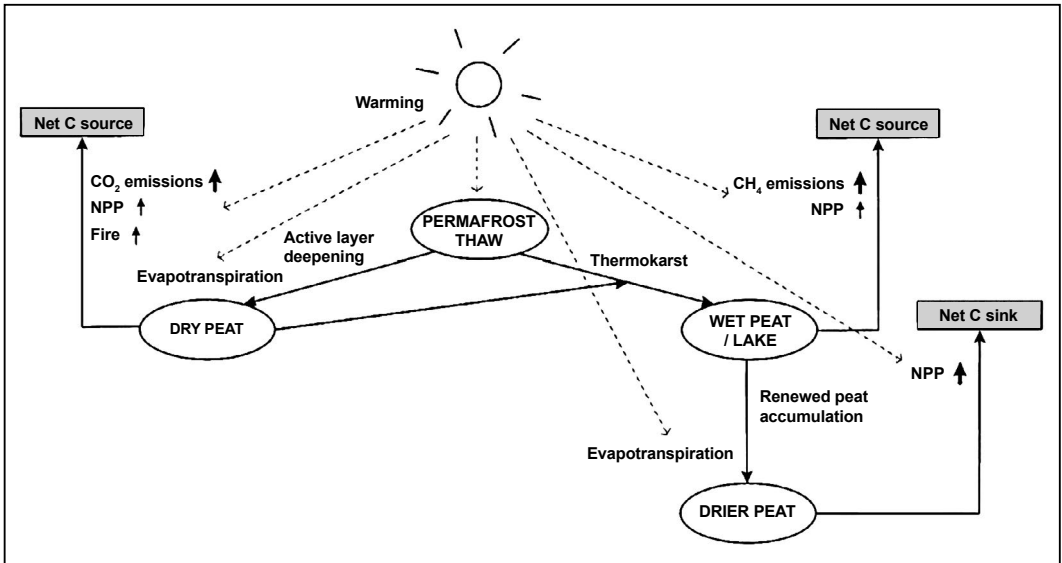
MINNA VÄLIRANTA, BRITTA SANNEK JA TEEMU JUSELIOUS

Viimeisen jääkauden jälkeen kaikki pohjoiset suot ovat toimineet tehokaina hiilen (C) nieluina (mm. Yu *et al.* 2010, Loisel *et al.* 2013). Ne peittivät alleen valtavia alueita: uusin arvio on noin 3,7 miljoonaa neliökilometriä, joka vastaa lähes kymmentä Itämeren pinta-alaa. Soiden varastoiman hiilen määrä on 415 ± 150 Pg C (Hugelius *et al.* 2014). Yksi petagramma, Pg, on yhtä kuin 10^{15} grammaa.

Puolet näistä soista sijaitsee ikirouta-alueella. Ikiroutaa alkoi muodostua soihin myöhäisholoseenin aikana, kun auringon säteilytaso ja sen myötä vuoden keskilämpötilat lähtivät globaalisti laskemaan (Treat ja Jones 2018). Tämän kehityksen seurauksena aiemmin soi-

hin sitoutunut hiili jäi loukkuun jäätyvään turpeeseen. Lämpenevän ilmaston myötä nämä pitkään globaalista hiilenkierrosta ulkopuolella olleet hiilen varastot voivat vapautua takaisin kiertoon.

Arvioiden mukaan ikiroudan sulaminen vapauttaa seuraavien vuosien aikana ilmaan 25–60 % siitä vanhasta hiilestä, joka on aiemmin varastoitunut jään sisään (O'Donnell *et al.* 2012, Jones *et al.* 2017). Viime vuosikymmenien aikana ikiroutasoiden sulaminen on kiihtynyt varsinkin ikiroutavyöhykkeen eteläosissa. Pohjoisen Fennoskandian, Kanadan koillisosien sekä Alaskan eteläosien lämpötilojen nousu sekä talvisadannan kasvu 1950-luvulta lähtien on kutistanut ikirouta-



Kuva 1. Kaavakuva erilaisista kehityskuluista, joita ikiroutasuolla voi tapahtua ilmaston lämpenemisen johdosta. Lämpeneminen voi johtaa haihdunnan lisääntymisen kautta suonpinnan kuivumiseen ja hapellisen kerroksen paksuuden kasvuun. Tällöin hajotustoiminta kiihtyy ja ilmakehään pääsee hiilidioksidia (CO₂). Jäässä olevan turpeen sulaessa paikalle muodostuu märkä termokarstipainanne, josta pääsee ilmakehään metaania (CH₄). Hiilidioksidin ja metaanin emissiot lisäävät ilmakehään hiiltä ja johtavat positiiviseen (lämmittävään) ilmastopakotteeseen. Myös suopalot vapauttavat hiiltä ilmakehään. Kiihtynyt perustuotanto, NPP, taas sitoo hiiltä ilmakehästä ja luo viilentävän ilmakehäpakotteen.

