

Maapallon historian ilmastotapahtumien syyt ja seuraukset:
sukupuutoista elämän kehittymiseen

Joel Pennanen

790351A

LuK-tutkielma

Maantieteen tutkinto-ohjelma

Oulun yliopisto

15.5.2023

Tiivistelmä

Tässä tutkielmassa keskitytään ilmastoon ja erityisesti ilmastohistoriassa tapahtuneisiin merkittäviin ilmastotapahtumiin. Tutkielma käsittelee Cryogenian jäätiköitymistä, Hirnantian jäätiköitymistä, Permikauden lopun rajua lämpenemistä, Liitukauden kasvihuoneilmastoa ja Paleo-Eoseenin lämpöhuippua. Nämä tapahtumat olivat erittäin merkittäviä, koska ilmaston muuttuminen ja sen seuraukset olivat valtavia.

Ilmasto on muuttunut sen eliniän aikana erittäin paljon. Välillä maapallolla on ollut ajanjaksoja, jolloin jää on peittänyt melkein koko maapallon ja välillä jäätä ja lunta ei ole ollut juuri missään maapallolla. Yleensä näiden muutosten taustalla ovat olleet muutokset ilmakehän hiilidioksidipitoisuuksissa. Muutokset ovat kuitenkin erittäin monimutkaisia, joten muillakin tekijöillä on ollut vaikutusta. Rajuilla ilmastotapahtumilla oli monia seurauksia, varsinkin elämän kehittymiseen maapallolla. Tapahtumien seuraukset olivat yleensä erittäin laajat massasukupuutot, minkä takia nämä tapahtumat näkyvät edelleen maapallon ekosysteemeissä.

Ilmasto tulee vääjäämättä muuttumaan tulevaisuudessa ja siksi onkin tärkeää tutkia ilmastohistoriaa. Se antaa meille erittäin hyvä kuvan siitä, miltä ilmasto saattaa tulevaisuudessa näyttää. Tutkimus auttaa meitä ymmärtämään paremmin ilmastossa tapahtuvia muutoksia ja auttaa meitä sopeutumaan niihin. Ilmasto tulee muuttumaan tulevaisuudessa, mutta pystyykö ihminen löytämään keinot elämään muuttuvassa ilmastossa.

Sisällysluettelo

1. Johdanto	4
2. Maapallon ilmastomekanismi	6
2.1 Auringon säteilyenergia	6
2.2 Ilmakehän kierto, meret ja jäätiköt	7
2.3 Laattatektoniikka ja aineen kiertokulku	9
2.4 Ilmaston palauteilmiöt	11
2.5 Ilmastoon kohdistuvat hasardit	12
3. Maapallon merkittäviä ilmastotapahtumia	15
3.1 Cryogenian jäätiköityminen.....	15
3.2 Hirnantianin jäätiköityminen	17
3.3 Permikauden lopun raju ilmaston lämpeneminen	19
3.4 Liitukauden kasvihuonekausi.....	20
3.5 Paleo-Eoseenin lämpöhuippu.....	21
4. Pohdinta	23
Lähdeluettelo	26
Liitteet	30

1. Johdanto

Maapallomme ja sen ilmasto on jatkuvassa muutoksen tilassa. Ilmastohistoriallisten tietojen perusteella tiedämme, että milloinkaan ei ole ollut vakaata ilmastoja vaan muutosta on tapahtunut aina (Lunkka 2008). Maapallon ilmasto on muuttunut sen noin 4,5 miljardin vuoden elinikänsä aikana erittäin paljon ja voi myös tulevaisuudessa tehdä niin jopa erittäin äkillisesti (Lunkka 2008). Tällä hetkellä elämme jääkausien välillä olevaa interglasiaalikautta ja näissä jääkausissa on havaittavissa selkeää syklisyyttä (Hewitt 2000). Hoffman & Schrag (2002) mukaan paleoklimatologisten tutkimusten perusteella tiedämme, että maapallolla on ollut ajanjaksoja, jolloin jää ja lumi ovat peittäneet melkein koko maapallon. Joskus jäätiköitä ei ole todennäköisesti ollut missään maapallolla, ei edes vuorten huipuilla. Tutkijat ovat samaa mieltä siitä, että ilmakehän hiilidioksidipitoisuudella on merkitystä varsinkin maapallon lämpötiloihin (Adkins 2013). Hiilidioksidipitoisuudet ovat olleet jopa kymmenkertaisia rajuissa kasvihuoneilmastoissa verrattuna nykyaikaan (Wang ym. 2014).

Jotta pystymme ymmärtämään ilmastohistoriaa ja merkittäviä ilmastotapahtumia on tärkeää ymmärtää miten maapallon ilmastomekanismi toimii. Mekanismi on kuitenkin erittäin monimutkainen ja tarkkaan ei tiedetä sen vuorovaikutussuhteiden vaikutusta maapallon historian ilmastoihin (Lunkka 2008). Lunkka (2008) mukaan ilmastoon vaikuttavat tekijät ja tämänhetkisen ilmaston toiminta on jo kuitenkin melko hyvin tiedossa. Myös muinaisista ilmastoista löytyy varsin paljon tietoa. Ilmastohistorian tutkiminen on tärkeää, jotta voimme ennustaa tulevaisuuden ilmastoja (Bradley 1999). On olennaista tietää, mitä maapallon ilmastohistoriassa on tapahtunut, jotta voimme tulevaisuudessa varautua muuttuviin ilmasto-oloihin.

Tutkielmassani tarkastelen, mitkä tekijät vaikuttavat maapallon ilmastoon, ja otan myös käsittelyyn viisi merkittävää ilmastotapahtumaa maapallon ilmastohistoriasta. Monet tutkijat esittävät eri hypoteeseja ilmastotapahtumien tapahtumiselle, ja mainitsemani tapahtumat ovatkin jatkuvan tutkimuksen kohteena. Näiden tapahtumien tutkimusta vaikeuttaa se, että monet valitsemistani tapahtumista esiintyivät monta sataa miljoonaa vuotta sitten. Yksi tapahtumista sijoittuu proterotsooiselle- ja neljä muuta fanerootsooiselle aikakaudelle. En halunnut sisällyttää tutkimukseen ilmastotapahtumia, jotka tapahtuivat yli miljardi vuotta sitten, koska näistä löytyy huomattavasti heikommin tutkimustietoa ja tieto niistä on myös epävarmaa. Nämä muutokset eivät myöskään olleet niin merkittäviä elämän kannalta maapallolla, koska silloin elämä oli hyvin alkuvaiheissa.

Ilmastotapahtumien merkittävyyden olen perustellut ilmaston muuttumisen suuruudella, nopeudella ja sen seurauksien merkittävyydellä. Tarkastelen tutkielmassani myös sitä, mitkä tekijät uskotaan aiheuttaneen nämä ilmastotapahtumat ja mitä tapahtumista seurasi. Seurauksissa keskityn erityisesti siihen, miten tapahtumat vaikuttivat elämän kehittymiseen maapallolla. Tutkielmassani yritän löytää vastaukset seuraaviin tutkimuskysymyksiin.

1. Mitkä olivat maapallon ilmastohistorian merkittävimpiä ilmastotapahtumia?
2. Miksi kyseiset tapahtumat tapahtuivat ja mitä niistä seurasi?

2. Maapallon ilmastomekanismi

Maapallon ilmastomekanismiin vaikuttaa erittäin moni tekijä (Lunkka 2008). Lunkan (2008) mukaan näistä tekijöistä tiedetään jo hyvin paljon, mutta se, miten eri muuttajat vaikuttavat ilmastoon on monimutkaisempi asia. Tutkimusta tehdään intensiivisesti ja pyritään selvittämään ilmastoon vaikuttavien tekijöiden osuutta ilmaston kehityksessä (Lunkka 2008). Ilmasto kuvaa pitkäaikaista muutosta esimerkiksi lämpötilassa, sadannassa ja lumipeitteessä. (Mikhaylov 2020).

2.1 Auringon säteilyenergia

Maapallon ilmaston ja sään määrää kuinka paljon se saa auringon säteilyenergiaa ja miten se jakautuu maapallolle (Trenberth ym. 2008). Maapallon yläilmakehän saavuttaa noin 342 W/m^2 (wattia neliömetrille) auringon säteilyenergiaa. (Lunkka 2008). Solangin ym. (2013) mukaan tämä on keskiarvo koko maapallolle tulevasta säteilystä, joka vaihtelee hyvinkin paljon niin lyhyellä kuin pitkälläkin aikavälillä. Nämä vaihtelut johtuvat esimerkiksi auringon omasta säteilyn vaihtelevuudesta ja Milankovichin sykleistä (Solanki ym. 2013).

Lunkka (2008) toteaa, että kaikki auringon säteilyenergiasta ei sitoudu maapallolle, vaan osa heijastuu takaisin avaruuteen maapallon pinnasta, ilmakehän aerosoleista ja pölyhiukkasista. Heijastuspinoilla on erilainen heijastusprosentti eli kuinka paljon säteilyenergiasta heijastuu, esimerkiksi uudella lumella ja jäällä 60-90 %, pilvillä 40-90% ja vesistöillä 5-10% (Lunkka 2008). Maapallon alailmakehän ja maan pinnan saavuttaa noin 235 W/m^2 auringon säteilyenergiaa (Lunkka 2008).

Kun auringon lyhytaaltainen lämpösäteily kohtaa maapallon pinnan ja ilmakehän, alkavat ne säteillä pitkäaaltoista lämpösäteilyä takaisin avaruuteen. Kaikki tästä energiasta ei kuitenkaan poistu avaruuteen, vaan siitä jää noin 88% ilmakehään (Lunkka 2008). Tämä on kasviuonekaasujen kuten vesihöyryn, hiilidioksidin, metaanin ja typpioksidin ansiota, koska ne muodostavat ikään kuin peiton ilmakehään, joka estää lämpösäteilyä pääsemästä avaruuteen (Kweku ym. 2018). Kweku ym. (2018) mukaan tähän perustuu kasviuoneilmiö ja se on välttämätön, jotta elämää pystyy ylipäättään esiintymään maapallolla. Jos kasviuoneilmiötä ei olisi, niin maapallon keskilämpötilat olisivat paljon alhaisemmat.

2.2 Ilmakehän kierto, meret ja jäätiköt

Jotta voimme ymmärtää miten ilmakehän kierto on vaikuttanut ilmastoon menneisyudessa ja miten se tulee vaikuttamaan tulevaisuudessa, on välttämätöntä tietää miten se toimii tällä hetkellä (Schneider 2006). Kierto perustuu maapallon energiaepätasapainoon, eli trooppiset ja subtrooppiset alueet saavat enemmän auringonsäteilyenergiaa kuin alueet, jotka sijaitsevat korkeilla leveysasteilla (Lunkka 2008).

