



TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

Nopeat ilmastonmuutokset ja niiden mekanismit

Tiia Koski

GEOTIETEET

LuK-tutkielma

Tammikuu 2023

TIIVISTELMÄ

Nopeat ilmastonmuutokset ja niiden mekanismit

Tiia Koski

Oulun yliopisto, geotieteiden tutkinto-ohjelma

Luonnontieteiden kandidaatin tutkielma 2023

Työn ohjaajat: Juha Pekka Lunkka

Maapallomme ilmasto on muuttunut aina, ja siinä on ollut niin nopeita, kuin hitaitakin ilmastonmuutoksia. On tärkeä ymmärtää ilmastonmuutoksen syyt ja niiden surausvaikutukset sekä erot luonnollisten ja antropogeenisten nopeiden ilmastonmuutosten taustalla. Tässä tutkielmassa keskitytään selvittämään nopeita ilmastonmuutoksia ja niiden syntyprosesseja. Tutkielmassa käsitellään: (1) ilmastonmuutosten tutkimusmenetelmiä, (2) ilmastosta kertovia geologisia aineistoja ja (3) luonnollisen ilmastonmuutoksen syitä ja syklisyyttä. Ilmastoa pystytään tutkimaan monin eri tavoin muun muassa satelliittien avulla, joiden havaintoaineistoa voidaan käyttää esimerkiksi merenpinnan muutoksien mallinnuksessa. Toinen tärkeä menetelmä ilmastomekanismien ja ilmaston tutkimuksessa on tutkia erityyppisiä geologisia aineistoja. Ilmastosta ja sen kehityksestä kertovaa tietoa saadaan tutkimalla erityyppisiä sedimenttejä ja jäätikköjäätä. Jäätiköiden kairasydämistä saadaan tarkkaa tietoa esimerkiksi lämpötilavaihteluista ilmakehän kasvihuonekaasupitoisuuksista ja ilmaston syklisistä vaihteluista lämpimien (interstadiaali- ja interglasiaalivaiheet) ja kylmien (stadiaali- ja glasiaalivaiheet) ilmastovaiheiden välillä. Näitä syklisiä pitkäkestoisia vaiheita voidaan selittää muun muassa Milankovitchin sykleillä ja hiilen kierron muutoksilla. Nopeat ilmastonmuutokset ovat lyhyempiä ajanjaksoja, joita tapahtuu näiden pidempien ilmastovaiheiden aikana. Nämä nopeat muutokset ilmastossamme johtuvat yleensä (1) Auringon aktiivisuuden muutoksesta, (2) sitä kautta mannerjäätiköiden koon vaihtelusta (3) termohaliinisen kierron toiminnan muutoksesta sekä (4) vulkanismista sekä (5) maan ulkopuolisesta tekijästä, eli asteroidi-iskusta. Nopeista ilmastonmuutoksista on tapahtunut myös ihmisen historiassa. Näitä ovat esimerkiksi Pieni jääkausi, (joka alkoi noin 1300-luvulla) ja meneillään oleva antropogeeninen ilmastonmuutos. Meneillään oleva ilmastonmuutos on seurausta pääosin fossiilisten polttoaineiden käytöstä, ja näin ollen sen syy-seuraussuhteita peilataan maapallon menneisiin ilmaston vaihteluihin.

avainsanat: ilmasto, jäätiköt, ilmastonmuutos, hiilenkierto, kasvihuonekaasut

Sisällysluettelo

1.	Johdanto	1
2.	Menetelmät	2
2.1.	Ilmaston tutkiminen	2
2.2.	Ilmaston muuttumisen geologiset tutkimusmenetelmät	4
2.2.1.	Jäätiköt ja sedimentit	4
2.2.2.	Muut geologiset menetelmät	6
3.	Ilmastohistoria ja sen luonnollinen muuttuminen	7
3.1.	Hiilen kierto	9
4.	Nopeat ilmastonmuutokset ja niiden mekanismit	10
4.1.	Auringon aktiivisuus	11
4.2.	Termohaliinisen kierron toiminta ja häiriöt	12
4.2.1.	ENSO	14
4.3.	Vulkaaninen toiminta ja asteroidit	15
4.3.1.	Vulkanismi.....	15
4.3.2.	Asteroidit	17
4.4.	Pieni jääkausi	18
4.5.	Antropogeeninen ilmastonmuutos	19
4.5.1.	Kasvihuonekaasut ja niiden vaikutus ilmastoon	19
4.5.2.	Metsäkato	21
4.5.3.	Vaikutukset jäätiköihin ja merivirtoihin	22
4.5.4.	Vaikutukset hiilen kiertokulkuun	23
5.	Yhteenvedo	24
	Lähdeluettelo	26

1. Johdanto

Maapallomme ilmasto on muuttunut syklisesti niin kauan, kuin se on systemaattisesti ollut mahdollista. Auringon ja muiden ulkoisten tekijöiden vaikutus maapallon ilmastoon ja sen muutoksiin on selvinnyt vasta viimeisen viidenkymmenen vuoden aikana. Osa ilmaston muutokseen vaikuttavista tekijöistä on laajamittakaavaisia ja periodeittain toistuvia luonnollisia prosesseja, kun osa taas on nopeita ja lyhytkestoisia ilmastomuutoksia. Maapallon ilmastossa on aina ollut kylmiä ja lämpimiä vaiheita, jotka ovat maapallon eliöstön ja kasvien kehitykseen sekä niiden alueelliseen ja ajalliseen esiintymiseen ja evoluutioon. Muun muassa viimeisen Veiksel-jääkauden (116 000–11 700 vuotta sitten) aikana suuri osa pohjoisen pallonpuoliskon mantereista oli jäätiköiden peitossa (Lunkka 2008). Nykyään ilmastoa muuttaa myös ihminen, ja ihmisen vaikutus ilmaston äkillisiin muutoksiin on merkittävä, ja muuttuvan ilmaston pitkäaikaisia vaikutuksia on yritetty ennustaa mahdollisimman tarkasti.

Ilmaston muuttuminen on siis luonnollinen toistuva prosessi, jossa suurena tekijänä on kasvihuoneilmiö, ja miten se estää Auringon säteilyn takaisinheijastumista avaruuteen. Ilman tätä ilmiötä, elämä maapallolla olisi mahdotonta. Pitkien ja lyhyiden ilmaston kylmien tai lämpimien ajanjaksojen vaihtelut ovat kuuluneet aina planeettamme toimintaan. Pidempiin ilmastoperiodeihin vaikuttaa muun muassa Maapallon radan muutokset, akselikallistuma (Milankovitchin syklit) ja hiilen kiertokulku. Lyhytkestoisempiin ilmastovaiheisiin vaikuttaa muun muassa vulkanismi, merivirtojen vaihtelut sekä Auringon säteilyn aktiiviset maksimit tai minimi. Myös ihmisen vaikutus ilmastoon on ollut merkittävä viime vuosikymmeninä, sillä teollisen vallankumouksen jälkeisenä aikana hiilidioksidin määrä ilmakehässä on kasvanut merkittävästi ja suuri osa tästä kasvusta on mitä todennäköisimmin ihmisen toiminnan aiheuttama (Lunkka, 2008). Tässä tutkielmassa käsitellään ilmastomuutosten tutkimusmenetelmiä, mahdollisia syntymekanismeja, nopeita ilmastomuutoksia ja niiden toimintaperiaatteita sekä vaikutuksia ilmastoon.

2. Menetelmät

Maapallon ilmakehä ja sen koostumus on muihin aurinkokuntamme planeettoihin verrattuna erityinen, sillä se mahdollistaa otolliset lämpötilat elämälle, hapen eri olomuodot, ja hiilen kiertokulun. Yksi syy elämän mahdollistumiseen maapallolla on kasvihuoneilmiö. Maan ilmastosysteemiä lämmittää Aurinko, kun se säteilee lyhytaaltoista säteilyä maanpinnalle ja tätä efektiä tasapainottaa maan pinnalta takaisin avaruuteen kimpoava pitkäaaltoinen lämpö- ja infrapunasäteily (Mitchell 1989). Maapallon ilmakehän kasvihuonekaasut, esimerkiksi vesihöyry, hiilidioksidi (CO₂) ja metaani (CH₄) ovat suhteellisen huonoja säteilyn absorboijia, mutta ne kuitenkin absorboivat maan pinnalta tulevan pitkäaaltoisen säteilyn ja lähettävät sen takaisin maanpinnalle, tuottaen näin lisälämpenemistä ilmastosysteemiin. Loput säteilystä kasvihuonekaasut lähettävät takaisin avaruuteen säilyttäen tasapainon Auringosta tulevan säteilyn kanssa (Mitchell 1989). Tämän vuoksi maapallon keskimääräinen pintalämpötila on korkeampi kuin itse tehollinen lämpötila ja tätä ilmiötä kutsutaan kasvihuoneilmiöksi. Ilman näitä kasvihuonekaasuja ja -ilmiötä, ilmakehän lämmittävä vaikutus olisi hyvin pieni, eikä pinnan keskilämpötila olisi niin korkea.

Kasvihuoneilmiö ja etenkin muutos sen kasvihuonekaasuissa aiheuttaa muutoksia myös ilmastoomme ja säähämme. Muun muassa hiilen kierron häiriöt, jäätiköiden sulaminen, merivirtojen vaihtelut ja Auringon säteily aiheuttaa häiriöitä ilmastollisessa systeemissä. Etenkin ilmastolliset muutokset ovat olleet tutkinnan alla viime vuosikymmeninä ja muutoksia on tutkittu muun muassa satelliittien kautta tulleen datan avulla sekä eri tyypillisillä geologisilla menetelmillä ja ilmastomallien avulla.

2.1. Ilmaston tutkiminen

Käsitteellä ilmasto on eri merkitys kuin käsitteellä sää. Sää määritellään lyhytkestoiseksi ja se voi vaihdella tuntien, päivien, viikkojen tai kausien välillä. Kun puhutaan ilmastosta, niin sillä käsitetään yleensä yli 30 vuoden pituisen ajanjakson aikana tapahtuneita säätilan muutoksia, niiden kehitystä ja keskimääräistä säätä (Nasa.gov. 18.11.2022). Näin ollen ilmastoa tutkittaessa keskitytään pidempiaikaisiin muutoksiin ja niitä vertaillaan menneisiin kylmiin ja lämpimiin ilmastovaiheisiin.