Figure 1. Conceptual model of permafrost peatland trajectories under warmer climate, and permafrost carbon feedbacks. Surface drying due to increased evapotranspiration accelerates decomposition and leads to CO₂ emission to the atmosphere. Permafrost thawing results in wet thermokarst depressions, which emit methane CH₄. Both of these phenomena create positive climate forcing feedback. Warming enhances net primary productivity (NPP), which removes carbon from the atmosphere leading to negative (cooling) climate feedback.

soiden pinta-alaa jopa 50 % (Zuidhoff ja Kolstrup 2000, Payette *et al.* 2004, Jones *et al.* 2016, Borge *et al.* 2017). Ikiroutadan sulaminen muodostaa kumpuilevia maanpinnan muotoja, joita kutsutaan termokarstiksi. Tutkimukset viittaavat siihen, että termokarstia ilmenee etenevissä määrin, kun vuoden keskilämpötila on -5 °C ja -3 °C välillä (Sannel ja Kuhry 2011). Tätä kutsutaan kriittiseksi kynnyksarvoksi.

Ikiroutasuon vaste ilmaston lämpenemiseen voi seurata useita eri kehityskulkuja riippuen maanpinnan lämpötilasta, jääolosuhteista, sulan aktiivikerroksen paksuudesta ja ilmakehän kosteusoloista. Ainakin kaksi selkeästi erilaista etenemissuuntaa ovat mahdollisia

(kuva 1). Kehityskulussa 1 lämpimämmän ilmaston takia haihdunta kasvaa. Tällöin pinnalla oleva turvekerros kuivuu. Tämä kehityskulku johtaa hiilidioksidipäästöjen (CO₂) kasvuun, koska kuivassa ja hapellisessa turpeessa mikrobien hajotustoiminta kiihtyy. Kuiva turve on myös syttymisherkkää eli altis turvepaloille (Schoor *et al.* 2008, 2015, Dorrepaal *et al.* 2009). Kehityskulussa 2 ikiroudassa olevan turpeen sulaminen johtaa märkien termokarstipainanteiden muodostumiseen. Näistä hapettomista painanteista pääsee ilmakehään voimakasta kasvihuonekaasua, metaania (CH₄) (Christensen *et al.* 2004, Wickland *et al.* 2006, Turetsky *et al.* 2007, Olefeldt *et al.* 2013, Helbig *et al.* 2017). Märille termokarsti-



Kuva 2. Termokarstipainanne ja palsan reunaosan romhdustrakenteita. Valokuva Minna Väiliranta.

Figure 2. Thermokarst depression and collapse structures on a palsa. Photo Minna Väiliranta

painanteille leviävät ensin kosteiden paikkojen kasvit, rahkasammalet sekä sarat (Payette *et al.* 2004, Turetsky *et al.* 2007, Sannel ja Kuhry 2011, Jones *et al.* 2017) (kuva 2). Ajan myötä paikalle syntyy uusi kuivempi suoekosysteemi ja turpeen kertymisen myötä ekosysteemi alkaa tehokkaasti sitoa ilmakehästä hiiltä (Jones *et al.* 2012, Walter Anthony *et al.* 2014).

Tämä hydrologinen ja kasvillisuusyhteisön muutos, jossa metaania päästävä ja ilmakehää entisestään lämmittävä ekosysteemi muuttuu ilmastoa viilentäväksi eli hiiltä varastoivaksi systeemiksi, vie aikaa – maantieteellisestä sijainnista riippuen kymmenistä vuosista jopa tuhansiin vuosiin (Turetsky *et al.* 2007, Johnston *et al.* 2014, Helbig *et al.* 2017, Jones *et al.* 2017). Maaperän orgaanisen hiilen mobilisoitumisen aiheuttaman ilmastollisen takaisinkytkennän suuruus riippuu siis jatkossa siitä, miten nopeasti muuttunut suosysteemi 'järjestäytyy uudelleen'. Kuivumisprosessi käynnistyy, kun uudet vesiuomat aktivoituvat tai kun vesiallas kasvaa umpeen ja/tai turpeenkerkyminen ylipäättään käynnis-

tyy. Metaanin lisäksi sulavasta turpeesta vapautuu myös muita orgaanisia yhdisteitä, joiden takaisinkytkentämekanismia ei vielä tarkoin tunneta (Li *et al.* 2020). Ikiroidan sulamisen jälkeenkin suot toimivat siis edelleen myös hiilen nieluina, koska fotosynteesin kautta kasvit sitovat ilmasta hiilidioksidia. Tämä prosessi tulee tulevaisuudessa jopa kiihtymään (Charman *et al.* 2013, Gallego-Sala *et al.* 2018).

