



**TURUN  
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen  
tiedekunta

**MUINAISRANNAT SUOMESSA JA NIIDEN  
MERKITYS ITÄMEREN VAIHEIDEN  
TUTKIMUKSESSA**

Geologia

LuK-tutkielma

Essi Argillander

28.4.2025

Turku

Turun yliopiston laatu järjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

LuK-tutkielma

**Pääaine:** Geologia

**Tekijä:** Essi Argillander

**Otsikko:** Muinaisrannat Suomessa ja niiden merkitys Itämeren vaiheiden tutkimuksessa

**Ohjaaja:** Eila Hietaharju

**Sivumäärä:** 26 sivua

**Päivämäärä:** 28.4.2025

---

Tässä työssä tarkastellaan Itämeren altaan rannoille syntyneitä muinaisrantoja. Työssä käsitellään sitä, milloin ja miten muinaisrannat ovat muodostuneet, millaisia erilaisia muinasrantatyyppejä on olemassa sekä sitä, miten niiden avulla on onnistuttu määrittelemään Itämeren altaan kehityksen vaiheita. Työssä käsitellään myös yleisimpiä jääkausiajan muodostumien ajoituksessa käytettäviä ajoitusmenetelmiä.

Muinaisrannat ovat mannerjäätikön vetäytymisen jälkeen muodostuneita muodostumia, jotka voidaan jakaa muodostumistavan perusteella kahteen ryhmään: kasautumismuotoihin ja kulutusmuotoihin. Muodostumisprosessin tärkeimmät tekijät ovat rantavoimat sekä maankohoaminen. Muinaisrantoja on muodostunut Itämeren altaan alueelle sekä jäärivien rannoille.

Muinaisrantojen esiintymispaikkojen sekä korkeusasemien avulla on pystytty selvittämään Itämeren altaan eri vaiheita. Eksakteja iänmääryksiä Itämeren altaan vaiheista ja muinaisrannoista itsessään on tehty erilaisten ajoitusmenetelmien avulla. Ajoitusmenetelmiä, kuten radiometrisiä ajoitusmenetelmiä ja biostratigrafiaa, on käytetty yksin tai useampaa menetelmää kerralla ajoitettaessa jääkauden aikaisia ja sen jälkeisiä muodostumia sekä tapahtumia.

Muinaisrannat ovat tärkeä apuväline ajoitettaessa jääkauden aikaisia ja jälkeisiä tapahtumia. Ne ovat tärkeitä niin tutkimuksen ja opetuksen kuin myös virkistyskäytön näkökulmasta.

---

**Avainsanat:** muinaisrannat, Itämeren allas, jääkausi, rantavoimat, maankohoaminen, ajoitusmenetelmät

## SISÄLLYSLUETTELO

<b>1. JOHDANTO.....</b>	<b>4</b>
<b>2. MUINAISRANNOISTA YLEISESTI.....</b>	<b>5</b>
<b>3. MUINAISRANTOJEN MUODOSTUMINEN.....</b>	<b>7</b>
<b>3.1 Kasautumismuodot .....</b>	<b>7</b>
<b>3.2 Kulutusmuodot .....</b>	<b>9</b>
<b>3.3 Itämeren kehitysvaiheet .....</b>	<b>11</b>
<b>3.3.1 Baltian jääjärvi.....</b>	<b>11</b>
<b>3.3.2 Yoldiameri.....</b>	<b>13</b>
<b>3.3.3 Ancylysjärvi .....</b>	<b>14</b>
<b>3.3.4 Litorinameri .....</b>	<b>15</b>
<b>3.4 Jääjärvet .....</b>	<b>17</b>
<b>4. MUINAISRANTOJEN AJOITUSMENETELMÄT JA RANNANSIIRTYMISMALLIT .....</b>	<b>18</b>
<b>4.1 Ajoitusmenetelmistä yleisesti.....</b>	<b>18</b>
<b>4.1.1 Radiometriset ajoitusmenetelmät .....</b>	<b>18</b>
<b>4.1.1.1 Radiohiiliajoitus.....</b>	<b>18</b>
<b>4.1.1.2 Luminesenssiajoitus ja kosmoottiset isotoopit .....</b>	<b>19</b>
<b>4.1.2 Savikronologia .....</b>	<b>19</b>
<b>4.1.3 Biostratigrafia .....</b>	<b>20</b>
<b>4.1.3.1 Siitepölystratigrafia .....</b>	<b>20</b>
<b>4.1.3.2 Piileväajoitus ja nilviäislöydöt.....</b>	<b>20</b>
<b>4.1.4 Paleomagnetismi .....</b>	<b>21</b>
<b>5. RANTADIAGRAMMIT JA RANNANSIIRTYMISKÄYRÄT .....</b>	<b>22</b>
<b>6. MUINAISRANTOJEN MERKITYS .....</b>	<b>23</b>
<b>7. JOHTOPÄÄTÖKSET .....</b>	<b>24</b>
<b>8. KIRJALLISUUS .....</b>	<b>25</b>

## 1. JOHDANTO

Mannerjäätikkö alkoi vetäytyä Suomesta noin 12 000 vuotta sitten. Suurien vesimassojen jäätyä jäljelle, alkoi rantavoimien ja maankohoamisen vaikutuksesta Itämeren altaan rannoille muodostua muinaisrantoja.

Muinaisrannat voidaan jakaa kasautumis- ja kulutusmuotoihin sen mukaan miten ne ovat muodostuneet. Kasautumismuodot ovat rantavoimien kasaamasta aineksesta muodostuneita muinaisrantoja, kun taas kulutusmuodot ovat rantavoimien kulutuksen aikaansaamia muinaisrantoja.

Muinaisrantojen avulla on pystytty määrittämään vedenpeittämät ja vedenkoskemattomat alueet. Ne ovat olleet myös tärkeässä roolissa määrittäessä Itämeren altaan kehitysvaiheita. Työssä käsitellään neljää Itämeren altaan vaihetta: Baltian jääjärvivaihetta, Yoldiamerivaihetta, Ancylusjärvivaihetta sekä Litorinamerivaihetta.

Muinaisrannat ovat merkittävässä roolissa, kun selvitetään Itämeren altaan kehitysvaiheita, mutta tarkkojen ajoitusten tueksi tarvitaan muitakin ajoitusmenetelmiä. Yhdessä muinaisrantojen ja muiden ajoitusmenetelmien avulla voidaan muodostaa hyvinkin tarkka kuva Itämeren altaan vaiheista viimeisimmän jääkauden lopulla ja sen jälkeen.