Ilmakehän kierrolla on suuri merkitys ilmastoon. Se jakaa lämpöä ja kosteutta ympäri maapalloa (Schneider 2006). Schneiderin (2006) mukaan ilmakehä on myös jatkuvassa liikkeessä lämpötila-, paine- ja coriolisvoimaerojen seurauksena. Sen kierto voidaan jakaa eri soluihin, joita ovat Hadleyn solu, Ferrelin solu ja polaarisolun (Schneider 2006). Nämä solut ovat vastuussa lämmön ja kosteuden kulkeutumisesta trooppista kohti napoja ja takaisin. Ilmakehän kierto on myös vastuussa maapallon pintatuulien olemassaolosta, näiden tuulien suuntiin kuitenkin vaikuttaa suuresti maapallon coriolisvoima (Schneider 2006).

Ilmakehän kierrossa tapahtuvista muutoksista voi olla valtavia seurauksia maapallon ilmastolle, esimerkiksi Hadleyn solun vaihtelut sen voimakkuudessa ja paikassa voivat vaikuttaa suuresti sadantaan (Schneider 2006). Schneiderin (2006) mukaan ilmastomallien avulla yritetään ymmärtää ilmakehän toimintaa ja näin ennustaa tulevaisuuden ilmastomuutoksia. Ei kuitenkaan tarkkaan tiedetä miten ilmakehän kierto muuttuu ilmasto-olojen muuttuessa ja miten tämä muutos vaikuttaa ilmastoon (Schneider 2006). Lämmön siirtyminen ilmakehän kautta on monimutkainen tapahtuma ja siihen liittyy monia eri tekijöitä (Lunkka 2008). Eri leveysasteiden säteilymääräepätasapainon lisäksi ilmakehän kiertoon vaikuttavat senhetkiset merten ja mantereiden sijainnit sekä mantereiden topografia (Lunkka 2008).

Maapallon ilmastomekanismissa meret ovat suuressa roolissa, koska ne varastoivat eniten lämpöä, vettä ja hiilidioksidia. Merien suuren koon ansiosta maapallolla on tasainen ja elämää ylläpitävä ilmasto (Schmitt 2018). Schmitt (2018) mukaan vesi peittää noin 71% maapallon pinta-alasta, keskisyvyys merillä on noin 3,8km. Veden suuren lämpökapasiteetin ansiosta meret ovat keskeinen tekijä meidän ilmastojärjestelmässämme, koska ne myös jakavat, ja kuljettavat lämpöä varastoimisen lisäksi. Meret toimivat yhteistyössä ilmakehän kanssa, koska ilmakehän kierto on riippuvainen merien tuottamasta kosteudesta (Schmitt 2018).

Meret auttavat kuljettamaan lämpöä eri puolille maapalloa, mikä on tärkeää, jotta maapallon lämpötilat ovat tasaisempia. Merivirtojen ansiosta lämmintä vettä kulkeutuu trooppista kohti napoja ja viileämpää vettä kohti päiväntasaajaa. Nämä merivirrat tasoittavat

maapallon lämpötiloja (Schmitt 2018). Lunkka (2008) mukaan pintavesikierrolla on suuri merkitys maapallon lämpötiloihin. Helsingin vuoden keskilämpötila on noin 5 celsiusastetta, mutta samalla 60. leveyspiirillä Kanadan itä rannikolla Labradorin niemimaalla keskilämpötilat ovat yli kymmenen astetta matalammat (Lunkka 2008). Tähän yksi syy on lämmin merivirta Golfvirta, joka nostaa Suomen keskilämpötiloja. Labradorin niemimaalla sen sijaan vaikuttaa Labradorin kylmä merivirta, joka tuo kylmää merivettä pohjoisnavalta (Lunkka 2008).

Myös syvänmeren virralla uskotaan olevan suuri merkitys maapallon ilmastoon ja varsinkin maapallon jääkausien syklisyyteen (Adkins 2013). Adkins (2013) mukaan myös monet tutkijat uskovat, että tämä merivirta voi pysähtyä, millä olisi suuria seurauksia maapallon ilmastoon. Pysähtyminen saattaisi johtua ilmaston äkillisestä kylmenemisestä. Syvänmeren kierto on myös hiilen kierrolle erittäin tärkeä, sillä se varastoi ja vapauttaa hiilidioksidia merten ja ilmakehän välillä (Adkins 2013).

Schmitt (2018) mukaan meret ovat selkeästi suurin hiilen varastoija (Kuva 1). Ne pystyvät sitomaan todella paljon hiilidioksidia ilmakehästä, mikä hillitsee kasvihuoneilmiötä ja näin ilmaston lämpenemistä. Merillä uskotaan myös olleen suuri rooli maapallon muuttuvissa ilmastoissa, hiilen sitomisessa ja sen vapauttamisessa ilmakehään (Schmitt 2018). Meret ovat myös suuri tekijä alueellisissa ilmaston vaihteluissa, koska ne vapauttavat lämpöä ja kosteutta ilmakehään. Schmitt (2018) mukaan nämä vaihtelut aiheuttavat monia maapallolla tapahtuvia ilmiöitä, kuten monsuuneja ja hurrikaaneja. Näillä ilmiöillä on suuri merkitys paikallisiin ilmasto-oloihin. (Schmitt 2018).

Reservoir	Size, Gigatons Carbon (IPCC)	Rate of Change GtC yr ⁻¹
Ocean	38,100 GtC	+2.4 GtC yr ⁻¹
Soils and Vegetation	2,410 GtC	+1.6 GtC yr ⁻¹
Atmosphere	760 GtC	+4.7 GtC yr ⁻¹
Ocean Sediments	1,750 GtC	+0.2 GtC yr ⁻¹
Permafrost	1,700 GtC	?
Fossil Fuel Reserves	1,940 GtC (max. est.)	-9.4 GtC yr ⁻¹ Fossil + Industry

Kuva 1: Maapallon suurimmat hiilen sitoajat ja niiden muutos (Schmitt 2018).

Maapallolla oleva jää ja lumi vaikuttavat eniten keskipitkällä ja osittain myös lyhyellä aikavälillä maapallon ilmastoon (Lunkka 2008). Lunkan (2008) mukaan jäätiköiden käyttäytyminen on erittäin monimutkaista. Niiden vaikutus ilmastonmuutoksiin on monimutkainen tapahtumien ketju, jonka vuorovaikutussuhteita ilmastoon on vaikea arvioida luotettavasti. Suuret mannerjäätiköt reagoivat erittäin hitaasti ilmaston muuttumiseen ja esimerkiksi tämänhetkisillä mannerjäätiköillä Grönlannissa ja Etelämantereella kuluu erittäin pitkä aika sulaa (Lunkka 2008). Monet luulevat, että nämä mannerjäätiköt voisivat sulaa jopa omana elinaikanamme. Lunkka (2008) mukaan maapallon ilmasto on ollut monia asteita lämpimämpi mitä pahimmatkaan ennusteet näyttävät seuraavalle 100 vuodelle, mutta silti Etelämannerta on peittänyt mannerjää viimeiset 15 miljoonaa vuotta.

Mannerjäätiköiden koko, korkeus ja kylmyys aiheuttavat korkeapainealueen niiden yläpuolelle (Lunkka 2008). Tällöin katabaattiset tuulet eli kylmät laskutuulet puhaltavat kohti jäätikön reunaosia. Nykyään jäätiköt myös peittävät noin 10% manneralueiden pinta-alasta ja näin vaikuttavat maapallon albedoon (Lunkka 2008). Lunkka (2008) mukaan sadannan kasvaessa alueilla, jossa keskilämpötilat ovat matalat, saattaa se kiihdyttää lumi ja jääpeitteen muodostumista. Tällainen positiivinen ilmaston viileneminen on tapahtunut monta kertaa maapallon ilmastohistoriassa.

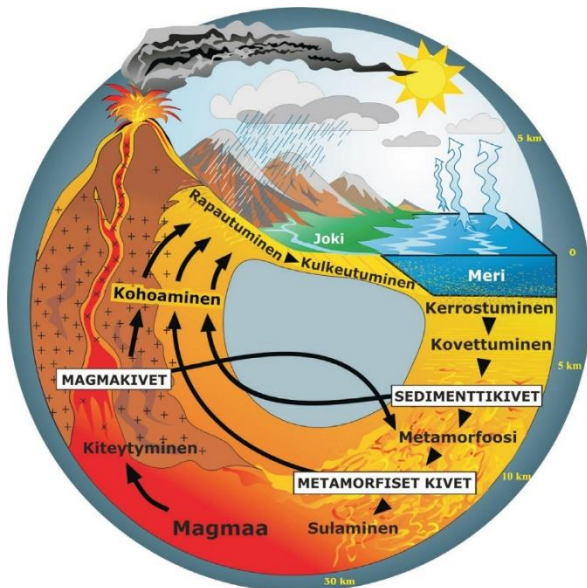
2.3 Laattatekniikka ja aineen kiertokulku

Koko maapallon kuoriosassa on jatkuvassa erittäin hitaassa liikkeessä (Lunkka 2008). Litosfäärin alapuolella sijaitsevassa astenosfäärissä magmavirtaukset aiheuttavat tektonisten laattojen liikkeitä. Lunkan (2008) mukaan nämä laatat liikkuvat noin 1-10cm vuodessa ja ovat olleet liikkeessä noin 2,5 miljardia vuotta. Laattatekniikalla on suuri rooli aineiden kiertokulussa maapallolla (Lunkka 2008). Lunkan (2008) mukaan tähän kiertokulkuun kuuluu kivien jähmettyminen, rapautuminen ja kivien sekä sedimenttien sulaminen (Kuva 2). Kivien lisäksi aineilla kuten hiilellä ja hapella on myös omat kiertokulkunsa kivikehän, elollisen kehän ja ilmakehän välillä. Näillä aineiden kiertokuluilla on suuri merkitys maapallon ilmaston pitkäaikaisissa muutoksissa (Lunkka 2008).

Aineiden kiertokulussa on yksi prosessi, jolla uskotaan olevan suuri vaikutus ilmastoon pitkällä aikavälillä ja tämä on kivien rapautuminen (Hartmann 2019). Kun kivet kohoavat laattatekniikan ansiosta, ovat ne alttiita ilmakehän eri kaasuille kuten hiilidioksidille. Kivet rikkoutuvat rapautumisen ansiosta ja vapauttavat mineraaleja, jotka reagoivat ilmakehän

hiilidioksidin kanssa (Hartmann 2019). Hartmannin (2019) mukaan tällöin ilmakehän hiilidioksidipitoisuus laskee, mikä vähentää kasvihuoneilmiötä ja näin viilentää maapalloa. Rapautuminen käyttäytyy luonnollisena hiilinieluna ja pystyy tasaamaan hiilidioksidin määrää ilmakehässä (Hartmann 2019). Lunkan (2008) mukaan rapautumisintensiteetti voi kasvaa laattatektoniikan myötä. Esimerkiksi vahva hypoteesi viimeisen 52 miljoonan vuoden viilenemiselle on muutokset rapautumisintensiteetissä. Uusia vuoria on kohonnut paljon, jolloin enemmän kiviaineista on ollut alttiina rapautumiselle (Lunkka 2008).