Käynnissä olevissa tutkimuksissa seuraamme palsojen sisäosien lämpötilaa maantieteellisellä gradientilla, joka ulottuu mantereisesta Pohjois-Ruotsista Suomen kautta mereiseen Pohjois-Norjaan. Aikaisempien tutkimusten perusteella lumipeitteen paksuudella on huomattava vaikutus palsojen sisälämpötiloihin ja aktiivikerroksen syvyyteen talvikuukausina lumen eristävän vaikutuksen takia (Seppälä 1990, Sannel *et al.* 2016). Tulevina talvina teemme myös lumipeitteen paksuuden jatkuvaa mittausta selvittääksemme tutkimussoidemme lumiolosuhteita ja näiden vaikutusta palsojen lämpötiloihin. Tutkimuksia rahoittaa Arctic Avenue, joka on Helsingin ja Tukhol-

man yliopistojen välisen tieteellisen yhteistyön kärkihanke.

Ikiroutasoiden hiilen nettobalanssi ja säteilypakote määräytyvät tulevaisuudessa sekä vähittäisten että äkillisten spatio-temporaalisten ja toisistaan eroavien prosessien kautta. Takaisinkytkentäprosesseja on yritetty ennustaa erilaisin inkubaatio-kokein, vuomittauksin ja tasapainomallien avulla, mutta arvioon lopullisesta ilmastollisesta takaisinkytkennän suuruusluokasta liittyy runsaasti epävarmuutta (Wickland *et al.* 2006, Turetsky *et al.* 2007, Treat *et al.* 2014, Jones *et al.* 2017, Li *et al.* 2020). Joka tapauksessa viimeaikaisten tutkimusten mukaan ikiroutasoiden pitkän aikavälin vasteet ilmastoon poikkeavat toisistaan, joten todennäköisesti myös tulevaisuudessa soiden vasteet voivat edetä toisistaan poikkeavin reitein (kuva 1) (Zhang *et al.* 2018a, b). Tutkimukset ovat osoittaneet, miten haastavaa soiden ilmastovasteiden ja niihin liittyvien hiilidynamiikan muutosten sekä niistä seuraavien takaisinkytkentöjen liittäminen osaksi ennustemalleja on. Jotta ymmärtäisimme paremmin ikiroutasoihin tulevaisuudessa liittyviä hiilidynamiikan muutoksia ja ilmastollista vaikutusta on lisättävä tietoa maisematason dynamiikasta sekä kasvien, maaperän ja mikrobien vuorovaikutussuhteista erilaisissa ilmasto- ja ympäristöolosuhteissa. Tämän lisäksi tarvitsemme spatio-temporaalisesti kattavampia hiilivuoa-aineistoja – siis mittaustutkimuksia (Loisel *et al.* 2020).

Summary

Fennoscandian permafrost peatland dynamics and climate feedbacks in the future

During the recent decades, degradation of permafrost landforms such as palsas and peat plateaus has been extensive, particularly at the

Kirjoittajien tutkimukset jatkavat edesmenneen professori Matti Seppälän viitoittamaa tietä ja hänen kunniakkaita ikiroutasuo- tutkimuksiaan.

FT MINNA M. VÄLIRANTA

(minna.valiranta@helsinki.fi)

ECRU, Ekosysteemit ja

Ympäristö Tutkimusohjelma

PL 65, 00014 Helsingin yliopisto

FT A. BRITTA K. SANDEL

(britta.sandel@natgeo.su.se)

Department of Physical Geography,

Stockholm University

Stockholms universitet, SE-106 91 Stockholm

FM TEEMU JUSELIOUS

(teemu.juselius@helsinki.fi)

ECRU, Ekosysteemit ja

Ympäristö Tutkimusohjelma

PL 65, 00014 Helsingin yliopisto

MV on yliopistotutkija ja paleoekologi, joka tutkii tällä hetkellä ilmastomuutokseen ja luonnontilaisten pohjoisten soiden hiilenkiertoon liittyviä yhteyksiä.