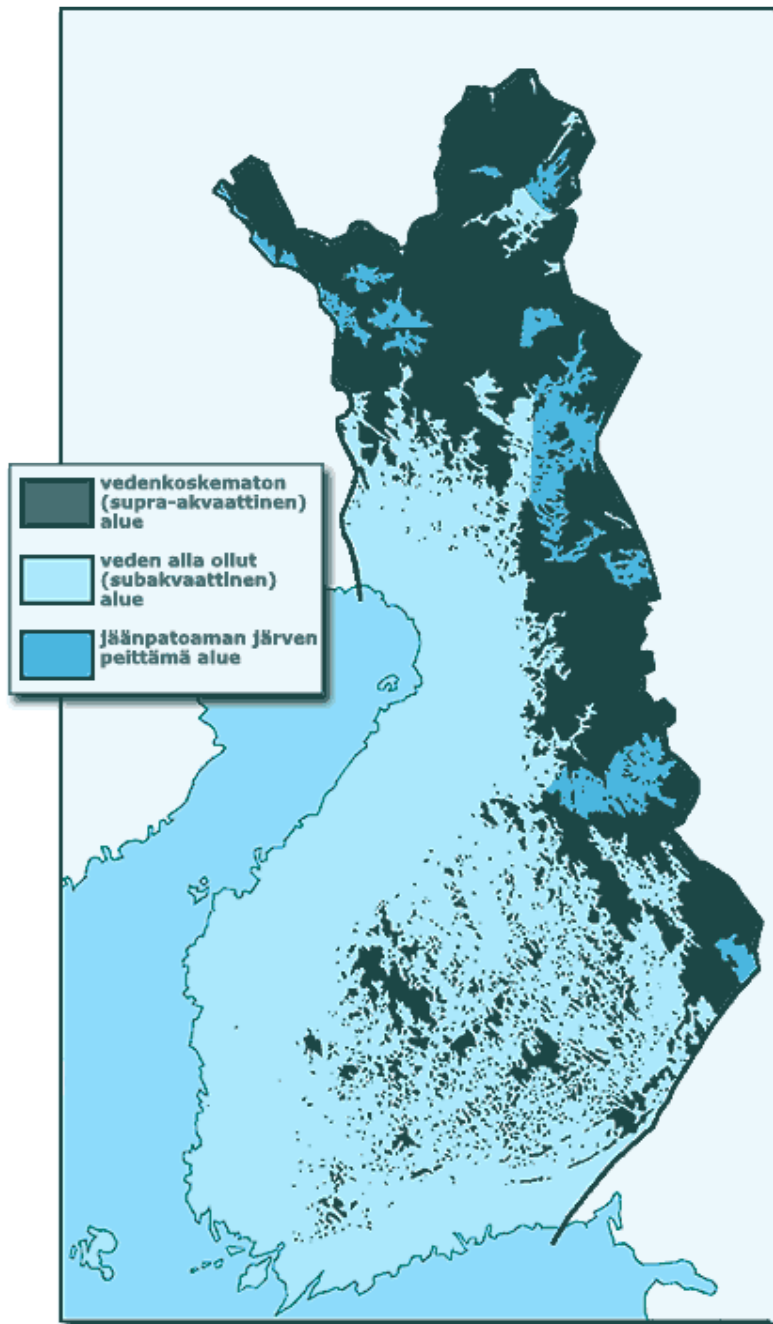
Muinaisrannat ovat merkittävä apuväline, kun määritetään Itämeren altaan geologista historiaa. Lisäksi niillä on tärkeä rooli opetuksen sekä virkistyskäytön näkökulmasta. Tutkielman tavoitteena on tarkastella muinaisrantojen syntyprosesseja, merkitystä sekä muinaisrantojen avulla tehtyä Itämeren altaan kehitysvaiheiden tutkimusta.

## 2. MUINAISRANNOISTA YLEISESTI

Mäkisen et al. (2011) mukaan muinaisrannat ovat mannerjäätikön vetäytymisen jälkeen muodostuneita kerrostumia sekä kulutusmuotoja. Mannerjäätikön vetäytyttyä, jäi suurin osa Suomesta veden alle (Mäkinen et al. 2011). Maankohoamisen ja rantavoimien yhteisvaikutuksesta on näille alueille muodostunut pikkuhiljaa erilaisia rantamuodostumia (Aartolahti & Tikkanen 2011). Suomen pinta-alasta rantakerrostumia on noin 3800 km<sup>2</sup>, joka on noin 1,3 % koko Suomen pinta-alasta (Kujansuu & Niemelä 1990).

Muinaisrantojen kehitykseen liittyy vahvasti maankohoaminen jäätikön väistyttyä ja rantavoimat sekä Itämeren kehitysvaiheet. Suurin osa muinaisrannoista on muodostunut Itämeren altaan reunoille, mutta niitä on muodostunut myös paikallisten jääjärvien vaikutuspiirissä (Mäkinen et al. 2011).

Donnerin (1978) mukaan muinaisrantojen tai rantakerrostumien avulla on pystytty selvittämään vedenpeittämät eli subakvaattiset alueet sekä veden koskemattomat eli supra-akvaattiset alueet. Subakvaattiset ja supra-akvaattiset alueet on esitetty alla olevassa kuvassa (kuva 1). Itämeren ylintä korkeutta, johon rantakerrostumat ulottuvat, kutsutaan korkeimmaksi rannaksi (Donner 1978). Korkeimman rannan ikä vaihtelee eri paikoissa (Aartolahti & Tikkanen 2011). Korkein ranta on synkroninen eli samanikäinen mannerjään reunan suunnassa, kun taas metakroninen eli eri-ikäinen mannerjään perääntymisen suunnassa (Donner 1978). Myös Itämeren korkeimman rannan yläpuolelle on muodostunut erilaisia rantakerrostumia jääjärvien rannoille (Mäkinen et al. 2011).



*Kuva 1. Subakvaattiset ja supra-akvaattiset alueet (Eronen & Haila 1992).*

### 3. MUINAISRANTOJEN MUODOSTUMINEN

Rantakerrostumia on muodostunut Suomessa kaikkialle Itämeren korkeimman rannan alapuolelle (Donner 1978). Erosen (1990) mukaan rantakerrostumat syntyvät rantavoimien, eli aallokon, tyrskyjen ja rantavirtausten ansiosta. Rantakerrostumia on muodostunut parhaiten avoimilla vesillä, merien ja suurten järvien rantavyöhykkeillä, missä rantavoimat ovat voimakkaimmat (Eronen 1990). Myös tuuli ja jään liikkeet edesauttavat syntyprosessissa (Mäkinen et al. 2011). Rantavoimat niin kuluttavat kuin kasaavatkin ainesta (Mäkinen et al. 2011).

Mäkisen et al. (2011) mukaan rantakerrostumat ovat ainekseltaan melko heikosti lajittunutta ja raekoko vaihtelee. Aines voi olla hiekkaa, soraa, kivikkoa tai lohkariekkoa (Mäkinen et al. 2011). Raekoko vaihtelee rantakerrostumien eri osissa ja kerroksissa usein niin, että karkein aines on rinteillä ylimpänä kun taas hienempi aines alempana (Mäkinen et al. 2011). Raekokoon vaikuttaa myös esimerkiksi lähtöaines, muodostumisen olosuhteet, muodostumiseen vaikuttaneiden rantavoimien voimakkuus ja se, kuinka paljon muodostumiseen kului aikaa (Mäkinen et al. 2011). Aineksen laadun lisäksi myös rannan jyrkkyys, suunta ja sijainti ulappaan nähden vaikuttavat rantakerrostumien syntyyn (Aartolahti 1979).