Nykyään ilmastosta saadaan erittäin paljon mitattua aineistoa. Sään ja ilmaston tutkimiseen käytetään muun muassa satelliitteja. Satelliitit ovat olennaisia välineitä nykyisessä ilmastomuutoksen seurannassa, koska ne mahdollistavat useiden vuosikymmenten ajalta mittaustuloksia maapallosta suhteellisen korkealla tarkkuudella (Garcia-Soto ym. 2012). Meren pinnan lämpötilojen ja korkeuden muutokset ovat suuressa osassa maapallon lämpenemisen analysointia, vaikka niistä on saatavilla suhteellisen vähän dataa, suhteessa merialueiden pinta-alaan, joka on noin 71 % maapallomme pinta-alasta.

Merenpinnan korkeuden muutoksia analysoidaan korkeusmittareilla sekä painovoima-analyysillä/kaukokartoituksella (GRACE-FO satelliittipari), kun taas meri- ja mannerjään sulamisen tutkimisessa käytetään mm. sirontamittareita ja painovoima-antureita (Garcia-Soto ym. 2012). Satelliittimittaukset merenpinnan vaihteluista ovat tänä päivänä hyvinkin tarkkoja ja on saatu selville, että aikavälillä 1993–2003 merenpinta nousi 2,8 mm/vuodessa, ja 3,1 mm/vuodessa, jos poistetaan jääkauden jälkeiset merenpinnan nousun vaikutukset (Cazenave & Nerem, 2004). Aikavälillä 1993–2012 merenpinta oli satelliittitutkimusten perusteella noussut 2,9 mm/vuodessa, ja jääkauden isostaattisen palautumisen jälkeen merenpinta oli noussut noin 3,2 mm/vuodessa (Garcia-Soto ym. 2012).

Satelliittitutkimuksella saadaan hyvin tarkkaa dataa merenpinnan korkeusvaihteluista ja lämpötiloista, myös suolaisuuspitoisuuksia pystytään mittaamaan, mikä sekin kertoo esimerkiksi jäätiköiden tasapainosta ja merivirtojen termohaliinisen kierron vaihteluista (Garcia-Soto ym. 2012). Näillä mittaustekniikoilla voidaan todentaa ilmastollisia vaihteluita merenpinnasta, mutta myös maanpinnalta saadaan dataa mm. lämpötilavaihteluista tai säteilyn muutoksista. Satelliittien lisäksi myös sääasemilta saadaan tutkimusaineistoa sään ja ilmaston vaihteluista. Sääasemat keräävät dataa pistemäisesti pienemmiltä alueilta verrattuna satelliittien keräämään aineistoon. Satelliittien ja sääasemien keräämä tietomäärä on valtava ja suuret, eri monitorointimenetelmillä hankitut datamassat mahdollistavat kattavien ilmastollisten analyysien suorittamisen. Hyvänä esimerkkinä tästä oli Kansainvälisen ympäristöennustekeskuksen (NCEP) ja Yhdysvaltain rahoittaman Kansallisen ilmakehän

tutkimuskeskuksen (NCAR) toteuttama aineistojen uudelleenanalyysiprojekti, missä saatiin laajaa tietämystä sen ajan ilmastollisista muutoksista (Kalnay ym. 1996). NCAR ja NCEP tekivät yhteistyötä muiden kansallisten ja kansainvälisten ilmastotutkimuskeskusten (mm. NASA:n) kanssa ja käyttivät menneiden vuosikymmenten ”jäädetyttä dataa” saadakseen selkeämmän kuvan ilmaston sen aikaisesta tilasta (vuoteen 1996 asti). Tämä analyysi sisälsi merien, manneralueiden ja ilmakehän sää- ja ilmastoparametrien analyysin, ja analyysin tuloksena selvisi muun muassa ilmakehän kaasupitoisuuksien muutoksien yhteys lämpötiloihin ja merien tilaan. Merien ja maa-alueiden tutkimus mahdollistaa eri ilmastomuutoksien ja sääilmiöiden tutkimisen, mutta erityisesti maa-alueiden, jäätiköiden ja sedimenttien geologinen tutkimus antaa dataa menneistä ilmasto-olosuhteista ja niiden kronologiasta.

2.2. Ilmaston muuttumisen geologiset tutkimusmenetelmät

2.2.1. Jäätiköt ja sedimentit

Jäätikkökairauksista saadaan tarkinta tietoa ilmaston muutosten historiasta. Merkittävimmät viimeaikaiset jääkairausprojektit EPICA ja NGRIP on toteutettu Antarktiksella mannerjäätiköllä (EPICA-projekti) ja Grönlannin mannerjäätiköllä (NGRIP-projekti). EPICA-kairauksen avulla on voitu rekonstruoida maapallon ilmastohistoria 800 000 viime vuoden ajalta, kun taas NGRIP kairasydän aineisto kattaa noin 130 000 viime vuotta. (Lunkka 2008)

Kairatuista jääsarjoista saadaan kattavaa ilmastotietoa muun muassa ilman lämpötilasta ja kemiallisesta koostumuksesta. Tutkimalla kasvihuonekaasujen aikaisempia pitoisuuksia jään eri syvyystasoilla olevista ilmakuplista, voidaan näin saatuja tuloksia verrata nykyaikaisiin ilmakehän hiilidioksidin- ja metaanipitoisuuksiin ja sitoa ne esimerkiksi raskaan vedyn tai happi-isotooppien avulla saataviin ilmaston lämpötilasta kertoviin tietoihin. Suuri lumen kertyminen tarjoaa hyvän aikaresoluution, ja jääsarjojen ilmakuplat säilyttävät aineistoa muinaisesta ilmakehästä. Näin tutkijat ovat oppineet

jääkausista ja niiden interglasiaalisista sykleistä, muuttuvista hiilidioksidipitoisuuksista ja ilmaston vakaudesta. (Davies 2020)

Menneiden lämpötilojen tutkimisen edellyttäjänä on, että tutkittavan jään ikä tiedetään. Jään ikä saadaan analysoimalla kertyneitä kerroksia, ja onneksi jäätiköihin kerrostunut jää on suurelta osalta vuosikerrallista, mikä helpottaa jään ajoittamista. Lumen ominaisuuksien vuodenaikaiset erot luovat myös kerroksia jääsarjoihin, joita ajoitetaan muun muassa geokemian, tuhkerakenteen ja sähkönjohtavuuden avulla. Antarktiksella on käytetty myös uraanin hajoamista ajoitusmenetelmänä. (Davies 2020)

Jäätiköistä saatava informaatio kertyy muun muassa vuosittaisista jääytimen kerroksista ja niiden paksuudesta, mitä voidaan käyttää sademäärän johtamiseen, mikä korreloi monen ilmastoparametrin kanssa ja auttaa näin tutkimaan menneitä ilmastomuutoksia. Sulat kerrokset (Melt layers) indikoivat kesän lämpötiloja, sillä jään pintakerrokset sulavat kesän lämpimämpien vaiheiden aikana, ja muodostavat ilmakehän vapaita jääkerroksia. Lämpötilojen tutkiminen jääsarjojen perusteella on yhteydessä jäässä säilyneisiin todisteisiin ilmakehän kasvihuonekaasupitoisuuksista, kuten hiilidioksidista ja metaanista. Lumi sataa Antarktikselle suurimmaksi osaksi H_2^{16}O -molekyylin muodossa ja lämpötilamuutokset tutkitaan raskaan vedyn, eli deuteriumin (δD) ja hapen ($\delta^{18}\text{O}$) isotooppipitoisuuksien perusteella, sillä ne liittyvät suoraan keski- ja korkeiden leveysasteiden pintalämpötiloihin. Jäässä olevia hapen ja vedyn isotooppisuhteita pystytään mittaamaan massaspektrometrin avulla, jonka avulla on saatu analysoitua muun muassa pientä jääkautta ja sen ilmaston lämpötilavaihteluita. (Davies 2020)

Geologisia todisteita ilmastomuutoksesta on saatavilla monesta eri lähteestä ja monipuolisin tapa saada tietoa menneistä ilmaston vaihteluista on tutkia merenpohjan sedimenttejä, ja niihin kerrostuneita kalkkikuorisia huokoseläimiä eli foraminiferoja ja niiden kalkkikuorten happi-isotooppisuhteita. Hapen isotooppisuhte on yksi merkittävimmistä tavoista tutkia ilmaston vaihteluita myös merisedimenteistä. Hapen kevyemmän hapen (^{16}O) ja raskaamman (^{18}O) hapen isotooppisuhte analysoituna pohjalla elävistä foraminiferoista ilmaisee pohjaveden lämpötilaa sekä jäätiköiden

määrää maapallolla. Pinnalla eläneiden foraminiferojen kalkkikuoren isotooppisuhte ilmaisee puolestaan pintameriveden lämpötilaa. (Lunkka 2008)

Nopeiden ilmastonmuutosten tutkimuksessa voidaan myös käyttää kyseistä tutkimustapaa, sillä järviin ja meriin vuosittain laminoituneet sedimentit ovat erittäin hyviä sekä suhteellisen nopeasti muodostuvia ilmastonmuutosarkistoja. Näissä laminoituissa sedimenteissä muutos tapahtuu esimerkiksi pohjaveden hapetusasteessa, mikä voi poiketa ilmaston kynnyksarvoista, eli merkitä ilmaston äkillistä muutosta. Näitä todisteita on löydetty lähinnä vain korkeilta leveysasteilta, mutta ne ovat yhteydessä ilmaston muuttumiseen myös alhaisemmilla leveysasteilla. (Kemp 2003)

Sedimenteistä voi tutkia myös maapallon historian ilmastokausia, niin pitkälle, kuin tutkimusaineistoa riittää. Maapallon ilmastohistoriaa voidaan tutkia miljoonia vuosia päällekkäin laminoituista sedimenteistä, jotka voivat kertoa historian ilmastovaihteluista jopa miljardien vuosien päähän, kunhan on mahdollista ajoittaa sedimenttien kerrokset suhteellisesti tai absoluuttisesti. (Lunkka 2008)

2.2.2. Muut geologiset menetelmät

Vuosirengasajoitus eli dendrokronologia, on erinomainen tutkimustapa selvittää ympäristön tilaa ja kuntoa. Puiden renkaista tutkitaan niiden leveyttä tai kapeutta. Puu tuottaa leveitä vuosirenkaita otollisten ilmasto-olosuhteiden aikana ja kapeita huonojen olosuhteiden aikaan. Puiden renkaista on saatu selville muun muassa 0,44 asteen nousu lämpötiloissa viimeisten 30 vuoden aikana (Kumar & Verma 2021). Vuosirengasajoituksen avulla saadaan dataa ilmaston muuttumisesta myös pidemmällä aikavälillä. Viimeisten vuosikymmenien muutos lämpötiloissa ja elinolosuhteissa kertoo, että luonnon kasvit ja biodiversiteetti kärsii antropogeenisen ilmastonmuutoksen aiheuttamista ilmiöistä, eikä osa kasvustosta pysty sopeutumaan äkillisiin lämpötilan tai ympäristön muutoksiin.