Brass ym. (1982) mukaan tektonisten laattojen liikkeet muovaavat myös valtamerien pohjaa ja mantereiden sijaintia, jolloin laatoilla on suuri vaikutus syvänmeren virtoihin sekä pinnalla oleviin merivirtoihin. Näillä muutoksilla voi olla suuria vaikutuksia maapallon ilmastoon, koska merivirroilla on suuri vaikutus lämmön ja ravinteiden jakautumiseen maapallolla. (Brass ym. 1982). Lunkka (2008) mukaan pitkäaikaisten ilmastonmuutoksien taustalla on laattatektoniikka. Se muuttaa mantereiden alueiden sijaintia, laajuutta ja avaa meriyhteyksiä muuttaen merivirtojen reittejä maapallolla. Laattatektoniikalla on myös suora vaikutus maapallon tulivuoritoimintaan ja vuoristojen synnylle. Nämä tekijät vaikuttavat suoraan hiilenkiertoon ja ilmastoon (Lunkka 2008).

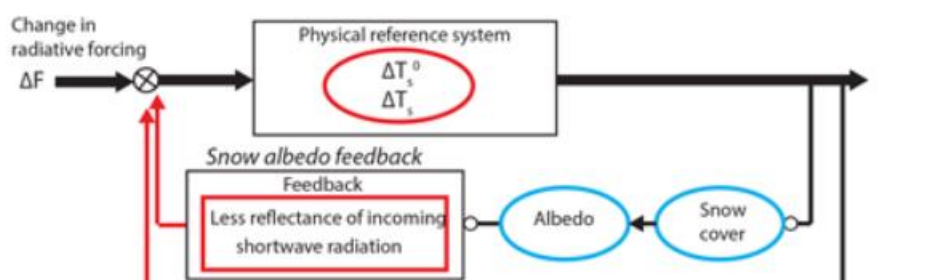


Kuva 2: Aineen kiertokulku (Tapani Tervo GTK).

2.4 Ilmaston palauteilmiöt

Kun tarkastellaan ilmastoa ja sen muutoksia, ovat ilmaston palauteilmiöt erittäin keskeisessä roolissa (Heinze ym. 2019). Heinze ym. (2019) mukaan näitä prosesseja on kahdenlaisia, ne joko hillitsevät tai voimistuttavat ilmastonmuutosta maapallolla. Palauteilmiöt voivat toimia niin lyhyellä kuin pitkällä aikavälillä, vuosikymmenistä miljooniin vuosiin (Heinze ym. 2019). Palauteilmiöt voivat olla vain tietyssä osassa ilmastomekanismia kuten ilmakehässä tai merissä. Näitä kutsutaan ilmaston palauteilmiöiksi (Heinze ym. 2019). Heinze ym. (2019) mukaan prosesseja voi olla myös eri mekanismien välillä kuten meren ja ilmakehän, näitä ilmiöitä kutsutaan maapallon systeemin palauteilmiöiksi. Ilmaston palauteilmiöt toimivat lyhyellä aikavälillä kun taas maapallon systeemiin kohdistuvat muutokset toimivat pidemmällä aikavälillä (Heinze ym. 2019).

Yksi keskeinen palauteilmiö liittyy maapallon albedoon (Kuva 3). Mitä enemmän jäätä ja lunta on maapallolla, sitä enemmän auringon säteilyä heijastuu takaisin avaruuteen (Hoffman & Schrag 2002). Tämä viilentää maapalloa, jolloin jäätä ja lunta muodostuu entistä enemmän. Hoffman & Schrag (2002) mukaan ilmiö toimii myös päinvastoin eli mitä vähemmän jäätä ja lunta, sitä enemmän maa sitoo lämpöä, mikä johtaa jään ja lumen vähenemiseen. Maapallo on ollut aikoinaan päiväntasaajaa myöten lumen ja jään peitossa (Hoffman & Schrag 2002). Hoffman & Schrag (2002) mukaan albedon palauteilmiöllä uskotaan olleen erittäin suuri rooli “*Snowball Earthin*” muodostumisessa. Kun jää ja lumi olivat peittäneet noin puolet maapallosta, uskotaan palauteilmiön olleen pysäyttämätön, koska auringon säteilyenergiaa on heijastunut valtava määrä. (Hoffman & Schrag 2002).



Kuva 3 : Lumi-Albedo palauteilmiö (Heinze ym. 2019)

Heinze ym. (2019) mukaan vesihöyryn palauteilmiötä pidetään erittäin keskeisenä muuttuvissa ilmastoissa. Kun ilmasto lämpenee, ilmakehä pystyy sitomaan entistä enemmän vesihöyryä (Heinze ym. 2019). Vesihöyry toimii kasviuoneilmiötä voimistavana kaasuna ja näin

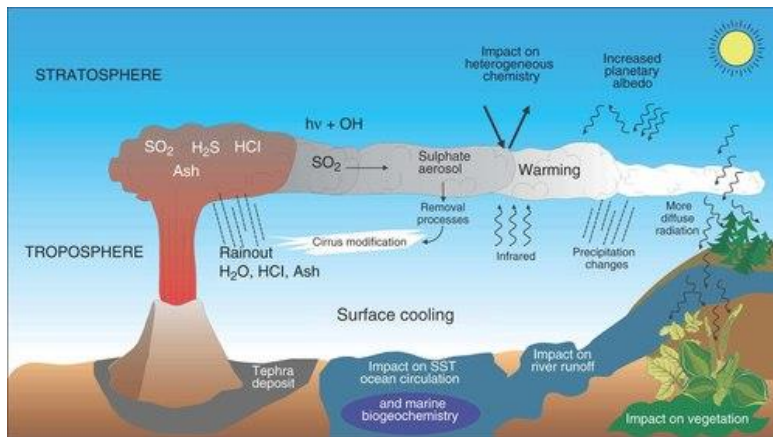
lämmittää maapallon ilmastoa. Heinze ym. (2019) toteaa, että tätä palauteilmiötä on kuitenkin erittäin hankala mallintaa ja ennustaa, koska erittäin monet tekijät vaikuttavat siihen. Ilmakehän kierrolla, maapallon lämpötiloilla ja kosteudella uskotaan olevan suuri vaikutus vesihöyryn palauteilmiöön (Heinze ym. 2019).

Heinze ym. (2019) mukaan vesihöyryn lisääntyminen ilmakehässä aiheuttaa myös pilvipeitteen lisääntymistä. Tällä olisi ilmaston lämpenemistä hillitsevä vaikutus, koska pilvipeite lisäisi maapallon albedoa. Ilmaston lämpenemisestä saattaisi kuitenkin koitua monia muita muutoksia pilvissä, esimerkiksi niiden koostumus ja sijainti ilmakehässä saattaisi muuttua (Heinze ym. 2019). Ilmaston lämmitessä pilvien uskotaan kohoavan korkeammalle ilmakehään, jolloin ne viilenevät ja päästävät samalla enemmän auringon säteilyä maapallolle (Heinze ym. 2019). Heinze ym. (2019) mukaan jos lämpeneminen olisi erittäin rajua maapallolla, jotkut pilvet saattaisivat haihtua kokonaan, mikä johtaisi albedon laskemiseen ja näin ilmaston lämpenemiseen. Pilviin kohdistuvat palauteilmiöt ovat erittäin monimutkaisia ja ehdottomasti palauteilmiöistä eniten epävarmuutta luovia (Heinze ym. 2019). Tämä on kuitenkin oiva esimerkki siitä, että palauteilmiöillä voi olla erittäin epäsuoria ja ennustamattomia vaikutuksia maapallolla (Heinze ym. 2019).

2.5 Ilmatoon kohdistuvat hasardit

Ilmatoon kohdistuvilla hasardeilla voi olla suuria vaikutuksia ilmatoon niin lyhyellä kuin pitkällä aikavälillä. Monen merkittävän ilmastotapahtuman ja sen seurausten taustalla on yleensä ollut jokin seuraavista hasardeista.

Tulivuorten purkauksilla voi olla merkittäviä vaikutuksia maapallon lämpötiloihin ja sadantaan riippuen purkausten suuruudesta, pituudesta, sen hetkisestä ilmaston tilasta ja sijainnista (Paik & Min 2018). Yang ym. (2019) mukaan purkausten voimakkuudella on suuri merkitys siihen millaisia ilmastovaikutuksia purkauksilla on. Räjähdyksmäisten purkausten ajatellaan viilentävän maapalloa, koska ne tuottavat ilmakehään paljon sulfaattioksideja, jotka toimivat albedoa voimistavana kaasuna (Yang ym. 2019). He myös toteavat, että rauhallisemmat ja pidemmät purkaukset sen sijaan päästävät enemmän hiilidioksidia ja näin voimistuttavat kasvihuoneilmiötä ja pitkällä aikavälillä lämmittävät maapalloa (Kuva 4).



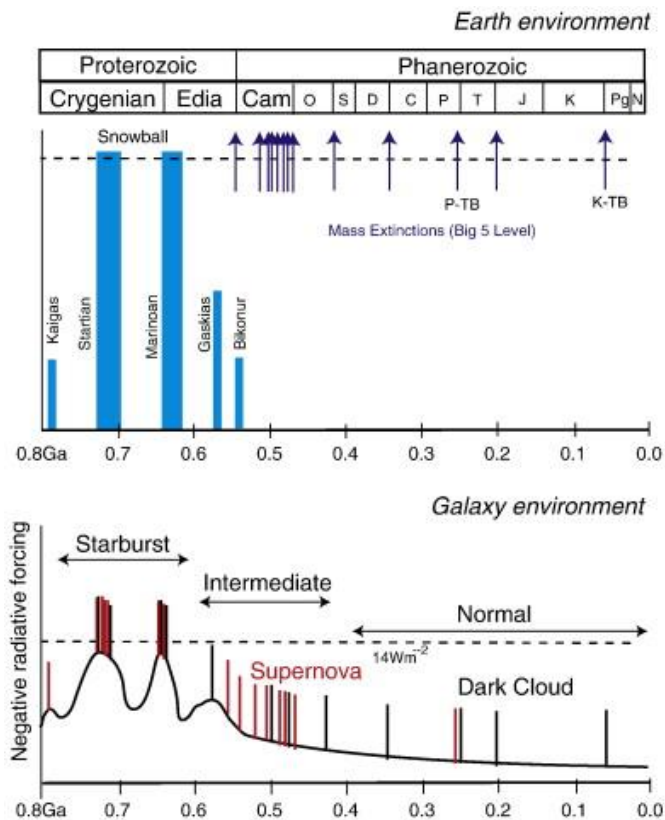
Kuva 4 : Suurten tulivuortenpurkausten vaikutus ilmastoon (Timmwreck 2012).

Rampino & Self (1992) mukaan esimerkiksi Toba supertulivuoren purkauksen 74 000 vuotta sitten ajatellaan viilentäneen maapalloa huomattavasti. Purkaus aiheutti vulkaanisen talven ja lämpötilat saattoivat pudota noin. 3-5 celsiusastetta. Maapallo oli silloin jo menossa kohti kylmempiä ajanjaksoja, mutta purkauksen ajatellaan vielä nopeuttaneen tätä muutosta (Rampino & Self 1992). Sen sijaan Siperian laakiobasalttitulivuorten purkaukset noin. 250 miljoonaa vuotta sitten ajatellaan lämmittäneen maapalloa erittäin voimakkaasti (Reichow 2019).