#### 3.1 Kasautumismuodot

Rantavoimien kasaamasta aineksesta syntyneitä muinaisrantojen kasautumismuotoja ovat muun muassa rantavallit ja -palteet, särkät sekä tombolot (Mäkinen et al. 2011). Rantavoimat kuluttavat rantoja sekä irrottavat, lajittelevat ja kerrostavat ainesta erilaisiksi rantakerrostumiksi (Mäkinen et al. 2011).

Rantavallit muodostuvat lajittuneesta aineksesta voimakkaan aallokon tai tyrskyn vaikutuksesta ja ne ulottuvat usein osittain keskivedenpinnan yläpuolelle (Donner 1978). Useiden rantavallien sarjoina esiintyessään ne ilmentävät hienosti muinaisen rantaviivan siirtymistä (Aartolahti & Tikkanen 2011). Maankohoamisen johdosta on edellinen rantavalli siirtynyt rantavoimien ulottumattomiin ja uusi rantavalli päässyt muodostumaan (Mäkinen et al. 2011). Vallien välinen etäisyys on useimmiten noin

10–40 metriä, paikoin jopa 100 metriä (Aartolahti 1973). Erosen (1990) mukaan rantavallit voivat koostua hiekasta, sorasta, kivistä tai lohkareista. Mitä voimakkaampi rantavoimien voima on ollut, sitä karkeampaa rantavallien aines on (Eronen 1990). Rantavallien korkeus on useimmiten 0,5–3 metriä (Mäkinen et al. 2011). Kuitenkin vallien korkeus vaihtelee 20 senttimetristä jopa 5–6 metriin ja yhden vallin pituus voi olla 3–4 kilometriä (Aartolahti & Tikkanen 2011). Ne ovat loivia seläniteitä, rannanpuoleisten rinteiden ollessa yleensä jyrkempiä verrattuna sisämaan rinteisiin johtuen jäiden painumisesta rantavalleja vasten (Mäkinen et al. 2011).

Jään liikkeiden ja työnnön vaikutuksesta rannoille on muodostunut lohkarejonoja, rantapalteleita, joissa lohkareet ovat poikittain jään työntöön nähden (Donner 1978). Rantapalteleet ovat rannan suuntaisia ja melko jyrkkärinteisiä, useimmiten 0,2–0,5 metriä korkeita kivi- tai maavalleja (Mäkinen et al. 2011). Mäkisen et al. (2011) mukaan rantapalteleita on muodostunut parhaiten rannoille, jotka ovat loivia ja joille jää on kerännyt tai kerrostanut raekooltaan kirjavaa ainesta. Jos palle koostuu kivistä ja lohkareista, sitä kutsutaan pallekivikoksi tai kivipalteleeksi ja jos hiekasta ja sorasta, sitä kutsutaan maapalteleeksi (Mäkinen et al. 2011).

Mäkisen et al. (2011) mukaan särkät ovat veden pinnan alla kerrostuneita vallimaisia muodostumia, joiden aines on useimmiten hietaa tai hiekkaa. Tyypillistä särkille on kerrostuminen matalaan veteen, esimerkiksi hiekkarantojen edustalle tai niemien jatkeiksi (Mäkinen et al. 2011). Vedenpinnan ollessa matalalla, voi särkän laki kohota osittain tai kokonaan pinnan yläpuolelle (Aartolahti & Tikkanen 2011). Maankohoamisen seurauksena särkät voivat nousta kokonaan veden ulottumattomiin, jolloin särkästä tulee rantavalli (Mäkinen et al. 2011).

Tombolot ovat hiekasta tai sorasta muodostuneita kannaksia, jotka yhdistävät saaren lähellä olevaan mantereeseen (Aartolahti & Tikkanen 2011). Tombolon muodostuessa rantavirtaukset ja aallot taittuvat kohti saarta, jolloin aines kerrostuu saaren ja mantereeseen väliin muodostaen vedenpinnan yläpuolelle yltävän kannaksen (Hellemaa 1998).

Aartolahden & Tikkasen (2011) mukaan rantaterassit ovat rantatörmistä huuhtoutuneesta aineksesta muodostuneita kasautumismuotoja. Aines on kerrostunut tasaisesti vedenpinnan alapuolelle muodostaen rannanpohjaa (Aartolahti 1973). Rantaterassi päättyy usein ulapan puolella jyrkkään reunaosaan, jyrkänpartaaseen (Eronen 1990).

### 3.2 Kulutusmuodot

Rantavoimien kulutuksen aiheuttamia muinaisrantoja ovat muun muassa kalottivaarat, rantatörmät sekä pirunpellot (Mäkinen et al. 2011). Kulutusmuotoja on muodostunut rantavoimien kuluttaessa ja huuhtoessa maaperää ja sen ainesta (Mäkinen et al. 2011).

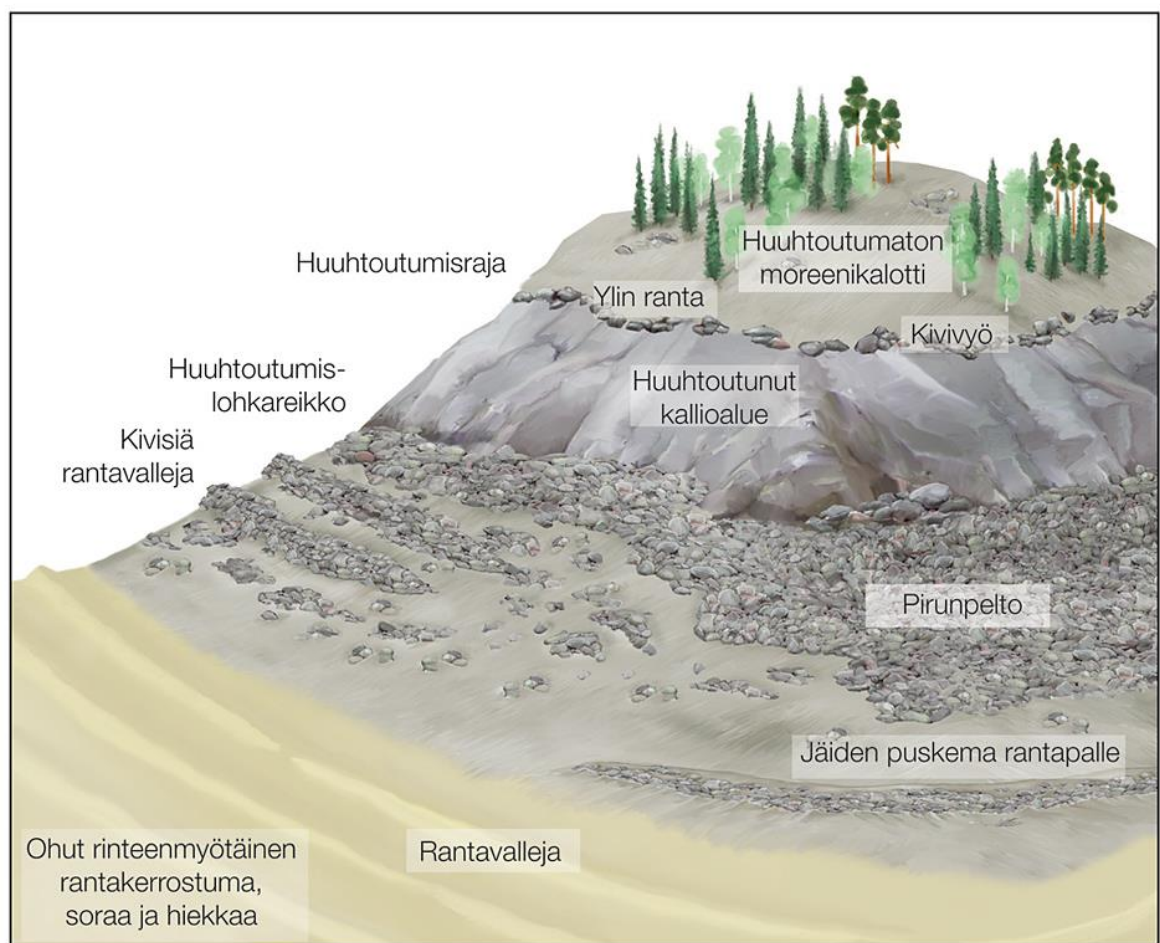
Kalottivaarat tai kalottimäet ovat muinaisen Itämeren saaria, toisin sanoen vaaroja ja mäkiä, joiden vedenkoskemattomat yläosat ulottuivat korkeimman rannan yläpuolelle (Mäkinen et al. 2011). Kalottivaaran laella on huuhtoutumatonta, savespitoista moreenia ja sen alapuolen rinteet ovat kokonaan tai osittain huuhtoutuneet moreenista (Aartolahti & Tikkanen 2011). Kalottivaaran moreenipitoisia lakialueita kutsutaan moreenikaloteiksi (Mäkinen et al. 2011).