Dendrologiassa käytetään radihiilimenetelmää (^{14}C) aineistojen ajoituksessa, koska dendrologia tarjoaa vuosittaiset tarkkuudet alueellisessa mittakaavassa, kun taas

radiohiiltä voidaan hyödyntää maailmanlaajuisesti ilmakehän hiilidioksidin nopean sekoittumisen vuoksi (Kromer 2009). Kromerin (2009) mukaan: ”Puiden renkaat ovat ensisijainen lähde radiohiilikalibroinnissa, koska puurengasselluloosa on suoraan verrannollinen sen kyseisen kasvuvuoden hiilitasoon”.

Tärkeä menetelmä muinaisten ilmasto-olosuhteiden selvittämiseksi on siitepölyanalyysi. Siitepölyanalyysi tehdään järvi- ja merisedimentteihin kerrostuneista fossiilisista siitepölyistä, jolloin saadaan selville paikallinen ja alueellinen kasvillisuushistoria, jonka perusteella voidaan tehdä päätelmiä vallinneista ilmasto-olosuhteista. Siitepölyanalyysin avulla voidaankin todentaa myös ilmastollisia vaihteluita.

Koralliriuttoihin vaikuttaa vahvasti ilmastolliset ja tätä kautta meren olosuhteiden muutokset. Ne ovat hyvin herkkiä nopeille ilmastonmuutoksille ja näistä onkin saatu hyvää dataa siitä, miten ilmasto on muuttunut viime vuosikymmeninä. Koralliriuttojen runko koostuu kalsiumkarbonaatista (CaCO_3), ja niiden sisältämästä happiisotooppisuhteesta voi tutkia veden lämpötilaa. Niiden kasvu on erilaista talvella ja kesällä, ja näin ollen tämä ilmaston analyysitapa muistuttaa hieman puun renkaiden analysointia. (Kumar & Verma 2021)

Koralliriutat ovat tärkeä merellinen ekosysteemi, ja siinä tapahtuvat muutokset vaikuttavat sen monimuotoisuuteen selvästi. Koralleja tuhoutuu, kun liian lämmin merivesi tuhoaa korallien värillistä levää, ja näin ollen jättää korallit nääntymään nälkään. Vaikka merien lämpötilavaihtelut johtuen merivirroista mukana normaaleja, on ilmaston äkillinen muuttuminen voimistanut lämpötilan nousua ja näin ollen korallien biodiversiteetti on vähentynyt merkittävästi.

3. Ilmaston historia ja sen luonnollinen muuttuminen

Kun tarkastellaan maapallon ilmastohistoriaa ja sen vaiheita monien miljoonien vuosien ajalta, ilmasto on vaihdellut jaksoittain, jääkaudesta lämpimiin vaiheisiin. Viimeisin pidempi jääkausijakso on ollut Pleistoseeni epookki, joka alkoi noin 2,6 miljoonaa vuotta sitten ja loppui noin 11 700 vuotta sitten (Kasting ym. 2009). Pleistoseeni epookki sisälsi

kylmiä ilmasto vaiheita eli jääkausia ja interglasiaalisia eli lämpimämpiä ilmasto vaiheita. Pleistoseenin jälkeen alkoi nykyinen ja samalla nuorin geologinen aikakausi eli epookki, joka tunnetaan holoseenina (Lunkka 2008). Tämä ajanjakso alkoi jääkausien jälkeen, kun ilmasto alkoi lämmetä. Lämpimien ja kylmien ilmastovaiheiden vuorotteluun vaikuttaa monta ihmisistä riippumatonta tekijää.

Ilmastolliset vaihtelut ja jäätiköiden määrä johtuu pääasiassa maapallon yläilmakehään tulevan auringonsäteilyn määrästä ja sen jakautumisesta maapallon eri leveyspiireille. Tämän takia yksi suurimmista ja laajimmista kokonaisuuksista, mitkä vaikuttavat planeettamme ilmastollisiin muutoksiin ovat ns. Milankovitchin syklit. Milankovitchin sykleihin, jotka ovat saaneet nimensä hypoteesin luojaan, serbialaisen astrofyysikon Milutin Milankovitchin mukaan, kuuluu muutokset maapallon kiertoradassa Auringon ympäri (sen elliptisyydessä), muutokset maapallon akselin kaltevuudessa sekä prekessio eli maan pyörimisakselin kiertyminen. (Kasting ym. 2009).

Ensimmäinen astronominen tekijä, mikä vaikuttaa maapallon yläilmakehään saapuvan energian määrään on Maan kiertoradan jaksottainen muutos eli eksentrisyys. Maan kiertorata muuttuu syklisesti noin 100 000 vuoden välein ja se vaihtelee elliptisestä (soikeasta) muodosta pyöreämpään muotoon. Eksentrisyyden muutos vaikuttaa etenkin napa-alueiden yläilmakehän säteilymäärään, jonka muutokset ovat luokkaa ± 5 % eksentrisyysjakson aikana (Houghton 2002).

Maapallon akselin kallistuskulman muutos (obliquity), joka vaihtelee noin 40 000 vuoden sykleissä, vaikuttaa auringosta saapuvaan energiavuohon ja myös ilmastoon voimistaen tai heikentäen ilmaston vuodenaikasvaihteluja. Akselikallistuman ollessa pienin mahdollinen, mahdollinen vuodenaikojen väliset ilmastolliset erot tasoittuvat, ja kun kallistuskulma on suurimmillaan vuodenaikojen väliset ilmastolliset erot ovat suurimmillaan (Lunkka 2008).

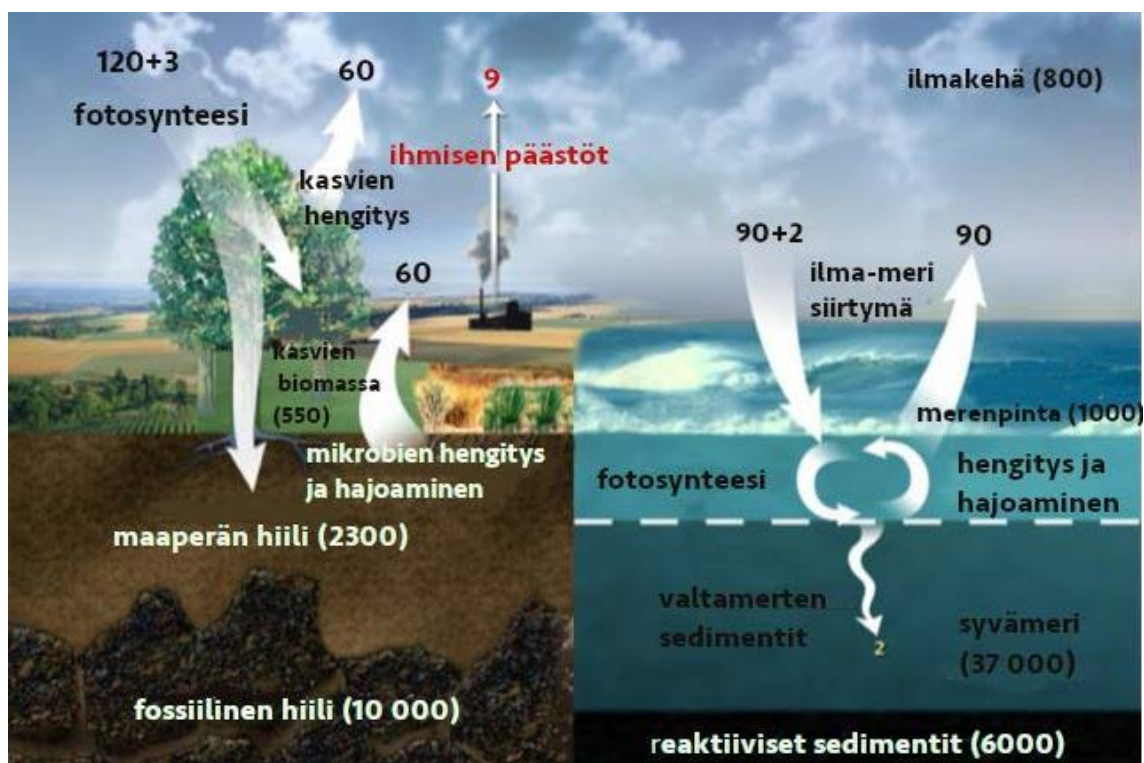
Pyörimisakselin sunnan muutos eli prekessio (precession) on myös merkittävä osa maan kiertoradan muutoksia. Tämä muutos johtuu Auringon ja kuun vetovoiman vaikutuksesta pyörimisakselin suuntaan ja muutos tapahtuu arviolta noin 25 700 vuoden välein (Kasting

ym. 2009). Prekessio tarkoittaa kaltevuussuunnan muutosta, mutta kaltevuuskulma ei muutu, ja myös tämä vaikuttaa maapallolle tulevaan säteilyn jakautumiseen. Kaikki edellä mainitut sykliset kiertovoima tekijät vaikuttavat Auringon säteilyenergian jakautumiseen maapallolle ja maapallon sisäisten kytkentöjen välityksellä ilmaston kehitykseen ja muuttumiseen. Milankovitchin syklit säätelevät luonnollisia ilmastonmuutoksia maapallolla Auringon säteilymuutosten kanssa, mutta ilmastoa voi muuttaa myös muut tekijät, mitkä aiheuttavat nopeampia ilmastonmuutoksia.

3.1. Hiilen kierto

Hiilen kiertokulku maapallolla on yksi elämän edellytys, ja ilman sitä lämpötila maapallolla ei olisi niin stabiili, kuin se on tänä päivänä, sillä se lisää kasvihuonekaasun, hiilidioksidin määrää ilmakehässä. Hiilen luonnolliseen kiertokulkuun kuuluu elollinen luonto ja kasvillisuus ja jopa pienetkin globaalit muutokset näiden tasapainossa vaikuttavat hiilidioksidin määrään ilmakehässämme. Ilmakehän hiilidioksidipitoisuus on todettu olevan korkeimmillaan syy-lokakuussa ja matalimmillaan huhti-toukokuussa (Friedli ym. 1986). Tämä johtuu pohjoisen ja eteläisen pallonpuoliskon mannerpinta-alaeroista, jolloin keväällä yhteyttäminen sitoo hiilidioksidia (jopa 100 gigatonnia vuodessa), kun taas yhteyttämisen väheneminen syksyllä estää hiilidioksidin imeytymistä, jolloin sitä on ilmakehässä enemmän (Lunkka 2008). Suurin osa hiilestä on varastoitunut kiviin ja sedimentteihin, ja erityisesti karbonaattipitoisiin kiviin, ja onkin arvioitu, että jopa noin 65–66 gigatonnia hiiltä on varastoitunut sedimentteihin (Riebeek 2011).