Avaruudesta kohdistuu maapalloon monia hasardeja, joilla uskotaan olevan paljonkin vaikutusta maapallon ilmasto-oloihin. Kataoka ym. (2014) mukaan näitä ovat esimerkiksi asteroidin törmäykset, tummat pilvet, tähtien purkaukset ja supernova räjähdykset. Asteroidin törmäykset aiheuttavat erittäin laajoja metsäpaloja, jotka vapauttavat valtavat määrät nokea ja hiilidioksidia ilmakehään (Kaiho & Oshima 2017). Tämä aiheuttaa erittäin äkillisen ja huomattavan ilmaston lämpenemisen, jota seuraa ilmaston kylmeneminen noen heijastaessa suuren määrän auringon säteilyä takaisin avaruuteen (Kaiho & Oshima 2017). Lunkan (2008) mukaan asteroidin törmäysten ilmastovaikutuksilla on kolme vaihetta. Ensimmäinen vaihe on nopea lämpeneminen paineaallon seurauksena. Toinen vaihe on ilmaston kylmeneminen vähentyneen auringon säteilyn takia, joka kestää muutamasta vuodesta kymmeneen vuoteen. Kolmannen vaiheen lämpeneminen kestää kymmenistä vuosista sataan vuoteen. Lämpeneminen johtuu hiilidioksidin pitoisuuden suuresta noususta metsäpalojen ja orgaanisen aineksen hapettumisesta.

Kataoka ym. (2014) mukaan galaksin ympäristössä tapahtuvilla muutoksilla uskotaan olevan vaikutusta maapallon ilmasto-oloihin. Näitä ovat esimerkiksi supernova räjähdykset, tähtien purkaukset ja tummat pilvet. Niillä uskotaan olevan viilentävä vaikutus maapallon

ilmastoon. Esimerkiksi yksi osatekijä erittäin suurten jäätiköitymisten taustalla on ollut jokin näistä kolmesta (Kuva 5) (Kataoka ym. 2014). Nebula-tekijöiden ajatellaan myös aiheuttaneen jäätiköitymisten jälkeen rajua ilmaston lämpenemistä. Niillä uskotaan olevan myös suuri merkitys maapallon ekosysteemien kehittymiselle (Kataoka ym. 2014). Nämä muutokset galaksin ympäristössä ovat erittäin harvinaisia, supernova purkauksia 1000-10000 vuoden välein, mustia pilviä 0,1-10 miljoonan vuoden välein ja tähtien purkauksia 100 miljoonan vuoden välein (Kataoka ym. 2014).



Kuva 5: Maapallon ympäristön varsinkin suurten jäätiköitymisten ja massasukupuuttojen vaihtelut ylemmässä aikajanassa. Alemmassa aikajanassa tähtien räjähdykset, supernovapurkausten ja tummien pilvien vaihtelevuus (Kataoka ym. 2014).

3. Maapallon merkittäviä ilmastotapahtumia

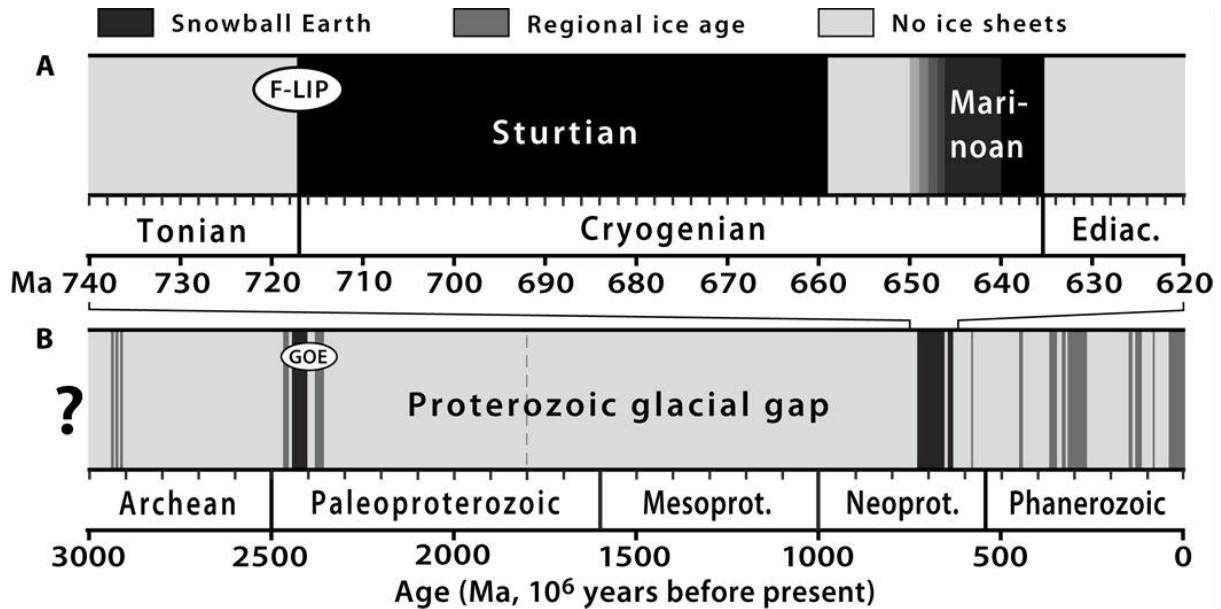
Maapallon ilmastohistorian aikana on tapahtunut monia merkittäviä ilmastotapahtumia. Tarkastelen tutkielmassani 5 eri tapahtumaa maapallon ilmastohistoriasta. Yksi näistä tapahtumista sijoittuu proterotsoiselle ja loput fanerotsoiselle aikakaudelle. On tärkeää ymmärtää, että mainitsemani ilmastotapahtumat olivat erittäin monimutkaisia. Näihin tapahtumiin vaikuttivat erittäin monet tekijät, mutta yritän keskittyä tekijöihin joiden uskotaan olleen kaikista merkittävimpiä.

3.1 Cryogenian jäätiköityminen

Cryogenian jäätiköityminen tapahtui noin 720-635 miljoonaa vuotta sitten neoproterotsoisella aikakaudella (Hoffman ym. 2017). Hoffman ym. (2017) mukaan jäätiköitymisiä oli kaksi, Sturtian jäätiköityminen noin 720-660 miljoonaa vuotta sitten ja Marinoan jäätiköityminen 645-635 miljoonaa vuotta sitten (Kuva 6). Molemmat näistä jäätiköitymisistä olivat erittäin rajuja, jään uskotaan peittäneen mahdollisesti koko maapallon ja siksi kyseistä aikaa kutsutaan yleensä nimellä "*Snowball Earth*" (Hoffman ym. 2017).

Hoffman ym. (2017) mukaan suuressa roolissa jäätiköitymisten aiheutumisessa uskotaan olleen Rodinia-supermantereen rikkoutuminen. Hiilidioksidipitoisuuden uskotaan vähentyneen huomattavasti silikaattien rapautumisen voimistumisesta sekä orgaanisen aineksen hautautumisesta (Hoffman ym. 2017). Rodinian-supermantereen rikkoutumisesta seurasi paljon vulkaanista toimintaa. Hoffman ym. (2017) uskoo, että näiden tulivuortenpurkausten uskotaan vapauttaneen suuren määrän sulfaatti-aerosoleja ilmakehään, jolloin ne olisivat heijastaneet enemmän auringon säteilyä takaisin avaruuteen ja näin vaikuttaneet viilentävästi maapallon ilmastoon. Viileä ilmasto myös alensi tropopausin korkeutta, joka olisi lisännyt tulivuorten purkaustuotteiden viilentävää vaikutusta (Hoffman ym. 2017). Hoffman & Schrag (2002) mukaan paleogeografisilla muutoksilla on ollut myös merkitystä Cryogenian jäätiköitymisissä. Rodinia-supermantereen uskotaan sijainneen keski- ja matalilla leveysasteilla, jossa pilvipeitteen merkitys ei ole ollut niin merkittävä (Hoffman & Schrag 2002). He uskovat, että tämä lisäsi subtrooppisten alueiden albedoa, missä pilvipeite on vähiten merkittävä. Hadley-solu saattoi heikentyä huomattavasti ilmamassojen ollessa erittäin kuivia, tämä muutos saattoi lisätä jäätiköiden muodostumista entisestään (Hoffman & Schrag

2002). Jää-albedo palauteilmiöllä uskotaan olleen myös erittäin suuri vaikutus Cryogenician jäätiköitymisiin. Kun maapallo oli noin puoliksi jään ja lumen peitossa, uskotaan palauteilmiön olleen pysäyttämätön (Hoffman & Schrag 2002).



Kuva 6: Ylemmässä aikajanassa Cryogenician jäätiköitymiset ja alemmassa viimeisen 3 miljardin vuoden jäätiköitymiset (Hoffman ym. 2017).

Goddéris ym. (2003) mukaan on myös mahdollista, että metaanin purkautuminen orgaanisista sedimenteistä erittäin vähä-happiseen ilmakehään pidensi metaanin elinikää ilmakehässä. Tämän seurauksena maapallon lämpötilat ensin nousivat kasviuoneilmiön voimistumisen seurauksena (Goddéris ym. 2003). Heidän mukaan tämä tarkoitti rapautumisintensiteetin voimistumista, joka vähensi ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta. Kun metaanin purkautuminen loppui, oli maapallon ilmakehässä erittäin vähän hiilidioksidia. Maapallo saattoi näin olla altis suurille jäätiköitymisille (Goddéris ym. 2003).

Kataoka ym. (2014) mukaan Cryogenician jäätiköitymisiin on saattanut vaikuttaa myös Galaksissa tapahtuneet tähtien räjähdykset. Nämä tähtien räjähdykset vaikuttivat auringon säteilyn voimakkuuteen negatiivisesti, joka olisi viilentänyt maapalloa entisestään (Kataoka ym. 2014). He myös uskovat, että purkauksilla uskotaan myös olleen vaikutusta elämän kehittymiseen maapallolla.

Maapallon viileneminen ja samalla sen jäätiköityminen aiheutti monia muutoksia maapallon ekosysteemeissä. Hoffman ym. (2017) mukaan kylmä ja kuiva troposfääri ja jäisen maanpinnan pieni termaalinen lämpö tekivät Cryogenician jäätiköiden ilmastosta ainutlaatuisen.