Huuhtoutumisrajat tai huuhtelurajat ilmentävät muinaisen Itämeren korkeinta rantaa (Donner 1978). Huuhtoutumisrajan yläpuolinen osa maastonkohouman rinnettä on veden koskemattonta, supra-akvaattista, aluetta, kun taas alapuolinen osa huuhtoutunutta, vedenpeittämää eli subakvaattista aluetta (Mäkinen et al. 2011). Huuhtoutumisrajat ovat ainekseltaan moreenia (Donner 1978). Mäkisen et al. (2011) mukaan maastonkohoumille on myös saattanut muodostua kivistä ja lohkarista kivi- ja lohkarovyöitä, jotka ilmentävät muinaisen rannan sijaintia tietyllä hetkellä. Kivi- ja lohkarovyöt ovat muodostuneet, kun hienompi aines on huuhtoutunut pois niiden ympäriltä ja vyöt ovat jääneet paikoilleen (Mäkinen et al. 2011).

Korkeimman rannan alapuolelle on muodostunut paljaaksi huuhtoutuneita kallioita, kivikkoja ja lohkarikkoja sekä muinaisrantakivikkoja (Mäkinen et al. 2011). Muinaisrantakivikot, eli pirunpellot, huuhtoutumiskivikot tai kivipellot, ovat muodostuneet rantavoimien huuhdottua hienomman aineksen pois ja kiviaineksen kasaututtua tasaiseksi kentäksi (Ristaniemi 1987). Kiviainekseltaan muinaisrantakivikot ovat usein kohtalaisen pyöristyneitä (Mäkinen et al. 2011). Halkaisijaltaan muinaisrantakivikoiden kivet ovat muutamia desimetrejä (Ristaniemi 1987).

Mäkisen et al. (2011) mukaan aallokko on huuhtonut kokonaisia kallioalueita paljaaksi ja edesauttanut huuhtoutumislohkarikkojen muodostumisessa. Ne ovat vaaran rinteiden moreenipeitteestä huuhtoutuneita, pyöristymättömästä tai hieman pyöristyneestä kiviaineksesta muodostuneita lohkarikkoja (Mäkinen et al. 2011).

Rantatörmät ovat lajittuneeseen ainekseen, etenkin hiekkaan ja soraan, muodostuneita kulutusmuotoja (Donner 1978). Ne ovat jyrkkiä ja korkeita, alaspäin viettäviä muodostumia (Mäkinen et al. 2011). Mäkisen et al. (2011) mukaan rantatörmä on muodostunut etenkin harjujen ja deltojen rinteille, koska niiden materiaali on rantavoimien helposti muokkaamaa ja näin olosuhteet rantatörmien kehitykselle ovat olleet ihanteelliset. Rantataipeet ovat rantatörmien loivempia muotoja (Mäkinen et al. 2011). Alla olevassa kuvassa (kuva 2) on esitetty sekä kasautumalla että kulumalla muodostuneita muinaisrantoja.



Kuva 2. Muinaisrantojen kasautumis- ja kulutusmuotoja (Kutvonen s.a.).

### 3.3 Itämeren kehitysvaiheet

Viimeisimmän jääkauden eli Veiksel-jääkauden kylmimmän ajanjakson aikaan, noin 18 000 vuotta sitten, Itämeri oli vielä paksun jään alla (Eronen 1990). Eronen (1990) mukaan tätä kylmintä ajanjaksoa edeltäneistä Itämeren altaan vaiheista on vain hajanaista tietoa. Oletettavasti Itämeren allas on ollut useamman kerran suuren mannerjäätikön alla (Eronen 1990). Viimeisimmän jääkauden lopulla ja sen jälkeisen ajan alussa on Itämeren historiassa ollut monta kehitysvaihetta (Mäkinen et al. 2011). Noin 11 000–7000 vuotta sitten tapahtui Itämeren historian suurimmat käännteet (Eronen 1990). Jääkauden jälkeiset Itämeren vaiheet ovat vanhimmasta nuorimpaan Baltian jääjärvivaihe, Yoldiamerivaihe, Ancylusjärvivaihe ja Litorinamerivaihe (Mäkinen et al. 2011).