Hiili on jatkuvassa kierrossa maapallolla (Kuva 1) eri hiilivarastojen ollessa vuorovaikutuksessa keskenään, ilmakehässä se on hiilidioksidin (CO₂) muodossa, mantereisilla alueilla biomassassa ja maannoksessa, kun taas merissä sitä on sitoutuneena pintaosien eläviin organismeihin ja syvemmillä meressä hiili on liuenneina karbonaatteina (Lunkka 2008). Hiili kiertää kasvien yhteyttämisen kautta maannokseen ja ilmakehään, maannoksesta ilmakehään sekä meriin ja meren ja ilmakehän välillä se kiertää merien pintaosissa orgaanisten yhdisteiden kautta alempiin vesimassoihin, josta se päätyy sedimentteihin (Lunkka 2008). Meret ovat tärkeässä osassa hiilen kiertokulua, sillä ne peittävät jopa 71 % maapallon pinta-alasta.



Kuva 1.: Yksinkertainen mallinnus hiilen kiertokulusta. Kuvan numerot vastaavat gigatonneja (Gtn). (Tiia Koski)

Hiilen kiertoa on kahdenlaista, hidasta ja nopeaa. Hiilen kulku ilmakehän, maannoksen sekä pintameriveden välillä on suhteellisen nopeaa (muutama vuosi), kun taas meriveden pintaosien ja syvänmeren välinen hiilenkierto on muutamia satoja tai tuhansia vuosia ja pisin hiilen kierto maankamaran sedimenttikivien ja sedimenttien varastoista on jopa satoja tuhansia vuosia (Lunkka 2008). Tämän kiertokulun tasapaino pitää elämän edellytykset otollisina, jossa pienikin muutos aiheuttaa häiriöitä.

4. Nopeat ilmastonmuutokset ja niiden mekanismit

Nopealla ilmastonmuutoksella tarkoitetaan lyhytaikaisempaa muutosta meneillään olevassa ilmastovaiheessa tai jatkuvassa ilmastonmuutoksessa, ja niiden aikaskaala on muutamista sadoista vuosista, muutamaankin tuhanteen vuoteen (Lunkka 2008). Tällä tarkoitetaan siis selkeästi nopeampaa muutosta ilmastossa, kuin mitä esimerkiksi

astronomisista tekijöistä johtuvat luonnolliset ilmastomuutokset ovat. Keskilämpötilat ovat vaihdelleet holoseenin aikana kylmemmistä ajanjaksoista aina lämpimämpiin kausiin. Selvästi lämpimämpi ajanjakso on ollut esimerkiksi keskiajalla, jolloin esimerkiksi vehnäkin kasvoi 64°N leveyspiirillä (Kasting ym. 2009). Tämän lämpimän ajanjakson jälkeen alkoi ensimmäinen kylmempi ilmastovaihe (n. 1300–1900 AD), jota kutsutaan myös pieneksi jääkaudeksi - Little Ice Age (Lapointe & Bradley 2021). Tämän kylmän ilmastovaiheen alkamisen syitä on pohdittu aina tulivuorenpurkauksista auringonsäteilyn heikkenemiseen asti. Ilmaston nopeaan muuttumiseen on maapallon historian aikana vaikuttanut myös muut tekijät, kuten vulkanismi ja asteroidit, mutta huolenaihe ilmaston tämänhetkisessä tilassa ja muuttumisessa on sen nopeat muutokset antropogeenisistä syistä, joita ovat muun muassa kasvihuonekaasujen nopea tuotto ja päästöt.

4.1. Auringon aktiivisuus

Auringon aktiivisuudella on suuri merkitys esimerkiksi merien toimintaan, merivirtoihin ja haihtumisen määrään. Auringon säteilymuutoksia on pystytty virallisesti kartoittamaan jo 1800-luvulta lähtien. Havainnot osoittavat, että nämä muutokset Auringon kokonaissäteilyssä eli -irradianssissa johtuvat Auringon magneettisen aktiivisuuden syklisistä muutoksista (Engels & Van Geel 2012). Tämä sykisyys ilmenee 11 vuoden aikajaksoissa, mikä mukaillee aurinkopilkkujen minimiä ja maksimia. Tämä säteilyn vaihtelevuus aiheuttaa $\sim 0,17 \text{ W/m}^2$ säteilypakotteen, mikä on huomattavasti pienempi, kun vertaa vallitsevaan kasvihuonekaasujäämien arvioituun ($\sim 2,45 \text{ W/m}^2$) säteilypakotteeseen (Lockwood 2012). Tähän vaikuttaa maan albedo, mikä tarkoittaa maan heijastuskykyä tulevalle säteilylle. Esimerkiksi jää- ja lumipeite heijastaa hyvin tulosäteilyä takaisin avaruuteen, kun taas normaali maan- tai merenpinta heijastaa sitä paljon heikommin. On myös mallinnettu, että pilvet heijastavat jopa 40–90 % tulosäteilyä takaisin avaruuteen (Lunkka 2008).

Aurinkopilkkujen pitkittyneet syklisyydet ja niiden vaikutus on nähtävissä muun muassa pienen jääkauden aikana, jolloin Auringon aktiivisuus oli selkeästi alhaisempi pidemmän aikaa, näitä alhaisemman aktiivisuuden ajanjaksoja kutsutaan Maunderin (1645–1715) ja Daltonin (1795–1820) minimeiksi (Engels & Van Geel 2012). Toinen todiste auringon

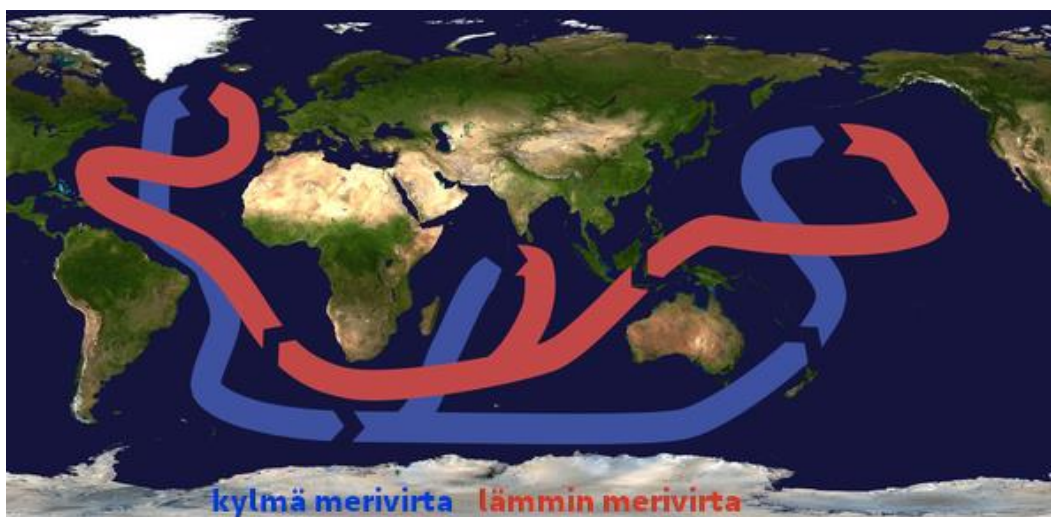
aktiivisuudesta ja vaikutuksesta nopeisiin ilmastomuutoksiin on Keskiajan lämpöjakso, jolloin vallitsi aurinkopilkkumaksimi (Kasting ym. 2009). Auringonsäteilyn historiaa pystytään tutkimaan ja kartoittamaan esimerkiksi berylliumin (^{10}Be) isotooppimittauksilla jääkairaussydämistä tai määrittämällä radiohiilen (^{14}C) konsentraatiomuutoksia orgaanisissa materiaaleissa ja ajoittamalla nämä muutokset sitomalla ne esim. jää- tai puulustoajoiutuksiin (Reimer ym. 2009). Muun muassa näitä tutkimusmenetelmiä hyödyntäen on saatu selville Auringon aktiivisuuden merkitys paleoklimatologiassa ja aikaisemmissa nopeissa ilmastomuutoksissa.

4.2. Termohaliinisen kierron toiminta ja häiriöt

Termohaliininen kierto, eli suurten merien pintaveden ja syväveden kierto maapallolla, on tärkeä aspekti planeettamme lämpötilamuutoksissa ja ilmastollisissa vaihteluissa. Termohaliiniseen kiertoon on vaikuttanut suuresti jäätiköiden määrä planeettamme ilmastohistoriassa. Esimerkiksi jääkausien aikaan runsas mannejääpitoisuus on ajanut jäämassoja merille, jossa ne ovat sulaneet sekä muuttaneet varsinkin pohjoisen pallonpuoliskon termohaliinista kiertoa (Lunkka 2008). Varsinkin suurten merien merivirtojen vaihtelut vaikuttavat paljon maapalloomme hallitsevaan ilmastolliseen tilaan, sillä valtameret peittävät planeettamme pinta-alasta jopa 71 prosenttia (Lunkka 2008). Merivirtojen vaikutuksen voi huomata esimerkiksi Suomessa ja muualla Pohjoismaissa, kun noin 60. pohjoisen leveysasteen tienoilla on tavanomaista lämpimämpää, verrattuna muun muassa Venäjän tai Kanadan samoille leveysasteille, joissa keskilämpötila voi olla jopa kymmenen astetta matalampi, kuin Suomessa (Lunkka 2008). Tähän suurimpana syynä on Golf-virran vaikutus Skandinaviaan ja Suomeen, jolloin alueellamme vallitsee keskivertoa lämpimämmät vuodenaajat.