Hadley-solun kierto oli voimakas, mutta käännteinen, mikä loi esimerkiksi subtrooppisia lumivyöhykkeitä. (Hoffman ym. 2017)

Hoffman ym. (2017) mukaan nämä suuret jäätiköitymiset olivat erittäin tärkeässä roolissa elämän evoluutiossa maapallolla. Suurin osa maapallosta oli jään peitossa, joka aiheutti paljon painetta organismien sopeutumiselle. Osa lajeista kuoli sukupuuttoon, mutta osa pystyi sopeutumaan muutoksiin ja kehittymään muuttuvassa ympäristössä (Hoffman ym. 2017). He uskovat, että jäätiköityminen aiheutti suuria muutoksia merien koostumuksessa, ja niiden ravinnepitoisuus väheni huomattavasti. Sturtian- ja Marinoan-jäätiköitymisten on ajateltu olevan tärkeässä roolissa syanobakteerien kehittämisessä (Hoffman ym. 2017). Rajut olosuhteet, kuten mainitsemani ravinteiden vähäisyys ja valon määrän väheneminen albedon voimistumisen seurauksena, pakottivat bakteerit kehittymään haastaviin oloihin (Hoffman ym. 2017). Hoffman ym. (2017) mukaan nämä bakteerit ovat olleet tärkeässä roolissa ravinteiden kierrätyksessä senaikaisissa merissä. Maapallo ei ollut kuitenkaan täysin jään peitossa, päiväntasaajalla ajatellaan olleen merialueita, joissa oli avonaista vettä (Hoffman ym. 2017). Tämä loi turvapaikkoja esimerkiksi eukaryooteille. Elämä maapallolla oli erittäin vaikeaa, mutta silti eukaryootit ja bakteerit pystyivät sopeutumaan muuttuviin ilmasto-oloihin (Hoffman ym. 2017).

3.2 Hirnantianin jäätiköityminen

Hirnantian jäätiköityminen tapahtui noin 445 miljoonaa vuotta sitten myöhäis-Ordoviikkikaudella. LaPorte (2009) mukaan tätä jäätiköitymistä pidetään ainutlaatuisena, koska ilmakehän hiilidioksidipitoisuus oli noin 12-16 kertaa suurempi nykypäivään verrattuna, mutta silti jäätiköitymistä tapahtui. LaPorte (2009) myös arvioi, että jäätiköityminen kesti noin 1,9 miljoonaa vuotta. Jäätiköitymisestä seurasi yksi Fanerotsoisen aikakauden suurimmista massasukupuutoista ja häiriöt hiilen kierrossa olivat paljon suurempia verrattuna esimerkiksi lähimenneisyydessä esiintyneisiin jäätiköitymistapahtumiin (LaPorte 2009).

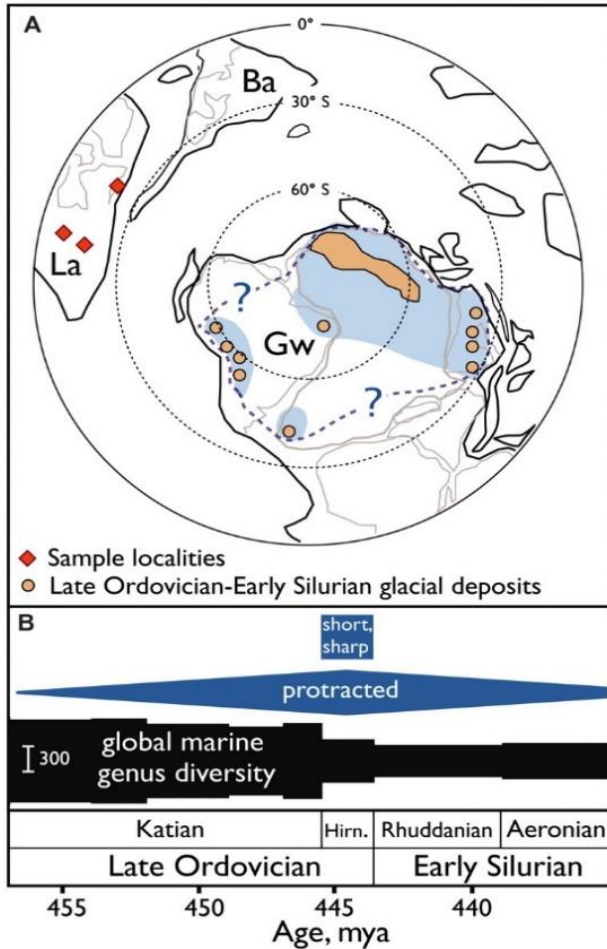
Strandmann ym. (2018) mukaan jäätiköityminen sai alkunsa silikaattien rapautumisintensiteetin noususta. Tämä rapautumisen nousu aiheutti hiilidioksidipitoisuuden vähenemisen ilmakehässä, joka aiheutti äkillisen maapallon viilenemisen (Strandmann ym. 2018). Maapallon lämpötilojen lasku alkoi hidastaa rapautumistehokkuutta ja näin alkoi tasata lämpötiloja. Hirnantian aikana oli myös eräänlainen ilmaston keikahduspiste. Lämpötilojen pudotessa kriittisen pisteen yli nähtiin entistä rajumpaa ilmaston kylmenemistä. Pohjoisen

merijääalueet laajenivat ja etenkin etelän manneralueiden jäätiköt kasvoivat (Strandmann ym. 2018). Jää-albedo ja lämmön kulkeutumis palauteilmiöiden uskotaan vaikuttaneen ilmastoon paljon nopeammin kuin hiilen kierrossa tapahtuneet muutokset (Strandmann ym. 2018).

Lunkka (2008) toteaa, että jäätiköitymiseen on vaikuttanut suuren mantereen Gondwanan sijainti tämänhetkisen etelänavan lähetyvillä. Jäätiköitymisen edellytyksenä on ollut Gondwanan sijainti sellaisella alueella, missä auringon säteilyn määrä on ollut erittäin vähäinen (Lunkka 2008). Jäätiköitymistä ja hiilen kierron muuttumista tukevat hiilen ja hapen isotooppiarvot. Isotooppisuhte karbonaateissa on ollut Hirnantian vaiheessa 5-7 promillea ja hapen 4 promillea, kun taas Ordoviikkikauden normaalit arvot ovat olleet noin 0 promillea (Lunkka 2008). Lunkan (2008) mukaan hiilen isotooppisuhteet kertovat kuinka paljon muutosta on tapahtunut hiilenkierrossa, etenkin ilmakehän, pintameriveden ja pohjameriveden välillä. Happi-isotooppisuhteet sen sijaan kertovat meriveden kylmenemisestä ja jäätiköiden määrästä (Lunkka 2008).

Finneganin ym. (2011) mukaan jäätiköityminen ei ollut niin suuri kuin monet muut suuret prekambriset jäätiköitymiset, mutta Hirnantian jäätiköityminen tapahtui lyhyessä ajassa ja sen seurauksena on ajateltu, että suurin osa senhetkisistä merten lajeista ei ehtinyt sopeutua muuttuvaan ilmastoon ja kuoli sukupuuttoon. Eliöstö oli sopeutunut rajuun kasvihuoneilmastoon, joka vaikeutti niiden sopeutumista (Finnegan ym. 2011).

Finneganin ym. (2011) mukaan on vaikea arvioida kuinka paljon tarkalleen merten lämpötilat jäätiköitymisen seurauksena laskivat, mutta tämänhetkisten arvioiden mukaan noin 5 celsiusastetta. Sheehan (2001) toteaa, että kasvavien jäätiköiden seurauksena meren pinta saattoi laskea jopa 100 metriä. Tämä tarkoitti matalameristen alueiden tuhoutumista ja etenkin mannerten väliset meritiet katosivat, joissa monet endeemisistä lajeista elivät. Myös muutokset syvänmerten virtauksissa saattoivat aiheuttaa tiettyjen ravinteiden ja myrkkyjen nousua meren pinnalle, mikä haittasi merten eliöstöjä (Sheehan 2001). Jäätiköitymisen on ajateltu aiheuttaneen ensimmäisen aallon Ordoviikkikauden loppupuolella tapahtuneesta massasukupuutosta. Tämä massasukupuutto tuhosi noin 85% kaikista senaikaisista merten lajeista (Sheehan 2001).



Kuva 7: A) kohdassa Paleogeografinen teos, Hirnantianin jäätiköitymisen laajuudesta Eteläisellä pallon puoliskolla. B) kohdassa hypoteesi jäätiköitymisen intervallille ja meren monimuotoisuuden vaihtelu (Finnegan ym. 2011).

3.3 Permikauden lopun raju ilmaston lämpeneminen

Permikauden lopulla noin 250 miljoonaa vuotta sitten nähtiin suuria muutoksia ilmastossa. Ilmaston ajatellaan lämmenneen erittäin paljon (Cui 2015). Cui (2015) mukaan ennen ilmaston lämpenemisen alkamista trooppisten merivesien lämpötilat olivat noin 22-25 astetta celsiusta. Triaskauden alussa merivesien lämpötilat saattoivat olla yli 30 celsiusastetta (Cui 2015). Joidenkin arvioiden mukaan jopa 35 celsiusastetta (Frank 2021).

Lämpenemisen tärkein syy ajatellaan olleen erittäin suuret tulivuorenpurkaukset (Cui 2015). Siperiassa sijainneiden laakiobasalttitulivuorten purkaukset olivat suurimpia luonnon mullistuksia, mitä maapallo on koskaan nähnyt. Cui (2015) mukaan ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden ajatellaan suurentuneen järjestyttävästi. Sen aikainen ilmakehän

hiilidioksidipitoisuus oli noin 500-4000 ppm, mutta purkausten loputtua noin 8000 ppm (Cui 2015). Reichow (2009) mukaan laavaa purkautui noin 2,5 miljoonaa kuutiokilometriä. Laakiobasalttitulivuorten purkauksilla ajatellaan olleen kolme pulssia (Reichow 2009). Ensimmäinen purkaus tapahtui noin 252,4 miljoonaa vuotta sitten kestäen noin 500 000 vuotta. Yhteensä purkaukset kestivät noin 4 miljoonaa vuotta. (Reichow 2009).

Kidder & Worsley (2012) myös uskovat, että tulivuorten purkaukset olivat luultavasti yksi syy ilmaston lämpenemiselle, varsinkin niiden suuret hiilidioksidipäästöt. Tästä lämpenemisestä seurasi muutoksia merivirroissa, joiden ajatellaan lämmittäneen maapalloa entisestään (Kidder & Worsley 2012). Metsäisten alueiden vähenemisellä ja kuivien alueiden lisääntymisellä uskotaan olleen osa lämpenemisessä (Kidder & Worsley 2012).

Permikauden lopulla tapahtuneen rajun ilmaston muuttumisen ajatellaan olleen yksi syy permikauden lopulla tapahtuneeseen massasukupuuttoon (Lunkka 2008). Tämä massasukupuutto oli kaikista tunnetuista sukupuutoista katastrofaalisin. Noin 95-99% maapallon eliöstöstä tuhoutui (Lunkka 2008). Lunkan (2008) mukaan massasukupuutto kohdistui etenkin merellisiin lajeihin. Pangaen muodostumisen seurauksena mantereisten alueiden suuruus oli suurempi kuin merellisten, joka tarkoitti matalameristen alueiden häviämistä (Lunkka 2008). Lunkka (2008) toteaa, että myös noin 20 sukua maaeläimistä kuoli sukupuuttoon. Ilmaston muuttuminen on yksi hypoteesi sukupuutolle. Luultavasti sukupuuttoon vaikuttivat myös laattatektoniikka, asteroidin törmäys ja aiemmin mainitut laakiobasalttitulivuorten purkaukset (Lunkka 2008).