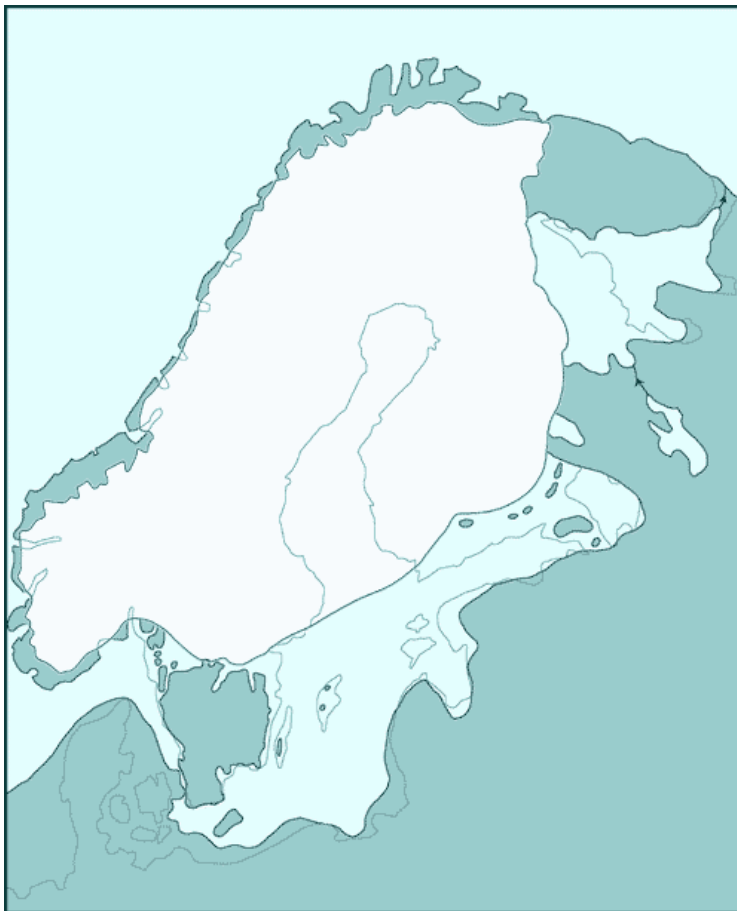
#### 3.3.1 Baltian jääjärvi

Vielä noin 12 000 vuotta sitten mannerjäätikön reuna kulki Suomen etelärannikolla, mutta jäätikkö sulii nopeasti melko lämpimän ilmastovaiheen vuoksi (Eronen 1990). Ilmaston lämpenemisen johdosta jäätikkö perääntyi noin 1000 vuoden aikana I Salpausselän pohjoispuolelle (Jantunen 2004). Ilmaston viilennyttyä äkillisesti ja jäätikön sulamisen pysähtyttyä, jää alkoi edetä uudelleen muodostaen I Salpausselän (Eronen 1990; Jantunen 2004). Tätä äkillistä ilmaston viilentymistä kutsutaan nimellä nuorempi Dryas (Jantunen 2004).

Makeavetinen Baltian jääjärvi patoutui mannerjäätikön edustalle, täyttäen Itämeren altaan eteläiset osat (Eronen 1990). Baltian jääjärven kehitys on eroteltu useaan eri vaiheeseen, joita on tutkittu ja ajoitettu pääasiassa savikronologian avulla (Eronen 1990). Näitä vaihteita on tutkittu etenkin I ja II Salpausselän alueilla olevien eri-ikäisten ja eri korkeuksilla olevien rantatasojen sekä glasifluviallisten deltojen perusteella (Eronen 1990; Mäkinen et al. 2011). Baltian jääjärven ensimmäinen kehitysvaihe on niin kutsuttu g-taso (Mäkinen et al. 2011). Järven pinta oli tuolloin todennäköisesti valtameren pinnan tasolla, mutta salmiyhteyden ja lasku-uomien sijainteja ei tunneta (Eronen 1990). Eronen (1990) mukaan niiden kuitenkin arvellaan sijainneen järven länsirannalla nykyisen Tanskan kohdalla.

G-vaiheen jälkeen, noin 11 000 vuotta sitten, vedenpinta nousi noin 25 metriä ja Baltian jääjärvi patoutui B I -tasolle muodostaen B I -tason deltapintoja (Eronen 1990). Kun jäätikön reuna perääntyi II Salpausselälle, veden pinta laski ja muodostui B II -tason deltapintoja Salpausselkien välimaastoon (Eronen 1990). II Salpausselän kohdalla olevia deltapintoja kutsutaan B III -tason deltapinnoiksi (Jantunen 2004). Ne muodostuivat jään reunan pysähdyttyä II Salpausselän kohdalle (Eronen 1990).

Itämeren kehityksen ensimmäinen vaihe, Baltian jääjärvi, päättyi noin 11 590–11 500 vuotta sitten (Mäkinen et al. 2011). Tällöin jäätikön reuna oli vetäytynyt Ruotsissa Vättern-järven länsipuolella sijaitsevan Billingenin vuoren pohjoispuolelle, avaten jääjärvestä leveän salmen valtamerelle (Jantunen 2004). Itämeren altaan vedenpinta laski tällöin 26–28 metriä (Eronen ja Haila 1990). Alla olevassa kuvassa (kuva 3) on esitetty Baltian jääjärven laajuus.



*Kuva 3. Baltian jääjärvi noin 11 600 vuotta sitten (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2005).*

### 3.3.2 Yoldiameri

Baltian jääjärvivaiheen jälkeen alkoi niin kutsuttu Yoldiamerivaihe noin 11 500 vuotta sitten (Mäkinen et al. 2011). Vaihe sai alkunsa, kun Ruotsissa Närken alueelle avautui salmiyhteys ja suolaista merivettä alkoi sekoittua makeaan veteen (Jantunen 2004). Kuitenkin vasta noin 200 vuotta Baltian jääjärven vedenpinnan laskun jälkeen, alkoi suolaista merivettä päästä Itämeren altaaseen (Mäkinen et al. 2011). Tämä johtuen salmen voimakkaasta virtauksesta valtamerelle päin (Mäkinen et al. 2011).

Yoldiamerivaiheen alussa jäätikön reuna sijaitsi II Salpausselän pohjoispuolella ja sinne muodostui III Salpausselkä, joka on kuitenkin hyvin epäyhtenäinen (Jantunen 2004). Yoldiamerivaihe päättyi noin 10 800 vuotta sitten Keski-Ruotsin salmiyhteyksien kaventuessa maankohoamisen vuoksi (Eronen 1990). Tällöin jäätikön reuna sijaitsi Keski-Suomessa Jyväskylän tienoilla (Jantunen 2004). Alla olevassa kuvassa (kuva 4) on esitetty Yoldiameren laajuus.



Kuva 4. Yoldiameri noin 11 300 vuotta sitten (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2005).

### 3.3.3 Ancylusjärvi

Ancylusjärvivaihe alkoi kun Itämeren allas alkoi patoutua valtameren pinnan yläpuolelle (Eronen 1990). Tämä alkoi noin 10 800 vuotta sitten, kun jäätikön alta paljastuneet maa-alueet kohosivat voimakkaasti ja salmiyhteys valtameriin katkesi (Jantunen 2004). Mäkisen et al. (2011) mukaan Ancylusjärven vedenpinta alkoi tällöin nousta voimakkaasti ja tätä vedenpinnan nousua kutsutaan Ancylustransgressioksi. Syitä vedenpinnan nousulle oli maankohoaminen ja jäätiköltä peräisin olevat sulamisvedet (Jantunen 2004). Ancylusjärven pinta oli korkeimmillaan noin 10 000 vuotta sitten, kun jäätikkö oli jo väistynyt Suomesta (Jantunen 2004). Mäkisen et al. (2011) mukaan Ancylustransgression aikana muodostuneita hyvin kehittyneitä muinaisrantoja sijaitsee Etelä-Suomessa. Muinaisrantoja muodostui myös Pohjanlahden rannikolle nopean ja voimakkaan maankohoamisen ja veden pinnan alenemisen johdosta (Mäkinen et al. 2011). Alla olevassa kuvassa (kuva 5) on esitetty Ancylusjärven laajuus.