Termohaliininen kierto on historian saatossa ollut merkittävä ilmaston muutokseen vaikuttava tekijä. Termohaliininen kierto määritellään tilavuuden siirtona meriveden lämpötilan ja suolapitoisuuden (tiheyden) mukaan (Döös ym. 2012). Merivesi on luonnollisesti lämpimintä ekvaattorin läheisyydessä ja kylmempää lähestyttäessä napoja. Luonnollisesti kylmempi vesi on tiheämpää, kuin lämmin vesi ja painuu näin ollen pohjalle (vesi on tiheintä 4°C lämpötilassa). Sama efekti tapahtuu myös veden suolapitoisuuden kanssa, jossa suolaisempi vesi on tiheämpää ja painuu pohjalle, kun taas

vähemmän suolainen vesi jää pintakiertoon (Döös ym. 2012). Näiden fysikaalisten tekijöiden vuoksi lämpimät merivirrat kulkevat pintavesien kautta ja kylmät merivirrat pohjavesien kautta (Kuva 2). Termohaliininen kierto tapahtuu pääosin pintavesien liikkeen kautta, ja siihen vaikuttaa suuresti maapallon coriolisvoima, joka on maan pyörimisliikkeestä johtuvaa ja tämä vaikuttaa näin merivirtojen ja planetaaristen tuulten suuntaan. Merivirrat kääntyvät pohjoisella pallonpuoliskolla vallitsevaan planetaarisen tuulen suuntaan nähden oikeaan ja vastaavasti eteläisellä pallon puoliskolla vasempaan, ja näiden tekijöiden yhteisvaikutuksen takia syntyy suuria spiraalimaisia virtauksia, jotka lämmittävät tai kylmentävät ilmastoa eri puolilla maapalloa (Lunkka, 2008).



Kuva 2.: Yksinkertaistettu kuva lämpimistä ja kylmistä merivirroista. Liike nuolen suuntaan. (Tiia Koski)

Lunkan (2008) mukaan termohaliininen kierto Pohjois-Atlantin alueella pohjautuu siihen, kun päiväntasaajalta kulkeutuu planetaaristen tuulten kuljettamana lämpimiä merivirtoja korkeammille leveyspiireille tasataksien lämpötilaeroja. Lämpimät merivirrat muun muassa Golf-virta luovuttaa kulkeutuessaan pohjoisemmaksi lämpöä, ja lopulta vajoaa kylmäksi merivirraksi, joka suuntautuu takaisin eteläiselle pallonpuoliskolle. Suurin vaikutus ilmastoon nopeisiin muutoksiin on juuri kyseisellä Atlantin ja erityisesti Pohjois-Atlantin termohaliinisella kierrolla. Pohjois-Atlantin syväveden muodostumisen ja Atlantin yhdistyneiden termohaliinisten kiertojen pysähtyminen voi tapahtua, jos riittävä määrä jäätiköiden kylmää ja makeaa sulamisvettä Pohjois-Atlantille suolaisemman pintaveden päälle (Lunkka 2008) ja näin ollen hidastaa tai jopa pysäyttää

theysperiaatteellisen syvän veden muodostumisen sekä termohaliinisen kierron (Lenton ym. 2008). Kyseinen ilmiö aiheuttaa Pohjois-Atlantin kylmenemisen ja esimerkiksi mahdollistaa uusia kylmempää aikakausia. Lentonin ym. (2008) mukaan tällä ilmiöllä on ollut suuri vaikutus menneisiin nopeisiin ilmastomuutoksiin, ja todisteita esimerkiksi viimeisen jääkauden nopeista ilmastollisista muutoksista ja sen suhteesta termohaliiniseen kiertoon on saatu tutkimalla Grönlannista saatuja näytteitä.

Grönlannin jääkairauksien jäänäytteistä löydetty todisteet metaanista (CH₄) ja happi 18 isotoopista (¹⁸O) tukevat hypoteesia Pohjois-Atlantin pakotteesta, joka näkyy välittömänä yhteytenä trooppisen vesitasapainon ja korkeiden leveysasteiden lämpötilanmuutosten kanssa (Clark ym. 2002). Tämä aiheuttaa muutoksia pasaatituulten voimakkuudessa ja siihen liittyvässä valtamerien merenpinnan kohoamisessa ja vesihöyryn kulkeutumisessa Atlantilta Tyynenmeren altaaseen. Ilmiöllä on vaikutusta myös Aasian monsuunin voimakkuuteen sekä Tyynen meren lämpimän altaan merenpinnan lämpötilaan, mikä vaikuttaa myös pohjoisen Tyynen meren ilmastojärjestelmään (Clark ym. 2002). Juuri näitä heilahteluita tasapainotiloissa käytetään selityksenä nopeille ilmastomuutoksille, jotka olivat ominaisia muun muassa viimeiselle jäätiköitymiskaudelle.

4.2.1. ENSO

Pohjois-Atlantin merivirtojen kierron muutosten lisäksi toinen merkittävä merien ja ilmaston yhteisvaikutuksiin perustuva ilmiö Tyynellä merellä on ns. ENSO-ilmiö (El Niño Southern Oscillation (Lenton ym. 2008). El Niño ilmiössä pasaatituulet heikkenevät ja Etelä-Amerikan rannikon päiväntasaaja-alueelta ei johdu tehokkaasti lämmintä merivettä itäiselle Tyynellemerelle ja Kaakkois-Aasiaan ja syvän veden kumpuaminen Etelä-Amerikan rannikolla estyy. Vastaavasti päinvastaisessa La Niña ilmiössä pasaatituulet voimistuvat normaalia enemmän ja työntävät lämmintä merivettä kohti Aasiaa ja kylmän syvän meriveden kumpuaminen Etelä-Amerikan rannikolla voimistuu. El Niño ja La Niña ovat kestoaltaan yleensä noin 9–12 kuukautta, mutta voivat kestää pisimmillään jopa muutaman vuoden, ja ne esiintyvät epäsäännöllisesti aina muutaman vuoden välein. Näistä kahdesta tapahtumasta El Niño esiintyy useammin kuin La Niña. ENSO-sykliisyydellä ja ilmiön voimakkuudella on merkittäviä ilmastollisia vaikutuksia. (ocenservice.noaa.gov. 10.2.2023).

ENSO-ilmioilla on merkittäviä vaikutuksia esimerkiksi säähän, kuivuuden yleistyessä metsäpalojen syntyyn, ekosysteemeihin sekä talouteen (ocenservice.noaa.gov. 10.2.2023). El Niño aiheuttaa Tyynenmeren virtauksen siirtymisen neutraalista asemasta eteläisempään asemaan, ja tämä muutos aiheuttaa kuivemman ja lämpimämmän sään Pohjois-Yhdysvaltoihin sekä Kanadaan, kun taas Persianlahden alueella ilmiö lisää sateisuutta ja tulvia. Kaakkois-Aasiassa kuivuus ja kuumuus lisääntyvät, mikä vaikuttaa esimerkiksi alueiden satoon ja talouteen. El Niño vaikuttaa myös meren tilaan eli kylmän ja ravinteikkaan veden kumpuaminen pohjavesistä estyy ja pintavedet lämpiävät, mikä vaikuttaa kalojen saaman ravinnon määrään ja niiden esiintyvyyteen. Tästä esimerkkinä negatiivinen vaikutus muun muassa Perun kalastusteollisuuteen. (ocenservice.noaa.gov. 10.2.2023)

La Niña:n vaikutus on päinvastainen, kuivuutta esiintyy Yhdysvaltojen eteläosissa ja sadetta Tyynen meren luoteisosissa, Kanadassa ja Kaakkois-Aasiassa. Sen aikana Amerikan länsirannikolla ravinnerikkaan kylmän veden kumpuaminen pintaan lisääntyy ja pintaveden lämpötila laskee. La Niña:n aikana talven lämpötilat ovat normaalia lämpimämpiä etelässä ja kylmempiä pohjoisessa (ocenservice.noaa.gov. 10.2.2023). La Niña johtaa myös ankarampaan hurrikaanikauteen ja trooppisten sykloneiden pienempään syntymistodennäköisyyteen Tyynellä valtamerellä.

4.3. Vulkaaninen toiminta ja asteroidit

4.3.1. Vulkanismi

Vulkaaninen aktiivisuus ja sen intensiteetti voi vaikuttaa nopeasti ja lyhytkestoisesti ilmastoon. Esimerkiksi noin 2000 vuotta sitten, vuonna 44 eaa. (Forsyth 1988), tulivuori Etna purkautui ja himmensi auringonsäteilyä ja aiheutti sadon menetyksiä Egyptissä ja Roomassa (Robock 2000). Nykyään tiedetään suhteellisen hyvin tulivuoren purkauksien ja ylipäättään vulkanismin aiheuttamat mekanismit ja vaikutuksen ilmastoon ja ilmaston kehitykseen. Tulivuorenpurkauksista saadaan tietoa muun muassa tulkitsemalla niiden samanaikaisia laskeumia, jotka ovat siis globaalisti geokemialliselta koostumukseltaan samanlaisia ja samanikäisiä keskenään, koska vulkaaninen tuhka laskeutuu ilmakehästä

tasaisesti ja samanaikaisesti maanpinnalle. Suurimpia holoseenikauden aikana tapahtuneita tulivuorenpurkauksia ovat muun muassa seuraavat: Tambora, Indonesia (1815), Krakatau, Indonesia (1883) ja Vesuvius, Italia (79 aaj.) (Robock 2000). On myös esitetty, että tulivuorenpurkausten normaalia aktiivisempi ajanjakso Keski-Ajalla olisi ollut osasyynä pienen jääkauden alkamiseen vuodesta 1300 eteenpäin, (Lapointe ym. 2021))

Myös maapallon historian aikana, ennen ihmistä, on sattunut suuria ja tuhoisia tulivuorenpurkauksia, jotka ovat olleet voimakkuudeltaan paljon edellä mainittuja purkauksia mittavampia. Ne ovat muokanneet planeettamme sen aikaista ilmastoa ja aiheuttaneet muutoksia sen toiminnassa. Näitä purkauksia tapahtui alueilla, joilla nykyään esiintyy ns. laakiobasaltteja, (Large Igneous Provinces – LIP). Laakiobasaltit ovat suuria ja geologisesti suhteellisen nopeasti kerrostuneita (jopa 5 miljoonan vuoden aikana) basalttisia sarjoja (Bryan ym. 2010). Laakiobasalttisten purkausten synty on liitetty laattatektonisiin tekijöihin, suurten manntien vaipan yläosan kuumenemiseen, pluumeihin ja mannerlaatan repeämiseen. Aktiiviset laakiobasaltteihin liittyneet purkaukset ja ajanjaksot eroavat nykyisestä vulkaanisesta aktiivisuudesta muun muassa niiden koon perusteella. LIP-alueet ovat kooltaan vähintään 100 000 neliökilometriä ja suurimmilla purkauksilla näillä alueilla on ollut vähintään 8,5 magnitudin voimakkuus, mikä vastaa jopa noin 1160 kuutiokilometriä purkautuvaa basalttista laavaa (Bryan ym. 2010). Ihmiskunnan elinaikana ei ole vielä törmätty näin mittaviin vulkaanisiin aktiivisuuspiikkeihin. Maailmanhistorian suurimpia vulkaanisia purkauksia on mahdollisesti olleet esimerkiksi Guarapuava – Tamarana – Sarusas (132 miljoonaa vuotta sitten), Lake Toba- Kaldera, johon liittyy myös yksi nuorimmista Toba Tuff purkauksista (Mason ym. 2004). Tämä purkaus tapahtui arviolta 73 000 vuotta sitten ja on suurin tunnettu purkaus viimeisen miljoonan vuoden aikana (Bryan ym. 2010). Suurimman vaikutuksen planeettaamme ilmastoon aiheuttaa silikaattipitoiset super-tulivuorenpurkaukset, jotka liittyvät nimenomaan LIP-tapahtuman aktiiviseen ajanjaksoon (Bryan ym. 2010). Tämänkaltaisilla vulkaanisilla tapahtumilla on pitkäjänteisiä vaikutuksia ilmastoomme.