3.4 Liitukauden kasvihuonekausi

Liitukaudella 145-65 miljoonaa sitten oli ehkä paras esimerkki erittäin vahvasta kasvihuoneilmastosta (Wang ym. 2014). Lämpimin ajanjakso sijoittuu liitukauden keskivaiheille, jolloin uskotaan, että maapallolla ei ollut ollenkaan merijäätä ja lämpötilat jakautuivat koko maapallolle erittäin tasaisesti (Wang ym. 2014). Wang ym. (2014) uskoo, että navoilla saattoi olla 14 celsiusasteen lämpötiloja. Merenpinta oli noin 100-200 metriä (Wang ym. 2014), mahdollisesti jopa 300 metriä (Keller 2008 Sames ym. 2016) korkeammalla kuin nykypäivänä. Myös liitukauden hiilidioksidipitoisuudet olivat noin 4-10 kertaa suuremmat mitä ne olivat 1750-luvulla (Wang ym. 2014). Liitukauden kerrostumista voimme huomata, että siltä ajalta ei ole muodostunut lainkaan tiliittiä. Tämä on vahva todiste siitä, että jäätiköitä ei ole maapallolla silloin ollut (Lunkka 2008).

Beil ym. (2019) myös kertovat, että liitukaudella oli erittäin korkeat hiilidioksidipitoisuudet ja lämpötilat. Näiden lisäksi he uskovat, että meriin kerrostui sedimenttejä, jotka sisälsivät erittäin paljon orgaanista hiiltä. Tämä kertoo meille siitä, että siihen aikaan tapahtui myös erittäin suuria muutoksia hiilenkierrossa maapallolla.

Liitukauden kasvihuoneilmaston uskotaan saaneen alkunsa vulkaanisesta aktiivisuudesta (Sun ym. 2022). Hiilidioksidi ja metaanipitoisuuden nouseminen tarkoitti ilmaston lämpenemistä. Sun ym. (2022) mukaan varsinkin merten lämpenemisellä uskotaan olleen suuri vaikutus globaaliin ilmastoon ja etenkin muutoksiin merivirroissa. Muutokset merivirroissa ovat saattaneet nopeuttaa muutosta entisestään (Sun ym. 2022).

Beil ym. (2019) mukaan orgaanisen hiilen hautautumisnopeus myös lisääntyi voimakkaasti Liitukaudella. Tämän ajatellaan johtaneen fosforin lisääntyneeseen vapautumiseen merissä, mikä kasvatti niiden tuottavuutta. Tästä aiheutui anoksinen tila merissä, jolla uskotaan olleen huomattavia ilmastoja lämmittäviä seurauksia, joita ei kuitenkaan tarkkaan tiedetä (Beil ym. 2020). On mahdollista, että tällainen vähähappinen tila merissä aiheutti jopa termohaliinisen kierron kääntymisen (Sames ym. 2016).

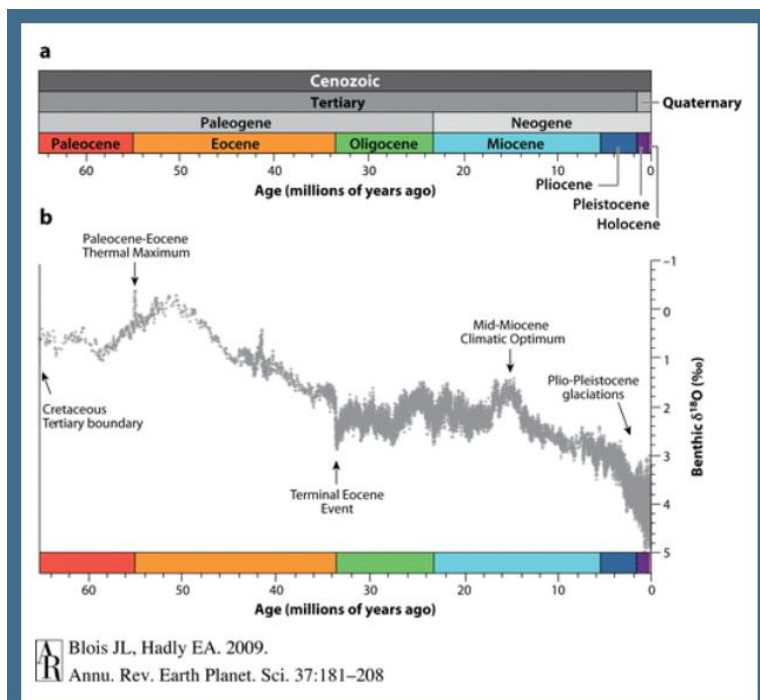
Liitukauden suuri merenpinnan nousu tarkoitti uusia matalan meren elinympäristöjä niin maa kuin merieläimille (Keller 2008). Keller (2008) mukaan monien lajien uskotaan monipuolistuneen liitukauden aikana. Näitä olivat esimerkiksi piilevät, nilviäiset, kukkivat kasvit, havupuut ja erilaiset dinosaurukset. Liitukauden lopulla tapahtui erittäin suuri massasukupuutto, jonka uskotaan aiheutuneen ilmastonmuutoksen, Deccan-laakiobasalttilivuorten ja Chicxulub-asteroidin törmäyksen seurauksena (Keller 2008). Keller (2008) mukaan myös merien vähähappisuudella uskotaan olleen osaa sukupuutossa. Tämä sukupuutto ei kuitenkaan tapahtunut kasvihuoneilmaston ollessa rajuimmillaan, on todennäköistä, että maapallon keskilämpötilat olivat huomattavasti laskeneet liitukauden lopulle (Keller 2008). Schulte ym. (2010) mukaan Chicxulubin asteroidin törmäys oli pääsyy massasukupuutolle. Useat eläinryhmät katosivat kokonaan maapallolta, esimerkiksi dinosaurukset, lentoliskot ja ammoniitit.

3.5 Paleo-Eoseenin lämpöhuippu

Paleo-Eoseenin lämpöhuippu tapahtui noin 56 miljoonaa vuotta sitten kestäen noin 200 000 vuotta (McInerney & Wing 2011). McInerney & Wing (2011) mukaan merten pohjalla merien lämpötilat kohosivat noin 5 celsiusasteella, mutta jopa 8 celsiusasteen huippu on mahdollinen. Trooppisten alueiden keskilämpötilat luultavasti lähenivät jopa 35 celsiusastetta (McInerney &

Wing 2011). McNerney & Wing (2011) uskoo, että on myös todennäköistä, että siihen aikaan jäätiköitä ei maapallolla ollut, koska napa-alueet lämpenivät samaan tahtiin muiden leveyspiirien kanssa. Tämä tarkoittaa jää-albedo palauteilmion puuttumista. McNerney & Wing (2011) mukaan hiilidioksidipitoisuus oli luultavasti yli 16-kertainen 1750-lukuun nähden ja sadannan uskotaan myös kasvaneen lämpöhuipun myötä noin 10-20%. Tämä ei kuitenkaan tarkoittanut kosteiden ilmastojen lisääntymistä vaan kausiluonteisuuden voimistumista (McNerney & Wing 2011).

McNerney & Wing (2011) mukaan ilmaston rajun lämpenemisen ajatellaan aiheutuneen pääasiassa hiilen lisääntymisestä ilmakehässä. Hiilen pitoisuutta lisäsivät laajat turvesoiden palot, joita oli muodostunut runsaasti paleoseenin aikana. Noususta vastasi myös napa-alueilla sulanut ikirouta ja jopa räjähdysmäisesti purkautuneet termogeeniset metaanivarastot merten pohjissa (McNerney & Wing 2011). Kenderin ym. (2021) mukaan Paleoseenin lämpöhuipun laukaisevia tekijöitä oli luultavasti Pohjois-Atlantin aktiivinen tulivuoritoiminta, vaihtelut maahan tulleessa auringon säteilyssä ja asteroidin törmäys. (Kender ym. 2021) mukaan hiilen vapautumisnopeus on ollut erittäin nopeaa erityisesti liittyen suoalueisiin, merenpohjan sedimenttikerrostumiin ja maaperän metaanihydraatteihin. Ilmaston keikahduspisteet ovat olleet myös mahdollisia, ja ne ovat lisänneet hiilen varastojen purkautumisnopeutta maapallolla (Kender ym. 2021).



Kuva 8: Kuvassa on Kenotsoisen aikakauden eli viimeisen 65 miljoonan vuoden hapen isotooppiarvoja. Mitä pienempi hapen isotooppiarvo niin sitä lämpimämpää on ollut (Blois & Hadly 2009).

Lämpöhuipun uskotaan vaikuttaneen suuresti maapallon ekosysteemeihin. McInerney & Wing (2011) mukaan merten pohjalla eläneissä eliöstöissä nähtiin suuria muutoksia. He toteavat, että varsinkin huokoseläinten pääjaksossa nähtiin erittäin merkittäviäkin sukupuuttoaaltoja. On myös mahdollista, että myös muissa merten pohjalla elävissä eliöstöissä nähtiin sukupuuttoja, mutta nämä olivat luultavasti suhteellisen pieniä (McInerney & Wing 2011). Huokoseläinten sukupuuttoaaltoon vaikutti varsinkin pohjalla olevan meriveden syövyttävyyden lisääntyminen, happipitoisuuden laskeminen, muutokset ravinnossa ja korkeammat lämpötilat (McInerney & Wing 2011). Stokke ym. (2021) mukaan noin 30-50% huokoseläinten lajeista kuoli sukupuuttoon. Tähän sukupuuttoon vaikutti edellä mainittujen tekijöiden lisäksi muutokset merivirroissa ja halokliinin kerrostuminen (Stokke ym. 2021). Hapen vähäisyys merten pohjissa ei uskota olleen niin merkittävä kuin muissa historian lämpimissä ilmastoissa (Stokke ym. 2021).

Maaekosysteemeissä tapahtui myös suuria muutoksia lämpenemisen vaikutuksesta. Lämpöhuippuun yleensä yhdistetään nisäkkäiden leviämistäpahtuma (McInerney & Wing 2011). Heidän mukaan nisäkäslajien uskotaan levinneen Pohjois-Amerikkaan käyttämällä maateitä suurilla leveysasteilla kun ilmasto oli vielä lämmin. Samanlaista leviämistä tapahtui myös matelijoissa, erityisesti liskoissa (McInerney & Wing 2011). Blois & Hadly (2009) mukaan lämpöhuipulla oli monia vaikutuksia erityisesti nisäkkäisiin. Ilmastonmuuttuminen vaikutti esimerkiksi lajien runsauteen ja monimuotoisuuteen. Lämpöhuippu pakotti nisäkkäitä migraatioon, myös sukupuuttoaalto ovat nisäkkäiden kohdalla olleet mahdollisia (Blois & Hadly 2009).

4. Pohdinta

Tässä tutkielmassa tarkastelin ilmastoa ja erityisesti omien kriteerieni perusteella valittuja merkittäviä ilmastotapahtumia maapallon ilmastohistoriasta. Keskityin tarkastelemaan Cryogenian jäätiköitymistä, Hirnantian jäätiköitymistä, Permikauden lopun rajua ilmaston

lämpenemistä, Liitukauden kasvihuoneilmastoa ja Paleo-Eoseenin lämpöhuippua. Tarkastelin myös miksi kyseiset tapahtumat tapahtuivat ja mitä niistä seurasi.