BS on yliopistonlehtori ja hän tutkii subarktisten soiden toimintaa ja vastetta ilmastomuutokseen.

TJ on tohtoriopiskelija ja hän tutkii väitöskirjassaan pohjoisten soiden ilmastovastetta, erityisesti laajuuskasvua sekä ikiroutasoiden lämpötiladynamiikkaa.

southern margin of permafrost distribution. In a warmer climate, peatlands can undergo alternative or consecutive trajectories (Fig. 1). Peat may become drier as the active layer deepens and evapotranspiration increases. This scenario results in increased emissions of CO₂ as organic matter that has previous-

ly been perennially frozen becomes available for decay and higher ground temperatures promote ecosystem respiration. In the other trajectory the peat surface becomes wetter as thermokarst landforms develop, promoting increased emissions of mainly CH₄. However, thawing also releases other organic compounds, whose climate effect is still unresolved. The lability of soil organic carbon following permafrost thaw, and the time it takes for these ecosystems to transform from wet to dry through lake drainage, vegetation infilling and peat accumulation are key parameters for the magnitude of permafrost carbon feedbacks to the climate system. In other words, depending

on the region, it can take decades to centuries and sometimes millennia for collapse-scar wetlands to transform from having a net positive (warming) to a negative (cooling) net radiative climate forcing effect. However, it should be noted that also degraded permafrost peatlands continue to act as C sinks through primary production. To improve our understanding of the C dynamics in thawing permafrost peatlands an increased knowledge of landscape dynamics, interactions between plants, soils and microbes under changing climatic conditions, and better spatial and temporal coverage of flux measurements and other data are needed.

Lähdeluettelo

- Borge, A.F., Westermann, S., Solheim, I. ja Etzelmüller, B., 2017. Strong degradation of palsas and peat plateaus in northern Norway during the last 60 years. *The Cryosphere* 11:1–16. <https://doi:10.5194/tc-11-1-2017>.
- Charman, D.J., Beilman, D.W., Blaauw, M., Booth, R.K., Brewer, S., Chambers, F.M., *et al.*, 2013. Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences* 10: 929–944. <https://doi:10.5194/bg-10-929-2013>.
- Christensen, T.R., Johansson, T., Åkerman, H.J., Mastepanov, M., Malmer, N., Friberg, T., *et al.*, 2004. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters* 31:L04501. <https://doi:10.1029/2003GLO18680>.
- Dorrepaal, E., Toet, S., van Logtestijn, R.S.P., Swart, E., van de Weg, M.J., Callaghan, T.V., *et al.*, 2009. Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature* 460:616–619. <https://doi:10.1038/nature08216>.
- Gallego-Sala, A.V., Charman, D.J., Brewer, S., Page, S.E., Prentice, I.C., Friedlingstein, P., *et al.*, 2018. Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming. *Nature Climate Change* 8:907–913. <https://doi:10.1038/s41558-018-0271-1>.
- Helbig, M., Chasmer, L.E., Kljun, N., Quinton, W.L., Treat, C.C. ja Sonnentag, O., 2017. The positive net radiative greenhouse gas forcing of increasing methane emissions from a thawing boreal forest-wetland landscape. *Global Change Biology* 23:2413–2427. <https://doi.org/10.1111/gcb.13520>
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J., Schuur, E. A. G., Ping, C.-L., *et al.*, 2014. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences* 11:6573–6593. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
- Johnston, C.E., Ewing, S.E., Harden, J.W., Varner, R.K., Wickland, K.P., Koch, J.C., Fuller, *et al.*, 2014. Effect of permafrost thaw on CO₂ and CH₄ exchange in a western Alaska peatland chronosequence. *Environmental Research Letters* 9. <https://doi:10.1088/1748-9326/9/8/085004>.
- Jones, B.M., Baughman, C.A., Romanovsky, V.E., Parsekian, A.D., Babcock, E.L., Stephani, E., *et al.*, 2016. Presence of rapidly degrading permafrost plateaus in south-central Alaska. *The Cryosphere* 10:2673–2692. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-9>
- Jones, M.C., Grosse, G., Jones, B.M. ja Walter Anthony, K., 2012. Peat accumulation in drained thermokarst lake basins in continuous, ice-rich permafrost, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 117:G00M07. <https://doi:10.1029/2011JG001766>.
- Jones, M.C., Harden, J., O'Donnell, J., Manies, K., Jorgenson, T., Treat, C., *et al.*, 2017. Rapid carbon loss and slow recovery following permafrost thaw in boreal peatlands. *Global Change Biology* 23:1109–1127. <https://doi.org/10.1111/gcb.13403>
- O'Donnell, J.A., Jorgenson, M.T., Harden, J.W., McGuire, A.D., Kanevskiy, M.Z. ja Wickland, K.P., 2012. The effects of permafrost thaw on soil hydrologic, thermal, and carbon dynamics in an