Kuva 5. Ancylusjärvi noin 10 000 vuotta sitten (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2005).

### 3.3.4 Litorinameri

Noin 9000 vuotta sitten pohjoisen pallonpuoliskon mannerjäätiköiden sulamisvedet alkoivat nostaa valtameren pintaa ja nouseva merenpinta ylitti Tanskan salmet (Mäkinen et al. 2011). Noin 8000 vuotta sitten Itämeren altaassa alkoi Litorinamereksi kutsuttu vaihe, kun valtameren suolaista vettä alkoi virrata Itämeren altaaseen (Jantunen 2004).

Litorinameren kehityksen alussa merenpinnan nousu ylitti maankohoamisen Etelä-Suomessa ja vedenpinta kohosi muutamia metrejä 8500–7700 vuotta sitten (Eronen 1990). Litorinamerivaiheessa syntyi paljon selkeitä muinaisrantoja etenkin Etelä- ja Länsi-Suomeen sekä Pohjanlahden ympärillä oleville tasaisille seuduille merenpinnan yläpuolelle kohoavien harjujen tuntumaan (Mäkinen et al. 2011). Mäkisen et al. (2011) mukaan tyypillisimpiä tämän vaiheen muinaisrantoja ovat matalista rantavalleista koostuvat parvet.

Valtameren pinnan nousu pysähtyi noin 7000–6000 vuotta sitten mannerjäätikön sulettua kokonaan Pohjois-Amerikassakin (Mäkinen et al. 2011). Litorinamerivaihe päättyi jääkauden jälkeisen lämpökauden tullessa päätökseen noin 2500 vuotta sitten (Eronen 1990). Tästä alkoi Itämeren altaan vaihtuminen nykyiseksi Itämereksi (Salonen et al. 2002). Kuvassa 6 on esitetty Litorinameren laajuus.



*Kuva 6. Litorinameri noin 8000 vuotta sitten (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2005).*

### 3.4 Jääjärvet

Jääjärvet ovat jäätikön patoamia ja sen reunan eteen muodostuneita vesialtaita (Mäkinen et al. 2011). Niitä muodostui Itämeren korkeimman rannan yläpuolelle etenkin Pohjois- ja Itä-Suomeen (Eronen 1990; Mäkinen et al. 2011). Näitä Baltian jääjärveä pienempiä jääjärviä muodostui noin 12 000–10 000 vuotta sitten, jääkauden loppupuolella (Mäkinen et al. 2011).

Jääjärvet muodostuivat, kun mannerjäätikkö sulii hiljalleen ja alangoille kertyi vettä, joka ei päässyt purkautumaan ympäristöön jäämuurin vuoksi (Eronen 1990). Jään patoamat järvet saattoivat kasvaa suuriksikin, mutta ne olivat kuitenkin lyhytikäisiä, sillä ne purkautuivat lopulta jään reunan vetäytyttyä ja lasku-uomien paikkojen ilmaannuttua (Eronen 1990). Pitkäaikaisimpien jääjärvien ikä oli joitakin satoja vuosia (Mäkinen et al. 2011). Kooltaan suurimmat jääjärvet olivat tuhansien neliömetrien kokoisia (Mäkinen et al. 2011). Mäkisen et al. (2011) mukaan nykyisin jääjärvien olemassaolosta kertovat maastossa erottuvat rantakerrostumat, erityyppiset lasku- ja purkausuomat sekä purkauskerrostumat. Jääjärviin kerrostui lajittuneita sedimenttejä, kuten savea, silttiä ja hiekkaa (Eronen 1990).

## 4. MUINAISRANTOJEN AJOITUSMENETELMÄT JA RANNANSIIRTYMISMALLIT

### 4.1 Ajoitusmenetelmistä yleisesti

Muinaisrannat itsessään ovat olleet tärkeässä roolissa selvitettäessä Itämeren altaan historiaa ja vaiheita (Eronen 1990). Niiden esiintymisalueiden ja korkeusasemien avulla on pystytty osoittamaan Itämeren altaan laajuus eri vaiheissa sekä maankohoamisen nopeus ja sen vaihtelut (Eronen 1990). Rantamuodostumien avulla ei kuitenkaan voida tehdä luotettavia numeerisia ajoituksia, johtuen niiden ajoitukseen epäsovovasta materiaalista (Eronen 1990). Eronen (1976) mukaan merkittävässä asemassa maankohoamisen, rannansiirtymisen ja Itämeren vaiheiden ajoituksessa ovat stratigrafiset tutkimukset. Niihin lukeutuu muun muassa radiohiilimenetelmä, savikronologia ja biostratigrafia (Eronen 1990).

#### 4.1.1 Radiometriset ajoitusmenetelmät

##### 4.1.1.1 Radiohiiliajoitus

Radiohiiliajoituksen avulla on mahdollista selvittää orgaanista hiiltä sisältävien sedimenttien absoluuttinen ikä (Eronen 1976). Menetelmä perustuu hiiltä sisältävien sedimenttien ja eliöiden radiohiilen ja tavallisen hiilen väliseen suhteeseen ( $C^{14}/C^{12}$ ) (Donner 1978). Donnerin (1978) mukaan  $C^{14}/C^{12}$  -suhde on tasapainossa ympäristön kanssa, kunnes eliö kuolee ja radiohiilen muodostuminen loppuu ja sen hajoaminen alkaa. Se aika, joka on kulunut hajoamisen alkamisesta, voidaan selvittää, kun tunnetaan radiohiilen puoliintumisaika, kyseisen ajoitettavan näytteen nykyinen  $C^{14}/C^{12}$  -suhde sekä  $C^{14}/C^{12}$  -suhde juuri ennen radiohiilen hajoamisen alkamista (Donner 1978). Ajoittamisessa käytettävä radiohiilen puoliintumisaika on määritetty olevan  $5570 \pm 30$  vuotta (Donner 1978). Vaikka radiohiilimenetelmä onkin ollut tärkeä apu muinaisrantojenkin ajoituksessa, liittyy siihen joitakin epävarmuustekijöitä ja virhelähteitä (Eronen 1976). Näistä esimerkkeinä ristiriidat radiohiili-ikien ja

kalenterivuosien välillä sekä kontaminaatiot johtuen näytteeseen päätyneestä nuoremasta tai vanhemmasta hiilestä (Lowe & Walker 1997).

#### 4.1.1.2 Luminesenssiajoitus ja kosmoottiset isotoopit

Luminesenssiajoitusmenetelmiin kuuluvat termoluminesenssi (TL) ja optisesti stimuloitu luminesenssi (OSL) (Lowe & Walker 1997). Mikä tahansa materiaali, joka sisältää uraania, toriumia tai kaliumia tai on riittävän lähellä näitä radioaktiivisia aineita, on jatkuvasti  $\alpha$ ,  $\beta$  ja  $\gamma$  -säteilyn kohteena (Lowe & Walker 1997). Lowen & Walkerin (1997) mukaan säteilyn kohteena oleminen johtaa isäntämateriaalin ionisoitumiseen ja metastabiilien elektronien sitoutumiseen mineraaleihin. Nämä elektronit voidaan vapauttaa kuumentamalla (TL) tai altistamalla valolle (OSL) (Lowe & Walker 1997). Luminesenssiajoitusmenetelmien avulla voidaan arvioida aika, joka on kulunut siitä, kun mineraalirakeet kiteytyivät, kun ne altistuivat päivänvalolle tai kun ne kuumennettiin muutama sataan celsiusasteeseen (Preusser et al. 2008).