Tarkastellun kirjallisuuden perusteella syyt kyseisille ilmastotapahtumille ovat monimutkaisia. Jotta ilmastossa tapahtuisi radikaaleja ja pitkäaikaisia muutoksia, täytyy tapahtua muutoksia melkein koko ilmastojärjestelmässä, ei vain yhdessä sen osassa. Moneen tapahtumaan vaikutti useampi ilmastojärjestelmän osa. Tutkielmassani yritin nostaa esille tärkeimpiä tekijöitä tietyistä ilmastotapahtumista, mutta jos yksi tärkein tekijä pitäisi mainita, niin valitsisin hiilenkierrossa tapahtuneet muutokset. Adkins (2013) mukaan hiilidioksidin rooli kasvihuonekaasuna on yksi tärkeimmistä tekijöistä esimerkiksi lämpötilan vaihteluun muuttuvissa ilmastoissa. Hiilenkierron muutoksiin vaikutti esimerkiksi rapautumisintensiteetin kasvu ja vulkanismi (Lunkka 2008).

Tutkielmassa havaittiin, että varsinkin erittäin äkilliset ilmastomuuttumiset maapallon ilmastohistoriassa aiheuttivat kriisejä ympäristössä, kuten sukupuuttoja (Crowley, 1988), joten voimme päätellä, että näillä ilmastotapahtumilla oli suuri merkitys elämän evoluutioon maapallolla. Elämän oli sopeuduttava muuttuviin olosuhteisiin ja näiden ilmastotapahtumien seuraukset näkyvät edelleen nykyisissä eliöyhteisöissä. Massasukuputtojen taustalla oli muitakin tekijöitä kuin muuttuvat ilmasto-olosuhteet, mutta ne olivat varmasti yksi tärkeimmistä tekijöistä. Esimerkiksi asteroidin törmäyksillä (Schulte 2010) ja galaksin ympäristössä tapahtuvilla muutoksilla uskotaan olleen osaa massasukupuutoissa (Kataoka ym. 2014).

Tutkielma on erittäin laaja, ja olisi ehkä ollut järkevämpää valita vähemmän ilmastotapahtumia. Olen kuitenkin vakuuttunut siitä, että tutkielmani antaa hyvän yleiskuvan ilmastohistoriassa tapahtuneista muutoksista ja ilmastosta yleensä. Vähentämällä esimerkitapauksien määrää olisi ilmastohistoriaan jäänyt suuria aukkoja. Olisin toki voinut rajata ilmastotapahtumat johonkin tiettyyn aikakauteen, mutta tällöin minulla olisi saattanut jäädä joitakin tärkeimpiä ilmastotapahtumia tutkielmani ulkopuolelle. Tosin tutkielmaan jää edelleen aukkoja, sillä tutkielman ulkopuolelle jäi kaikki yli miljardi vuotta sitten tapahtuneet tapahtumat. Myös fanerootsoisella aikakaudella oli muitakin tärkeitä ilmastotapahtumia kuin ne neljä, jotka mainitsin. En halunnut käsitellä yli miljardi vuotta sitten esiintyneitä tapahtumia, koska niistä löytyy paljon vähemmän luotettavaa tutkittua tietoa. Näiden tapahtumien seuraukset eivät olleet myöskään niin merkittäviä kuin mainitsemani tapahtumien seuraukset, koska elämä oli silloin erittäin varhaisessa vaiheessa.

Moni voi olla yllättyneet, siitä että en sisällyttänyt tutkielmaani lähimenneisyydessä esiintyneitä ilmastotapahtumia kuten esimerkiksi nuorempaa Dryas-kautta, sillä tällaiset

tapahtumat antaisivat meille paremman ymmärryksen siitä minkälaisia ilmastotapahtumia saattaisi tulevaisuudessa olla tulossa. Tämä ei kuitenkaan ollut tutkielmani tavoite, vaan tavoitteena oli ottaa kaikista merkittävimmät tapahtumat tarkasteluun ja siksi hieman pienemmät tapahtumat jäivät tutkielmani ulkopuolelle, vaikka ne saattaisivatkin antaa paljon paremman kuvan ihmisiin kohdistuvista muutoksista tulevaisuudessa.

Aihe on mielestäni erittäin mielenkiintoinen, koska erityisesti maapallon ilmastomekanismi hämmästyttää yhä enemmän sen yhtenäisyydellä ja monimutkaisuudella. Myös jatkotutkimusvaihtoehtoja on erittäin suuri määrä. Maapallon ilmastojärjestelmän eri osat ovat jatkuvan tutkimuksen alla, koska niihin liittyy paljon epävarmuustekijöitä. Jos lähtisin tekemään jatkotutkimusta kyseisestä aiheesta, niin luultavasti yrittäisin keskittyä joko vain yhteen tai kahteen ilmastotapahtumaan ja näin päästä parempaan ymmärrykseen niihin vaikuttavista tekijöistä. Kuten mainitsin aikaisemmin, näiden ilmastotapahtumien syyt ja seuraukset olivat erittäin monimutkaisia. Nyt tutkimukseni antoi hyvän yleisymmärryksen ilmaston toiminnasta, mutta seuraava askel eteenpäin olisi paneutua yksityiskohtaisesti johonkin tiettyyn tapahtumaan.

En voi painottaa tarpeeksi, kuinka tärkeää on tutkia ilmastoa ja varsinkin ilmastohistoriaa. Maapallon ilmasto on jatkuvassa muutoksen tilassa ja se tulee myös muuttumaan vääjäämättä tulevaisuudessa. Mainitsemani ilmastotapahtumat ovat tietenkin ääri esimerkkejä, mutta on hyvä olla tietoinen siitä, miltä maapallo voi tulevaisuudessa mahdollisesti näyttää. Tutkimalla ilmastohistoriaa ja etenkin ilmastotapahtumia, voimme paremmin sopeutua maapallon muuttuviin oloihin. Vasta silloin, kun olemme ymmärtäneet syyt ilmaston muuttumiselle menneisyydessä, pystymme ennustamaan tulevaisuudessa tapahtuvia muutoksia (Bradley, 1999). Maapallo tulee olemaan täällä vielä miljardeja vuosia, mutta on meistä kiinni pystymmekö sopeutumaan muutokseen.

Lähdeluettelo

- Adkins, J. F. (2013). The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography*, 28(3), 539-561. <https://doi.org/10.1002/palo.20046>
- Beil, S., Kuhnt, W., Holbourn, A., Scholz, F., Oxmann, J., Wallmann, K., ... & Chellai, E. H. (2020). Cretaceous oceanic anoxic events prolonged by phosphorus cycle feedbacks. *Climate of the Past*, 16(2), 757-782. <https://doi.org/10.5194/cp-16-757-2020>
- Blois, J. L., & Hadly, E. A. (2009). Mammalian response to Cenozoic climatic change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 181-208. <https://doi-org.pc124152.oulu.fi:9443/10.1146/annurev.earth.031208.100055>
- Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. Elsevier.
- Brass, S., Saltzman, E., Sloan, J. & Southam, J. (1982). Ocean circulation, Plate tectonics, and Climate.
- Byrne, M. P., & Schneider, T. (2018). Atmospheric dynamics feedback: Concept, simulations, and climate implications. *Journal of Climate*, 31(8), 3249-3264. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0470.1>
- Cui, Y., & Kump, L. R. (2015). Global warming and the end-Permian extinction event: Proxy and modeling perspectives. *Earth-Science Reviews*, 149, 5-22.
- Crowley, T. J., & North, G. R. (1988). Abrupt climate change and extinction events in earth history. *Science*, 240(4855), 996-1002.
- Finnegan, S., Bergmann, K., Eiler, J. M., Jones, D. S., Fike, D. A., Eisenman, I., ... & Fischer, W. W. (2011). The magnitude and duration of Late Ordovician–Early Silurian glaciation. *Science*, 331(6019), 903-906. DOI: 10.1126/science.1200803
- Fueglistaler, S., Dessler, A. E., Dunkerton, T. J., Folkins, I., Fu, Q., & Mote, P. W. (2009). Tropical tropopause layer. *Reviews of Geophysics*, 47(1). <https://doi.org/10.1029/2008RG000267>
- Frank, M. (2002). Radiogenic isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input. *Reviews of geophysics*, 40(1), 1-1. <https://doi.org/10.1029/2000RG000094>

- Frank, T. D., Fielding, C. R., Winguth, A. M. E., Savatic, K., Tevyaw, A., Winguth, C., ... & Crowley, J. L. (2021). Pace, magnitude, and nature of terrestrial climate change through the end-Permian extinction in southeastern Gondwana. *Geology*, *49*(9), 1089-1095.
<https://doi.org/10.1130/G48795.1>
- Goddéris, Y., Donnadiéu, Y., Nédélec, A., Dupré, B., Dessert, C., Gard, A., ... & François, L. M. (2003). The Sturtian 'snowball' glaciation: fire and ice. *Earth and Planetary Science Letters*, *211*(1-2), 1-12. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00197-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00197-3)
- Geologia: Kivilajit ja malmien synty: Kivilajien jaottelu ja syntytavat.
<https://kaiva.fi/geologia/kivilajit-ja-malmien-synty/kivilajien-jaottelu-ja-syntytavat/>
- Hartmann, J. (2019). Plate tectonics, carbon, and climate. *Science*, *364*(6436), 126-127.
<https://doi.org/10.1126/science.aax1657>
- Harvard University: Geologic Overview of the Trenton Group: Geologic Time Scales.
<https://trenton.mcz.harvard.edu/geologic-time-scale>
- Heinze, C., Eyring, V., Friedlingstein, P., Jones, C., Balkanski, Y., Collins, W., ... & Vancoppenolle, M. (2019). ESD Reviews: Climate feedbacks in the Earth system and prospects for their evaluation. *Earth System Dynamics*, *10*(3), 379-452.
<https://doi.org/10.5194/esd-10-379-2019>
- Hewitt, G. (2000). The genetic legacy of the Quaternary ice ages. *Nature*, *405*(6789), 907-913.
- Hoffman, P. F., & Schrag, D. P. (2002). The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra nova*, *14*(3), 129-155.[https://doi-org.pc124152.oulu.fi:9443/10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x](https://doi.org/pc124152.oulu.fi:9443/10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x)
- Hoffman, P. F., Abbot, D. S., Ashkenazy, Y., Benn, D. I., Brocks, J. J., Cohen, P. A., ... & Warren, S. G. (2017). Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, *3*(11), e1600983.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.1600983>
- Kaiho, K., & Oshima, N. (2017). Site of asteroid impact changed the history of life on Earth: the low probability of mass extinction. *Scientific Reports*, *7*(1), 14855.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-14199-x>