Suurissa vulkaanisissa purkauksissa vapautuu paljon tuhkaa ja kaasuja, jotka vaikuttavat ilmastomme nimenomaan ilmakehän kautta. Merkittävimpiä vaikuttavia tekijöitä ovat muun muassa silikaattiaines, jota purkautuu nopeasti jopa satoja teragrammoja (10^{12} g = Tg) (Wanner ym. 2008). Wanner ym. (2008) mukaan hiilidioksidilla (CO_2) ei ole suurta ilmaston kylmenemiseen liittyvää merkitystä, vaan pikemminkin rikkistä (S) muodostuneet hapot (mm. SO_2 ja H_2S) vaikuttavat ilmakehän koostumukseen ja aiheuttavat sinne pitkällä aikavälillä häiriöitä. Tämän takia jopa 14 % rikkipäästöistä troposfäärissä on peräisin vulkanismista. Muita vaikuttavia tekijöitä on muun muassa suurpartikkelinen tuhka, joka ei ole niin pitkävaikutteinen, kuin esimerkiksi rikki, joten se laskeutuu näin ollen nopeammin takaisin maan pinnalle (Robock 2000). Suurten purkauksien jälkeen, vulkaanisen toiminnan seurauksena ilmakehään päässeet aerosolit vaikuttavat auringonsäteilyn pääsyyn maapallolle, aiheuttaen pitkällä aikavälillä negatiivisen pakotteen ja ilmaston hetkellisen kylmenemisen (Robock 2000). Robockin (2000) mukaan myös maapallon keskilämpötila voi kylmentyä tulivuorenpurkauksen seurauksena arviolta noin $0,1-0,2$ °C. Kylmeneminen on nopeampaa ja vaikutukseltaan suurempaa pohjoisella pallonpuoliskolla verrattuna eteläiseen pallonpuoliskoon, koska pohjoisilla leveysasteilla on laajemmin maapinta-alaa.

4.3.2. Asteroidit

Asteroidit ovat hypoteettisesti aiheuttaneet törmäystalvien ja nopeiden ilmastonmuutosten lisäksi myös massasukupuuttoja. Tästä viimeisin on liitukauden lopulta, noin 66 miljoonaa vuotta sitten, kun dinosauruksien valtakausi päättyi (Chiarenza ym. 2020). Liitukauden loppupuolella dinosaurusten sukupuuttoon on yhdistetty myös mahdollinen aktiivinen, pulsseittain toistuva vulkaaninen ajanjakso, jossa purkautui noin 700 000 vuoden aikana arviolta 10^6 kuutiokilometriä laavaa ja ilmakehään vapautui hiilidioksidia ja rikkidioksidia (Chiarenza ym. 2020).

Asteroidin iskeytyessä maanpinnalle, on sen äkillinen vaikutus ilmastoon radikaali ja nopea. Asteroidi (halkaisijaltaan noin 10 km), joka iskeytyi 66 miljoonaa vuotta sitten Meksikonlahdelle, jätti jälkeensä kraatterin, jonka halkaisija oli leveydeltään 180–200 km. Asteroidi iskeytyi alueelle, jossa oli paljon sulfaatteja ja karbonaatteja sisältäviä sedimenttejä, joten törmäys aiheutti sen, että tuhkaa, pölyä, rikkiä sekä muita aerosoleja vapautui

ilmakehään runsaasti (Chiarenza ym. 2020). Chiarenza ym. (2020) mukaan nämä eri hiukkasten vaikutuksesta johtuvat epäpuhtaudet estivät auringonsäteilyn pääsyn maanpinnalle ja johtivat pitkittyneeseen auringonsäteilyn negatiiviseen pakotteeseen sekä sitä kautta maanlaajuiseen maanpinnan jäähtymiseen, jolla oli vaikutus evoluutioon ja ekologiaan.

4.4. Pieni jääkausi

Ennen pientä jääkautta edelsi aika, jolloin maapallon keskilämpötilat olivat hieman korkeammat, ja tätä ajanjaksoa kutsutaan Keskiajan lämpökaudeksi. Pienen jääkauden aikana Auringon aktiivisuus oli normaalia heikompi (Maunderin minimi Eddy 1976), mikä johti osaltaan pidentyneeseen kylmään aikajaksoon. Tätä ennen edelsi Lapointen & Bradleyn (2021) mukaan ajanjakso, jolloin lämpimämpi Atlantin vesi tunkeutui Pohjolan merille 1300-luvun lopulla. Tämä johtui ilmastollisesta esteestä ilmakehässä, joka aiheutti alueelle samankaltaista säätä pidemmäksi aikaa, mikä taas oli seurausta korkeasta auringonsäteilyn aktiivisuudesta. Seurauksena lämmin vesi aiheutti merijään hajoamisen ja vuorovesijäätiköiden erkaantumiseen ja näin ollen se heikensi lämpimän ja kylmän meriveden välistä blokkia aiheuttaen irronneen kasaantuneen jään poiskuljetuksen Pohjois-Atlantilta (Lapointe & Bradley 2021). Tämä johti subpolaarisen virtauksen sekoittumiseen, jolloin arktisten leveysasteiden ilmasto ja sen toiminta sekoittui sen mukana.

Tarkemmin tutkittuna Atlantin merivirtojen kierto ja erityisesti Pohjois-Atlantilta palaavien merivirtojen kierto on todistettu olevan tärkeä Euroopan ilmaston kannalta. Erityisen tärkeää se on barotrooppiselle (paineesta riippuvaiselle) Jäämeren ulosvirtaukselle (Itä-Grönlannin kylmä merivirta), sillä sen ulosvirtaus tapahtuu Framin salmen kautta, mikä mahdollistaa Itä-Grönlannin virran kulkeutumisen barokliinisiin olosuhteisiin (Lapointe & Bradley 2021). 1300-luvun loppu oli Atlantin merivirtojen voimistumisen aikaa, mikä mahdollisti siis kylmemmän merivirran voimakkaamman kulkeutumisen alemmille leveyspiireille. Tämä johti ilmaston keskilämpötilojen osittaiseen laskuun. Tämä on yksi tutkituista teorioista, mitkä johtivat Pienen jääkauden alkamiseen, mutta syitä on tutkittu myös esimerkiksi vulkaanisen aktiivisuuden näkökulmasta.

Vulkaanisia tekijöitä on yhdistetty suhteellisen kauan Pienen jääkauden yhdeksi suurimmista syistä, ja tätä hypoteesia tukemaan Hubert Lamb loi vulkaanisen pölyverhoindeksin (Robock 2000). Tämä indeksi suunniteltiin analysoimaan tulivuoren aktiivisen vaiheen vaikutusta ”pintasäähän”, alempaan, sekä ylempään ilmakehän lämpötilaan ja laajamittaiseen tuulenkiertoon (Lamb 1970). Näin ollen esimerkiksi Robock (1979) osoitti Lambin indeksin avulla simulaation Pienen jääkauden energiatasapainomallista, mikä osoitti, että vulkaaniset aerosolit ilmakehässä olivat osatekijöitä Pienen jääkauden lämpötilakeskiarvojen alenemiseen. Näin ollen sekä auringonsäteilyn määrällä ja sitä kautta merivirtojen muutoksella, sekä vulkaanisella toiminnalla on ollut osansa Pienen jääkauden ilmastovaiheissa. Uusiakin energiatasapaino ilmastoskenaarioita tämän varmistamiseksi on saatu muun muassa puiden renkaiden osoittaman datan perusteella (Robock 2000). Nykyisen ilmaston muutoksia on kuitenkin mahdoton perustella pelkästään vulkaanisella epätasapainolla tai auringonsäteilyn lisääntymisellä, vaan sitä on pohdittava lähtökohtaisesti antropogeenisten syiden, kuten kasvihuonekaasujen lisääntymisen perusteella.

4.5. Antropogeeninen ilmastomuutos

Nykyisen ilmastomme nopeita muutoksia voi tutkia pintalämpötilaa analysoimalla. Onkin tullut ilmi, että pintalämpötilat ovat vaihdelleet kylmempien ja lämpimien ajanjaksojen välillä koko 1900-luvun ajan aina 1970-luvulle saakka, jolloin ne lähtivät selkeään lämpötilalliseen nousuun (Kasting ym. 2009). Joten miten voimme tutkia ja todentaa, että tämä lämpötilojen nousu, mikä on tapahtunut havaitun pienen jääkauden jälkeen, ei ole vain normaalia ilmaston palautumista, vaan ihmisen aiheuttama nopeampaa ilmastomuutosta?

4.5.1. Kasvihuonekaasut ja niiden vaikutus ilmastoon

Termiä ”kasvihuonekaasut” käytetään ilmakehän kaasuihin, jotka ovat suhteellisen hyviä läpäisemään auringonsäteilyä, mutta jotka absorboivat pitkäaaltoista säteilyä samalla tavalla, kuin kasvihuoneen lasi (Mitchell 1989). Ilmakehän koostumus sisältää alun perin noin 78 % typpeä (N), 21 % happea (O), 0,9 % argonia (Ar) ja 0,1 % muita kaasuja mihin lukeutuu mm. hiilidioksidi ja metaani sekä vesihöyry (Singh 1995). Hiilidioksidin pitoisuus on ilmakehässä noin 0,04 %, ja sen määrä radikaalisesti lisääntynyt, kun vertaa

vuosikymmenten kasvua. 1960-luvulla hiilidioksidin määrä oli noin 11 miljardia tonnia vuodessa, kun taas 2010-luvulla se on ollut jopa 35 miljardia tonnia vuodessa (Lindsey 2022).