Kvartaarikauden ajoituksia on mahdollista tehdä myös kosmoottisten isotooppien avulla (Lowe & Walker 1997). Tällöin puhutaan pitkäikäisistä ja lyhytikäisistä radioaktiivisista isotoopeista (Lowe & Walker 1997). Pitkäikäisiin radioaktiivisiin isotooppeihin kuuluvat  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$  ja  $^{41}\text{Ca}$  (Aitken 1990). Näiden puoliintumisajat järjestyksessä ovat 300 000, 730 000, 1,6 miljoonaa ja noin 100 000 vuotta (Aitken 1990). Lyhytikäisillä radioaktiivisilla isotoopeilla on pitkäikäisiä huomattavasti lyhyemmät puoliintumisajat:  $^{210}\text{Pb}$  22,26 vuotta,  $^{137}\text{Cs}$  30 vuotta ja  $^{32}\text{Si}$  noin 300 vuotta (Olsson 1986).

#### 4.1.2 Savikronologia

Savikronologia perustuu mannerjäätikön edustalle kerrostuneiden savipatjojen vuosilustoihin (Eronen 1990). Savilustot ovat kaksiosaisia ja niistä voi näin erottaa kerrostumisajankohdan (Eronen 1990). Eronen (1990) mukaan karkeampi siltistä ja hiekasta koostuva alaosa on kerrostunut keväällä ja alkukesästä voimakkaan sulamisen aikana, kun taas syksyllä on kerrostunut enemmän savea, eli raekooltaan hienompaa ainesta sulamisen ja virtausten heikentyessä. Talvisin sedimentaatiota ei ole tapahtunut

(Donner 1978). Lustot ovat eri paksuisia eri vuosina (Eronen 1990). Erosen (1990) mukaan savipatjojen vuosilustojen avulla on voitu määrittää jäätikön perääntymisen ajankohta ja näin tutkia myös Itämeren vaiheita.

### **4.1.3 Biostratigrafia**

#### **4.1.3.1 Siitepölystratigrafia**

Siitepölyt kestävät erittäin hyvin mekaanista ja kemiallista kulutusta ja ne leviävät tuulen mukana helposti pitkiäkin matkoja (Donner 1978). Siitepölyjä on runsaasti etenkin eloperäisissä sedimenteissä, mutta niitä voi löytyä myös hienorakeisista minerogeenisistä sedimenteistä (Donner 1978). Näiden syiden takia siitepölyt ovat erittäin käyttökelpoisia stratigrafisissa tutkimuksissa (Donner 1978).

Sedimenttien eri kerrosten siitepölysisältöjen perusteella voidaan selvittää eri siitepölytyypit ja tällöin saadaan selville tutkitun näytteen siitepölykokonaisuus tai siitepölyspektri (Lowe & Walker 1997). Eri siitepölytyypit ja muutokset niiden sisällöissä ilmentävät kasvillisuuden ajallista muutosta (Lowe & Walker 1997). Tutkitun näytteen eri syvyyksistä saatujen siitepölyspektrien avulla voidaan tehdä siitepölydiagrammeja, jotka voidaan jakaa vielä siitepölyvyöhykkeisiin, jotka edustavat biostratigrafisia yksiköitä (Donner 1978). Eri alueille, esimerkiksi Suomessa, on määritetty alueelliset siitepölyvyöhykkeet ja näitä vyöhykkeitä on voitu vertailla keskenään ajoitusten perusteella (Donner 1978).

#### **4.1.3.2 Piileväajoitus ja nilviäislöydöt**

Piikuoiset levät eli piilevät voivat olla pohjamuotoja, vapaasti kelluneita planktonmuotoja tai kasvien pinnoilla eläneitä epifyyttejä (Donner 1978). Siitepölyjen tapaan piilevät ovat säilyneet hyvin ja niiden runsausvaihteluita voidaan käyttää apuna ajoituksessa (Donner 1978). Piileväajoitus perustuu veden suolapitoisuuteen, sillä piilevälajisto eroaa makeassa ja suolaisessa vedessä (Eronen 1990). Donnerin (1978) mukaan piilevistä voidaan selvittää millaiseen ympäristöön ne ovat kerrostuneet ja millaisia muutoksia ympäristössä on tapahtunut.

Muinaisrantoja voidaan ajoittaa myös rantakerrostumista ja sedimenteistä löydettyjen simpukoiden ja kotiloiden kuorien avulla (Eronen 1990). Piilevien lisäksi myös nämä nilviäislöydöt ilmentävät suolapitoisuuden muutoksia (Eronen 1990).

#### **4.1.4 Paleomagnetismi**

Maan magneettikentästä voidaan tutkia deklinaatiota, inkliinaatiota ja magneettikentän voimakkuutta (Lowe & Walker 1997). Deklinaatio tarkoittaa magneettisen pohjoisen ja maantieteellisen pohjoisen välistä kulmaa, inkliinaatio puolestaan magneettikenttävektorin kaltevuutta suhteessa vaakatasoon (Lowe & Walker 1997). Lowen & Walkerin (1997) mukaan maan magneettikenttä vaihtelee jatkuvasti sekä voimakkuudeltaan että napaisuuden suunnassa.

Kivet ja sedimentit, jotka sisältävät magneettisia mineraaleja, magnetisoituvat muodostumisensa yhteydessä (Thompson 1991). Näiden kivien ja sedimenttien yksittäiset kiteet tai osapartikkelit voivat ilmentää luonnollista remanenttia magnetoitumaa (NRM), eli jäännösmagnetoitumaa, mikä on heijastus geomagneettisesta kentästä kiven tai sedimentin muodostumishetkellä (Thompson 1991).

## 5. RANTADIAGRAMMIT JA RANNANSIIRTYMISKÄYRÄT

Rantapintadiagrammien avulla voidaan hahmottaa merenpinnan nousun (eustasia) ja maankohoamisen (isostasia) aikaansaamien rantapintojen nykyisiä korkeuksia merenpinnan tasoon nähden (Donner 1978). Rantadiagrammeja on kahta eri tyyppiä, suhde- ja etäisyysdiagrammeja (Donner 1978; Eronen 1990).

Suhdediagrammin laatimiseen tarvitaan tunnistettava rantataso eli johto- tai referenssipinta (Eronen 1990). Suomessa referenssipintana on käytetty Litorinameren ylintä rantatasoa (Eronen 1990). Referenssipinta piirretään suhdediagrammiin suorana kaltevana viivana, pystyasteikon osoittaessa korkeutta nykyisen merenpinnan yläpuolella (Eronen 1990). Eronen (1990) mukaan havainnot esitetään diagrammissa piirtämällä ne kohtiin, joissa ne ovat samalla korkeudella referenssipinnan kanssa havaintopaikan läheisyydessä. Synkroniset rantapinnat voidaan yhdistää viivoilla (Donner 1978).