- Kidder, D. L., & Worsley, T. R. (2004). Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203(3-4), 207-237. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00667-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00667-9)
- Kweku, D., Bismark, O., Maxwell, A., Desmond, K., Danso, K., Oti-Mensah, E., ... & Adormaa, B. (2018). Greenhouse effect: greenhouse gases and their impact on global warming. *Journal of Scientific research and reports*, 17(6), 1-9. <https://doi.org/10.9734/JSRR/2017/39630>
- Lai, X., Jiang, H., & Wignall, P. B. (2018). A review of the Late Permian–Early Triassic conodont record and its significance for the end-Permian mass extinction. *Revue de Micropaléontologie*, 61(3-4), 155-164. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2018.10.002>
- LaPorte, D. F., Holmden, C., Patterson, W. P., Loxton, J. D., Melchin, M. J., Mitchell, C. E., ... & Sheets, H. D. (2009). Local and global perspectives on carbon and nitrogen cycling during the Hirnantian glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276(1-4), 182-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.03.009>
- Lunkka, J. (2008). Maapallon ilmastohistoria
- Meyers, S. R., & Malinverno, A. (2018). Proterozoic Milankovitch cycles and the history of the solar system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(25), 6363-6368. <https://doi.org/10.1073/pnas.171768911>
- McInerney, F. A., & Wing, S. L. (2011). The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 489-516. <http://doi.org.pc124152.oulu.fi:9443/10.1146/annurev-earth-040610-133431s>
- Mikhaylov, A., Moiseev, N., Aleshin, K., & Burkhardt, T. (2020). Global climate change and greenhouse effect. *Entrepreneurship and Sustainability Issues*, 7(4), 2897. [http://doi.org/10.9770/jesi.2020.7.4\(21\)](http://doi.org/10.9770/jesi.2020.7.4(21))
- Reichow, M. K., Pringle, M. S., Al'Mukhamedov, A. I., Allen, M. B., Andreichev, V. L., Buslov, M. M., ... & Saunders, A. D. (2009). The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian

- environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1-2), 9-20.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.030>
- Kataoka, R., Ebisuzaki, T., Miyahara, H., Nimura, T., Tomida, T., Sato, T., & Maruyama, S. (2014). The Nebula Winter: The united view of the snowball Earth, mass extinctions, and explosive evolution in the late Neoproterozoic and Cambrian periods. *Gondwana Research*, 25(3), 1153-1163. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.003>
- Sames, B., Wagreich, M., Wendler, J. E., Haq, B. U., Conrad, C. P., Melinte-Dobrinescu, M. C., ... & Zorina, S. O. (2016). Short-term sea-level changes in a greenhouse world—A view from the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 393-411. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.045>
- Schneider, T. (2006). The general circulation of the atmosphere. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 655-688. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125144>
- Schmitt, R. (2018). The ocean's role in climate. *Oceanography* 31(2):32–40.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.225>.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., ... & Willumsen, P. S. (2010). The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 327(5970), 1214-1218.
<https://doi.org/10.1126/science.1177265>
- Paik, S., & Min, S. K. (2018). Assessing the impact of volcanic eruptions on climate extremes using CMIP5 models. *Journal of Climate*, 31(14), 5333-5349.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0651.1>
- Sheehan, P. M. (2001). The late Ordovician mass extinction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 331-364. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.331>
- Solanki, S. K., Krivova, N. A., & Haigh, J. D. (2013). Solar irradiance variability and climate. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 51, 311-351. <https://doi.org/10.1146/annurev-astro-082812-141007>
- Stokke, E. W., Jones, M. T., Riber, L., Haflidason, H., Midtkandal, I., Schultz, B. P., & Svensen, H. H. (2021). Rapid and sustained environmental responses to global warming: the Paleocene–Eocene Thermal Maximum in the eastern North Sea. *Climate of the Past*, 17(5), 1989-2013. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1989-2021>

- Pogge von Strandmann, P. A., Desrochers, A., Murphy, M., Finlay, A. J., Selby, D., & Lenton, T. M. (2017). Global climate stabilisation by chemical weathering during the Hirnantian glaciation. *Geochemical Perspectives Letters*, 3(2). doi: 10.7185/geochemlet.1726
- Sun, R., Yao, H., Deng, C., Grasby, S. E., Wang, C., Chen, X., & Yin, R. (2022). Volcanism-Triggered Climatic Control on Late Cretaceous Oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(4), e2021GC010292. <https://doi.org/10.1029/2021GC010292>
- Steele, M., Morison, J., Ermold, W., Rigor, I., Ortmeyer, M., & Shimada, K. (2004). Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C2). <https://doi.org/10.1029/2003JC002009>
- Timmreck, C. (2012). Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 3(6), 545-564. <https://doi.org/10.1002/wcc.192>
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., & Kiehl, J. (2009). Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), 311-324. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>
- Wang, Y., Huang, C., Sun, B., Quan, C., Wu, J., & Lin, Z. (2014). Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. *Earth-Science Reviews*, 129, 136-147. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.11.001>
- Yang, W., Vecchi, G. A., Fueglistaler, S., Horowitz, L. W., Luet, D. J., Muñoz, Á. G., ... & Underwood, S. (2019). Climate impacts from large volcanic eruptions in a high-resolution climate model: The importance of forcing structure. *Geophysical Research Letters*, 46(13), 7690-7699. <https://doi.org/10.1029/2019GL082367>

Liitteet

Liite 1: Käsitetaulukko

Selitteet perustuvat Lunkan (2008): Maapallon ilmastohistoria teokseen ellei toisin mainita.

Käsite	Selite
Albedo-ilmiö	Heijastumisilmiö, maapallon pinnalta heijastuva auringon säteily.
Coriolisvoima	Maapallon pyörimisliikkeestä johtuva voima, joka muuttaa tuulten ja merivirtojen suuntaa.
Eukaryootti	Aitotumallinen solu.
Gondwana	Eteläisellä pallonpuoliskolla sijainnut supermanner, joka syntyi noin 500 miljoonaa vuotta sitten.
Hadley-, Ferrel- ja polaarisol	Solut ovat maapallon ilmakehän kiertoliikettä. Hadley merkittävin näistä kolmesta, joka siirtää lämpöä ja kosteutta trooppista kohti napoja (Schneider 2006).
Halokliini	Kerros, missä meren suolaisuus muuttuu äkillisesti (Steele ym. 2004).
Keikahduspiste	Ilmaston muuttuessa ylittyy kriittinen raja jolloin ilmasto saattaa muuttua erittäin äkillisesti (Strandmann ym. 2018).
Laattatektoniikka	Teoria, jossa maapallon kuori muodostuu laatoista, jotka liikkuvat maapallon vaipan virtausten mukana.
Milankovichin syklit	Vaihtelut maan kiertoradassa ja pyörimisakselissa tapahtuvat kymmenien tuhansien vuosien aikana. Aiheuttavat rytmisiä ilmastonmuutoksia (Meyers & Malinverno 2018).
Nebula-tekijät	Tähtien räjähdykset, supernovapurkaukset ja tummat pilvet. Vaikuttavat maapallon tapahtuneisiin jääkausiin ja massasukupuuttoihin (Kataoka ym. 2014).

Paleogeografia	Tieteenhaara, jossa tutkitaan ja kuvataan muun muassa muinaisen maanpinnan muotoa ja muutosta.
Paleoklimatologia	Tieteenhaara, joka tutkii maapallon ilmastohistoriaa (Bradley 1999).
Pangaea	Supermanner noin 200-300 miljoonaa vuotta sitten.
Silikaattien rapautuminen	Kiven silikaattimineraalien esimerkiksi maasälpjen kemiallinen rapautuminen.
Snowball Earth	Teoria, jossa maapallo on ollu melkein kokonaan lumen ja jään peitossa (Hoffman & Schrag, 2002)
Syanobakteeri	Aerobinen bakteeri, joka sisältää klorofyllia. Pystyvät tuottamaan happea.
Syvänmeren virta	Merivirta, joka sijaitsee lähellä merten pohjaa. Tämä virtaus saa alun korkeilla leveysasteilla, jossa kylmä ja tiheä vesi vajoaa merenpohjalle (Adkins 2013).
Tilliitti	Jäätikön toiminnan tuloksena syntynyt sekarakeinen, kivettynyt sedimentti.
Tropopausi	Ilmakehän kerrosten troposfäärin ja stratosfäärin välillä oleva rajakerros (Fueglistaler ym. 2009).
Tummat pilvet	Erittäin tiheä ja matalalämpöinen kaasupilvi avaruudessa, joka voi esimerkiksi vahingoittaa otsonikerrosta (Kataoka ym. 2014).

Liite 2: Geologiset aikakaudet

Mainitsemani ilmastotapahtumat:

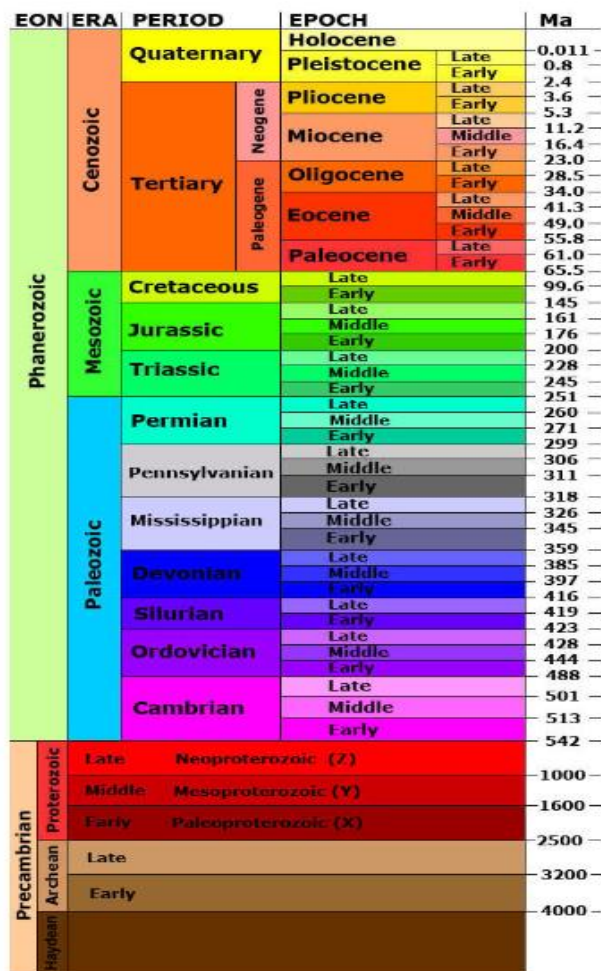
Cryogenian jäätiköityminen (Neoproterozoic): 730 - 625 miljoonaa vuotta sitten

Hirnantian jäätiköityminen (Ordovician): 445 miljoonaa vuotta sitten

Permikauden lopun raju ilmaston lämpeneminen (Permian): 250 miljoonaa vuotta sitten

Liitukauden kasviuonekausi (Jurassic): 145 – 65 miljoonaa vuotta sitten

Paleo-Eoseenin lämpöhuippu (Paleocene-Eocene): 56 miljoonaa vuotta sitten.



Kuva: Harvard University: Geologic Overview of the Trenton Group: Geologic Time Scales.