Hiilidioksidin lisääntynyt pitoisuus johtuu pääsääntöisesti fossiilisten polttoaineiden (maakaasu, kivihiili ja öljyn) poltosta. Hiilidioksidin alkuperäinen tehtävä ilmakehässä on tärkeä, koska se absorboi ja säteilee lämpöä ja ilman sitä kasvihuoneilmiön lämmittävä vaikutus jäisi heikoksi, ja lämpötila tippuisi maapallolla nolla negatiiviselle puolelle (Lindsey 2022). Nyt kuitenkin lisääntyvä hiilidioksidipitoisuus voimistaa kasvihuoneilmiötä, jättäen poistuvan säteilyn ”jumiin” ilmakehään ja näin ollen lämmittävä vaikutus voimistuu ja vaikuttaa pitkällä tähtäimellä ilmastoomme ja elinolosuhteisiin. Teollistumisesta lähtien ilmakehän hiilidioksidi pitoisuus on noussut jopa 25 % ja tämä vaihtelu ilmastossa onkin suurempi kuin yksikään luonnollinen vaihtelu sitten jäätiköiden sulamisen 11 000 vuotta sitten (Kasting ym. 2009). Tämä on seurausta teollisesta vallankumouksesta, jonka jälkeen fossiilisten polttoaineiden käyttö yleistyi, ja tällä hetkellä kulutamme 66 gigatonnin hiilivarastoja polttamalla niitä ilmakehään. Tämä johtaa ylimääräisen hiilidioksidin vapautumiseen ilmakehään liian aikaisin (Lunkka 2008). Kun poistetaan ihmisen vaikutus ilmastoon, ja tutkitaan vain luonnollisia malleja, huomataan, että ilmaston olisi pitänyt viiletä hieman vuodesta 1965 eteenpäin (Kasting, Krump & Grane 2009). Mutta sen sijaan se on lämmennyt melkein yhden asteen verran.

Tärkein ja samalla luonnollisin kasvihuonekaasu on vesihöyry, joka jää usein hiilidioksidin varjoon. Se selittää kuitenkin luonnollisesta maapalloa lämmittävästä kasvihuoneilmiöstä yli puolet (Held & Soden 2000). Vesihöyry onkin yksi suurimmista ilmastomuutokseen vaikuttavista ilmiöistä, sillä vesihöyryn määrä ilmakehässä korreloi muiden kasvihuonekaasujen kanssa (Held & Soden 2000). Hiilidioksidin määrän lisääntyminen aiheuttaa ilmakehän lämpenemistä, mikä johtaa siihen, että se on kykenevä pitämään enemmän vesihöyryä sisällään. Tämä taas on suoraan verrannollinen lämpösäteilyn karkaamisen vähenemiseen. Tämä toimii myös vastaavasti kylmempien

ajanjaksojen aikana, sillä vesihöyryn vähenemisellä ilmakehässä on kylmentävä vaikutus. (Held & Soden 2000)

Muita kasvihuonekaasuja on mm. metaani (CH_4), jota syntyy eloperäisen hajotessa hapettomissa oloissa, esimerkiksi riisipelloilla ja märehäntöiden suolistossa tai kaatopaikoilla (Kasting ym. 2009). Metaanin määrä on kaksinkertaistunut teolliseen aikaan verrattuna ja hiilidioksidin tapaan tämä vaikuttaa ilmaston muuttumiseen, vaikkakin metaanin elinikä ilmakehässä on suhteellisen lyhyt ja määrät pieniä. Lunkan (2008) mukaan, metaani on osa hiilen kiertokulkua ja jos metaani siirtyy sedimenttisistä kerrostumista maan pinnalle, se hapettuu nopeasti hiilidioksidiksi. Myös dityppioksidi (N_2O) ja otsoni (O_3) ovat kasvihuonekaasuja (Kasting ym. 2009). Kasvihuonekaasut ovat yhteydessä keskenään, ja ne korreloivat toistensa pitoisuuksia ilmakehässä. Onkin arvioitu, että hiilidioksidin aiheuttama $1,25\text{ °C}$ nousu maapallon keskilämpötiloissa aiheuttaisi vesihöyryn lisääntymisen ilmakehässä ja näin ollen samansuuruisen lämpenemisvaikutuksen kuin hiilidioksidi, jolloin keskilämpötila nousisi todellisuudessa jopa $2,5\text{ °C}$ (Lunkka 2008).

4.5.2. Metsäkato

Suurimmat metsät, kuten Amazonin sademetsät ovat merkittäviä ilmastollisesti ja hiilenkierron kannalta. Ne vastaavat jopa 15 prosentista maapallon fotosynteesistä, ja ne toimivat moottoreina globaalin ilmakehän haihtumiselle ja kondensoitumiselle, mikä vaikuttaa sademääriin muun muassa pohjoisella pallonpuoliskolla (Malhi ym. 2008). Ihminen on omalla toiminnallaan, esimerkiksi maanviljelyllä, aiheuttanut maanpinnan muokkauksen seurauksena muun muassa kasvillisuuden vähenemisen, jonka seurauksena myös eliöstö on alkanut kadota (Kasting ym. 2009). Antropogeenisen ilmastomuutoksen kiihdyttävänä osatekijänä voidaankin pitää metsäkatoa, sillä metsät ja kasvillisuus toimivat hiilinieluinä sekä luonnollisille, että luonnottomille hiilidioksidipäästöille. Erityisesti suuret sademetsät ovat merkittäviä hiilinielujä, joiden hakkuu ja häviäminen vaikuttaa alueelliseen ja globaaliin ilmastoon (Malhi ym. 2008). Vuoteen 2001 mennessä Amazonin sademetsistä oli hakattu noin 837 000 neliökilometriä ja aikavälillä 1988–2006 keskimääräinen hakkuu vuodessa oli noin 18 100 neliökilometriä, mutta vuoden 2007 jälkeen hakkuumäärät ovat laskeneet selvästi (Malhi ym. 2008).

Metsien hakkuu aiheuttaa positiivisen palutteen ulkoisesti aiheutettuun ilmastonmuutokseen, sillä metsät varastoivat biomassahiiltä ja hakkuiden seurauksena tätä hiiltä vapautuu ilmakehään (Mahli ym. 2008). Tämä lisää hiilidioksidipitoisuutta ilmakehässä, mikä johtaa osaltaan voimistuneeseen kasvihuoneilmiöön sekä hiilen sitoutumisen vähenemiseen hiilinielujen puutoksen vuoksi. Tämän lisäksi metsäkato johtaa sateiden vähenemiseen (kondensoitumisen vähentyessä) ja tätä myötä Amazonin kuivempaan ilmastoon, pilvisyyden vähenemiseen ja auringon säteilyn lisääntymiseen, sekä maan pinnan heijastuvuuden lisääntymiseen (Malhi ym. 2008). Kasvillisuuden ja ilmaston välillä onkin kaksi positiivista palauteketjua: kasvillisuus-heijastus-palautte ja kasvillisuus-sadanta-palautte, joista ensimmäinen vaikuttaa ilmastoon kylmentävästi auringonsäteilyn heijastumisen kautta ja toinen lämmittävästi vesihöyryn lisääntymisen takia (Lunkka 2008).

4.5.3. Vaikutukset jäätiköihin ja merivirtoihin

Jäätiköt ovat koko maapallon historian aikana olleet akkumulaatio- ja ablaatiivaiheissa monia kertoja, joten on normaalia, että suuretkin jäämassat sulavat ajan saatossa. Näin ollen suuret mannerjäätiköt reagoivat luultua hitaammin ilmaston ympäristö- ja lämpötilavaihteluihin. Geologinen aineisto osoittaa, että vaikka ilmasto on ollut maapallon historiassa muutamia asteita lämpimämpi, on Antarktiksella mannerjäätikkö peittänyt Etelä-Mannerta ainakin 15 miljoonaa vuotta (Lunkka 2008). Antropogeenisen ilmastonmuutoksen vuoksi yleensä ajatellaan jäätiköiden sulavan nopeasti ja nostavan merenpinnan tasoa, mikä on sinänsä myös totta, mutta ilmastonmuutoksen vaikutukset jäätiköihin ja sitä kautta ilmastoon on paljon moniulotteisempia kuin luullaan. Mannerjään sulaessa, se vapauttaa sulavesiä suolaisempaan pintameriveteen, mikä häiritsee termohaliinista kiertoa. Näin lämmön jakautuminen ja kuljetus saattaa häiriintyä, varsinkin pohjoisella pallonpuoliskolla ja aiheuttaa osaltaan jopa kylmän vaikutuksen pohjoisen ilmastoon.

Lunkan (2008) mukaan, jäätiköiden merkitys ilmastolle on merkittävä muun muassa jäätikön sadannan kasvun mukaan, jolloin jäätikön albedo voimistuu, ja se pystyy heijastamaan säteilyä takaisin avaruuteen, aiheuttaen näin kylmentävän positiivisen

prosessin. Toinen merkittävä tekijä on mannerjään koko, etenkin pohjoisella pallonpuoliskolla, sillä se on suoraan verrannollinen ilmakehään vapautuvan lämpöenergian kanssa. Jos laajoja merialueita on jään peitossa, ei energiaa joudu merivedestä ilmaan, sillä jää on hyvä eriste (Lunkka 2008). Kuitenkin, jos jäämassaa on vähän, sitä enemmän lämpöenergiaa joutuu ilmakehään.

On kuitenkin havaittu, että jäämassa on vähentynyt erityisesti Grönlannin jäätiköltä viimeisten vuosikymmenten aikana, lähinnä pintasulamisen kautta (IPCC 18.1.2023). IPCC:n raportin mukaan erittäin suurella todennäköisyydellä maailmanlaajuinen keskimääräinen merenpinta (GMSL- global mean sea level) nousee ja sen kiihtyvyys on johtunut mannerjäätiköiden lisääntyvästä jäähäviöstä, sekä jäätiköiden jatkuvasta massan menetyksestä yhdessä valtameren lämpölaajenemisen kanssa.