- Alaskan peatland. *Ecosystems* 15:213–229.
<https://doi.org/10.1007/s10021-011-9504-0>
- Olefeldt, D., Turetsky, M.R., Crill, P.M. ja McGuire, A.D., 2013. Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones. *Global Change Biology* 19:589–603. <https://doi.org/10.1111/gcb.12071>.
- Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. ja Beauchemin, M., 2004. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters* 31:L18208.
<https://doi.org/10.1029/2004GL020358>.
- Sannel, A.B.K. ja Kuhry, P., 2011. Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake complexes. *Journal of Geophysical Research* 116:G03035. <https://doi.org/10.1029/2010JG001635>.
- Sannel, A.B.K., Hugelius, G., Jansson, P. ja Kuhry, P., 2016. Permafrost Warming in a Subarctic Peatland – Which Meteorological Controls are Most Important? *Permafrost and Periglacial Processes* 27:177–188. <https://doi.org/10.1002/ppp.1862>
- Schuur, E.A.G., Bockheim, J., Canadell, J.G., Euskirchen, E., Field, C.B., Goryachkin, S.V., *et al.*, 2008. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *BioScience* 58:701–714.
<https://doi.org/10.1641/B580807>
- Schuur, E.A.G., McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J., *et al.*, 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature* 520:171–179.
<https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Seppälä, M., 1990. Depth of snow and frost on a palsa mire, Finnish Lapland. *Geografiska Annaler* 72 A (2):191–201.
- Treat, C.C., Wollheim, W.M., Varner, R.K., Grandy, A.S., Talbot, J. ja Frolking, S., 2014. Temperature and peat type control CO₂ and CH₄ production in Alaskan permafrost peats. *Global Change Biology* 20:2674–2686. <https://doi.org/10.1111/gcb.12572>
- Treat, C.C. ja Jones, M.C., 2018. Near-surface permafrost aggradation in Northern Hemisphere peatlands shows regional and global trends during the past 6000 years. *The Holocene* 28:998–1010.
<https://doi.org/10.1177/0959683617752858>
- Turetsky, M.R., Wieder, R.K., Vitt, D.H., Evans, R.J. ja Scott, K.D., 2007. The disappearance of relict permafrost in boreal north America: Effects on peatland carbon storage and fluxes. *Global Change Biology* 13:1922–1934.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01381.x>
- Walter Anthony, K.M., Zimov, S.A., Grosse, G., Jones, M.C., Anthony, P.M., Chapin III, F.S., *et al.*, 2014. A shift of thermokarst lakes from carbon sources to sinks during the Holocene epoch. *Nature* 511:452–456. <https://doi.org/10.1038/nature13560>.
- Wickland, K.P., Striegel, R.G., Neff, J. ja Sachs, T., 2006. Effects of permafrost melting on CO₂ and CH₄ exchange of a poorly drained black spruce lowland. *Journal of Geophysical Research* 111:G02011
<https://doi.org/10.1029/2005JG000099>.
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D.P., Beilman, D.W. ja Hunt, S.J., 2010. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters* 37:L13402.
<https://doi.org/10.1029/2010GL043584>.
- Zhang, H., Piilo, S.R., Amesbury, M.J., Charman, D.J., Gallego-Sala, A.V. ja Väiliranta, M.M., 2018a. The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 182:121–130.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.003>
- Zhang, H., Gallego-Sala, A.V., Amesbury, M.J., Charman, D.J., Piilo, S.R. ja Väiliranta, M.M., 2018b. Inconsistent response of Arctic permafrost peatland carbon accumulation to warm climate phases. *Global Biogeochemical Cycles* 32:1605–1620. <https://doi.org/10.1029/2018GB005980>
- Zuidhoff, F.S. ja Kolstrup, E. 2000. Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalén, northern Sweden, especially 1960–1997. *Permafrost and Periglacial Processes* 11:55–69.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(200001/03\)11:1<55::AID-PPP338>3.0.CO;2-T](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(200001/03)11:1<55::AID-PPP338>3.0.CO;2-T)