4.5.4. Vaikutukset hiilen kiertokulkuun

Mikä tahansa muutos hiilenkierrossa ja sen luonnollisessa tasapainossa aiheuttaa epätasapainon ja näin ollen tuloksena voi olla esimerkiksi maapallon keskilämpötilojen muutos tai jopa pitkäjänteisempi häiriö hiilen luonnollisessa kierrossa (Riebeek 2011). Muutokset hiilen kierrossa vaikuttavat ilmakehän hiilidioksidipitoisuuteen ja näin ollen myös ilmastoon pitkällä ja lyhyellä aikavälillä. Lunkan (2008) mukaan, esimerkiksi hiilen vapautuminen hiilidioksidina tai sitoutuminen karbonaattisiin sedimentteihin muuttaa ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta pitkällä aikavälillä, nämä vaikutukset voivat olla havaittavissa hiilen kiertokulun muutoksissa vasta miljoonien vuosien päästä. Nopeammat muutokset tapahtuvat hiilen lyhyessä kierrossa, mutta on kuitenkin vaikea tutkia, onko muutokset hiilen kierrossa lineaarisia vai tapahtuvatko ne eri aikaskaalalla (Lunkka 2008). Tärkein todiste siitä, että äkillinen muutos on tosiaan ihmisen aiheuttama, tulee tutkimalla eri hiilivarastojen kokoa ja sen kiertonopeutta niin luonnollisessa, kuin nykyisessä häiriintyneessä tilassa (Kasting ym. 2009). Fossilisten polttoaineiden käyttö ja hiilidioksidipäästöt vaikuttavat hiilen kiertoön ja aiheuttavat näin ollen nykyiseen ilmastosysteemiin poikkeamia, mutta on vielä vaikea arvioida sen vaikutusta hitaaseen hiilen kiertoön.

5. Yhteenveto

Ilmastojärjestelmämme nopeat ilmastonmuutokset ovat vaikuttaneet suuresti juuri pohjoisen pallonpuoliskon toimintaan ja olosuhteisiin. Tämä johtuu mannerpinta-alan eroista pohjoisen ja eteläisen pallonpuoliskon välillä. Nopeiden ilmastonmuutosten mekanismit korreloivat. Vaikka niitä käsitellään erillisinä prosesseina, vaikuttaa Auringon aktiivisuus termohaliiniseen kiertoon, jäätiköt säteily- sekä energiatasapainoon ja sitä kautta termohaliiniseen kiertoon. Jopa vulkanismi, joka johtuu laattatektonisista tekijöistä, vaikuttaa tulevaan auringonsäteilyyn ja sen sirontaan. Nämä tekijät vaikuttavat nopeisiin muutoksiin ilmastossamme ja muokkaavat samalla sen toimintaa ja biodiversiteettiä. Näin kävi myös Pienen jääkauden aikaan, kun vulkaaninen aktiivisuus, auringonsäteilyn minimi ja termohaliinisen kierron muutokset aiheuttivat viileämmät elinolosuhteet pohjoiselle pallonpuoliskolle. Luotettavaa geologista aineistoa maapallon menneistä ilmastovaiheista saadaan mannerjäätiköiden jääytymistä sekä sedimenteistä. Nämä proksiaineistot auttavat ennustamaan tulevia ilmastonmuutoksia ja vertailemaan niitä mahdolliseen ihmisen aiheuttamaan ilmastonmuutokseen.

Mutta miten voimme kertoa onko maapallon ilmastovaihtelut vain luonnollisesta ilmaston muuttumisesta johtuvaa, vai ihmisen toiminnasta peräisin? Elämme tällä hetkellä geologista aikakautta, joka on nimetty holoseeni epookiksi. Holoseeni epookki on ilmastollisesti inerglasiaali eli lämmin ilmastovaihe, joka mikä alkoi viimeisimmän jääkauden jälkeen noin 11 700 vuotta sitten. Ilmasto on luonnollisessa lämpimämmässä vaiheessa, mutta nykyisestä ilmastosysteemistä on tärkeää tietää ns. luonnolliset ilmastonmuutosta aiheuttavat mekanismit ja niiden vaikutus ja erottaa ne ihmisen aiheuttamista muutoksista ja niiden vaikutuksesta ilmastoon. Historialliset ilmastotutkimukset ovat tukeneet hypoteesia siitä, että vuoden 1965 jälkeen ilmaston olisi pitänyt viiletä hieman aikaisemmasta, mutta se on sen sijaan lämmennyt esiteollisen ajan jälkeen noin asteen verran. Tähän vaikuttavat suuresti fossiilisten polttoaineiden poltto, eli ylimääräinen hiilidioksidin tuotto ilmakehään ja sen seurauksena tärkeimmän kasvihuonekaasun eli vesihöyryn lisääntyminen ilmakehässä. Tämä johtaa voimistuneeseen kasvihuoneilmiöön ja se vaikuttaa myös hiilenkierron tasapainoon.

Tästä herääkin kysymys, olemmeko muuttaneet ilmastojärjestelmäämme pysyvästi? Olemme voineet tutkia periodeittain toistuvien ilmastovaiheiden syitä ja kulkua geologisista aineistoista, kuten jääytimistä ja sedimenteistä. Miten pystymme varmentamaan, että pystyisimme samalla toistuvalla periaatteella tutkimaan tulevaisuudessa nykyistä ilmastoa? Fossiilisten polttoaineiden kulutus on saattanut muuttaa pitkäaikaista hiilenkiertoa, ja sen vaikutusta pidemmällä aikavälillä on vaikea arvioida. Se on varmaa, että käytämme maapallon varoja yli sen resurssien ja sekoitamme luonnollista toimintaa lisäämällä kasvihuonekaasuja, kuten hiilidioksidia ilmakehään, mutta sen seuraukset ilmastojärjestelmäämme ovat vielä selvittämättä.

Lähdeluettelo

- Bryan, S. E., Peate, I. U., Peate, D. W., Self, S., Jerram, D. A., Mawby, M. R., Marsh, J. S. & Miller, J. A., 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews* 102, 207–229 s.
- Cazenave, A. & Nerem, R.S., 2004. Present-day sea level change: Observations and causes. *Reviews of Geophysics* 42 (3), 1–20 s.
<https://doi.org/10.1029/2003RG000139>
- Chiarenza, A., Farnsworth, A., Mannion, P. D., Lunt, D. J., Valdes, P. J., Morgan, J. V. & Allison, P. A., 2020. Asteroid impact, not volcanism, caused the end-Cretaceous dinosaur extinction. *Teoksessa: Stenseth, N. C., (toim.), Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 117, 17084-17093 s.
- Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F. & Weaver, A. J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415, 863–869 s.
- Climate Change: Atmospheric Carbon Dioxide. Lindsey, R., 2022, Science and information for climate-smart nation. climate.gov. 8.11.2022.
- Döös, K., Nilsson, J., Nycander, J., Brodeau, L. & Ballarotta, M., 2012. The World Ocean Thermohaline Circulation. *Journal of Physical Oceanography* 42, 1445–1461 s.

- Eddie, J. A., 1976. The Maunder Minimum: The reign of Louis XIV appears to have been a time of real anomaly in the behavior of the sun. *Science* 192, 1189–1202 s. DOI: 10.1126/science.192.4245.1189
- Engels, S. & Van Geel, B., 2012. The effects of changing solar activity on climate: contributions from palaeoclimatological studies. *Journal of space weather and space climate* 2, 1–9 s. DOI: 10.1051/swsc/2012009
- Forsyth, P.Y., 1988. In the Wake of Etna, 44 B.C. *Classical Antiquity* 7, 49-57 s. <https://doi.org/10.2307/25010878>
- Garcia-Soto, G., Vazquez-Cuervo, J., Clemente- Colón, P. & Hernandez, F., 2012. Satellite oceanography and climate change. Teoksessa: Garcia-Soto, G., (toim.), *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 77-80. Elsevier, 1-9 s. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.004>
- Held, I. M. & Soden, B. J., 2000. Water Vapor Feedback and Global Warming. *Annual Review of Energy and Environment* 25, 441–475 s.
- Houghton, D.D., 2002. Introduction to climate change: Lecture notes for meteorologists. World Meteorological Organization 926. WMO Technical Publications. 126s.
- Ice core basics. Davies, B., 2020, *Glaciers and glaciation in Antarctica and beyond*. antarcticglaciers.org. 20.1.2023.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. & Joseph, D, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437–471 s.
- Kemp, A.E.S, Lawton, J.H., Marotzke, J., Marsh, R. & McCave, I.N., 2003. Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments Teoksessa: Kemp,

- A.E.S., (toim.), Abrupt climate change: evidence, mechanisms, and implications 361. The Royal Society of London, 1851-1870 s. <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1247>
- Kromer, B., 2009. Radiocarbon and dendrochronology. *Dendrochronologia* 27. Elsevier, 15–19 s.
- Kumar, V. & Verma, K., 2021. Geological records of climate change. *Global Climate Change* 8, 175–185 s.
- Kump, L.R., Kasting, J.F. & Crane, R.G., 2009. *The Earth System*. Pearson Education Inc, New Jersey, 444 s.
- Mitchell, J.F.B., 1989. The “Greenhouse” effect and climate change. *Reviews of geophysics* 27, 115–139 s.
- Lamb, H. H. & Sawyer, J. S., 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *The Royal Society of London* 266, 425–533 s.
- Lapointe, F. & Bradley, R., 2021. Little Ice Age abruptly triggered by intrusion of Atlantic waters into the Nordic Seas. *Science Advances* 7 (51). DOI: 10.1126/sciadv. abi8230
- Lenton, T.M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J.W., Lucht, W., Rahmstorf, S., & Schellnhuber, H.J., 2008. Tipping elements in the Earth’s climate system. *Teoksessa: Clark, W.C., (toim.), Articles by members of the National Academy of Sciences* 105, 1786–1793 s.
- Lunkka, J. P., 2008. *Maapallon ilmastohistoria: kasvihuoneista jääkausiin*. Gaudeamus Helsinki University Press. 286 s.

- Malhi, Y., Roberts, J. T., Betts, R. A., Killeen, T. J., Li, W. & Nobre, C.A., 2008. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. *Science* 319, 169–172 s. DOI: 10.1126/science.1146961
- Ritchie, H., Roser, M. & Rosado, P., 2020. CO2 and Greenhouse Gas Emissions. Our world in data.
- Robock, A., 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38, 191–219 s. <https://doi.org/10.1029/1998RG000054>
- Singh, H. B. & Salstein, D. A., 1995. Mean properties of the atmosphere. *Teoksessa: Singh, H. B., (toim.), Composition, chemistry, and climate of the atmosphere*, 19–49 s.
- Special report: special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. The Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for policy makers. [ipcc.ch](https://www.ipcc.ch). 18.1.2023.
- The Carbon cycle. Riebeek, H., 2011, Nasa: Earth Observatory. earthobservatory.nasa.gov. 14.11.2022.
- Wanner, H., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Review* 27, 1791–1828 s. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- What are El Niño and La Niña? National Ocean Service, National Oceanic and Atmospheric Administration. oceanservice.noaa.gov. 10.2.2023.
- What's the difference between weather and climate. Nasa, NASA Content Administrator. nasa.gov. 18.11.2022.