Etäisyysdiagrammissa vaaka-asteikolla esitetään etäisyys kahden havaintopisteen, esimerkiksi kahden paikkakunnan välillä niin, että viiva kulkee nykyisen maankohoamisen isobaaseja, eli samanarvonkäyriä vastaan kohtisuoraan (Eronen 1990). Viivalle projisoidaan kaikki muinaisrantahavainnot, joita sen läheisyydestä on tehty ja havainnot siirretään diagrammiin pystyasteikon esittäessä rantojen korkeusasemia ja vaaka-asteikon puolestaan havaintopaikkojen välisiä etäisyyksiä valitulla poikkileikkausviivalla (Eronen 1990).

Rantadiagrammien lisäksi eri alueille voidaan hahmotella rannansiirtymiskäyriä, joiden avulla voidaan osoittaa, kuinka rannan asema on muuttunut korkeimman rannan muodostumisen jälkeen (Donner 1978). Rannansiirtymiskäyrä voidaan piirtää, kun alueelta tunnetaan useampi ajoitettu rantataso (Eronen 1990). Eronen (1990) mukaan pystyasteikko näyttää korkeudet merenpinnan yläpuolella ja vaaka-asteikko aikaa. Samaan diagrammiin voidaan piirtää useita rannansiirtymiskäyriä, jolloin ne havainnollistavat rannansiirtymisen eroja eri paikoissa (Eronen 1990).

## 6. MUINAISRANTOJEN MERKITYS

Muinaisrantojen osuus maapintalastamme on noin prosentti (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007). Näillä geomorfologisilla muodostumilla on etenkin tutkimuksellista ja virkistyskäytöllistä merkitystä (Mäkinen et al. 2011).

Muinaisrannat ovat tärkeitä tutkimuksen ja opetuksen kannalta, sillä niiden avulla on voitu tehdä tulkintoja tapahtumista ja vaiheista jääkausiajalta nykypäivään saakka (Mäkinen et al. 2011). Niiden korkeutta ja asemaa tutkimalla on pystytty määrittelemään esimerkiksi Itämeren altaan kehityksen vaiheita (Koivisto 2004). Muinaisrantojen muodostumatyyppien, muotojen kehittyneisyyden ja suuntautuneisuuden sekä niiden aineksen vaihtelevuuden avulla on voitu tehdä tulkintoja muodostumisajankohdan olosuhteista sekä muodostumisen kestosta ja voimakkuudesta (Mäkinen et al. 2011).

Muinaisrannat tarjoavat upeita maisemia ja niillä on myös virkistyskäyttöä (Mäkinen et al. 2011). Mäkinen et al. (2011) mukaan muodostumalta tai alueelta avautuvan maiseman arvo on suurimmillaan, kun näkyvyys on mahdollisimman hyvä ja selkeä. Korkeiden vaarojen kivikkoisilta rinteiltä avautuvat kaikista laajimmat näkymät, mutta varsinaisia näköalapaikkoja on melko vähän (Mäkinen et al. 2011). Esimerkkeinä virkistyskäytöstä ovat luontopolut ja nuotiopaikat muinaisrantojen läheisyydessä (Mäkinen et al. 2011).

Muinaisrannoista etenkin avoimet muinaisrantakivikot ovat säilyneet hyvin luonnontilaisina (Mäkinen et al. 2011). Luonnontilaisuuden uhkana on enimmäkseen maa-aineksen otto, mutta myös metsäkoneiden ajoväylät sekä muinaisrantakivikoiden läpi tehdyt tiet ja virkistyspolut voivat heikentää luonnontilaisuutta (Mäkinen et al. 2011).

Taloudellisesti maa-ainesvarantona muinaisrannat ovat vielä melko huonosti tunnettuja (Mäkinen et al. 2011). Kuitenkin tulevaisuudessa muinaisrantojen kiviaines saattaa olla merkittävä kiviainesreservi, harjuaineksen ollessa lähes käytetty tai harjumuodostumien aineksen ollessa varattuna muihin tarkoituksiin useilla seuduilla (Mäkinen et al. 2011).

## 7. JOHTOPÄÄTÖKSET

Muinaisrannat ovat muodostuneet mannerjäätikön vetäytymisen jälkeen rantavoimien ja maankohoamisen yhteisvaikutuksesta. Suurin osa muinaisrannoista on muodostunut korkeimman rannan alapuolelle, mutta myös sen yläpuolelle on muodostunut muinaisrantoja paikallisten jääjärvien rannoille.

Muinaisrannat ovat olleet erityisesti tärkeässä roolissa määrittäessä Itämeren altaan vaiheita. Selvittämällä veden peittämät ja veden koskemattomat alueet sekä Itämeren korkein ranta, on Itämeren kehityshistoria kyetty jakamaan eri vaiheisiin.

Vaikka itse muinaisrannat, niiden asema ja esiintymisalueet, ovatkin olleet merkittävässä roolissa mitä tulee Itämeren altaan vaiheiden selvittämiseen, ovat stratigrafiset tutkimukset olleet myös isona apuna. Radiometristen ajoitusmenetelmien, biostratigrafian, savikronologian ja paleomagnetismin avulla on voitu tehdä entistä tarkempia ajoituksia ja eri paikoista tehtyjä havaintoja on voitu vertailla toisaalla tehtyihin havaintoihin. Muinaisrantahavaintojen sekä stratigrafisten tutkimusten ansiosta Itämeren altaan vaiheet tunnetaan niin hyvin kuin ne nykypäivänä tunnetaan.

## 8. KIRJALLISUUS

- Aartolahti, T. (1973). *Morphology, vegetation and development of Rokuanvaara, an esker and dune complex in Finland*. Fennia 127. 53 s.
- Aartolahti, T. (1979). *Suomen geomorfologia*. Helsingin yliopiston maantieteen laitoksen opetusmonisteita 12. 150 s.
- Aartolahti, T. & Tikkanen, M. (2011). *Suomen geomorfologia*. Geotieteiden ja maantieteen laitoksen opetusmonisteita 1. 275 s.
- Aitken, M.J. (1990). *Science-based Dating in Archaeology*. Longman, Lontoo. 294 s.
- Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M., Preusser, F., Richter, D. & Spencer, J.Q.G. (2008). *Luminescence dating: basics, methods and applications*. Eiszeitalter und Gegenwart quaternary science journal, Hannover. s. 95–149.
- Donner, J. (1978). *Suomen kvartaäri-geologia*. Helsingin yliopisto, geologian ja paleontologian laitos. Moniste nro. 1, Helsinki. 264 s.
- Eronen, M. (1976). *Maankohoamisen, rannansiirtymisen ja Itämeren vaiheiden tutkiminen suo- ja järvikerrostumien perusteella*. Suo-lehti. s. 45–53.
- Eronen, M. (1990). *Geologinen kehitys jääkauden lopussa ja sen jälkeen*. Teoksessa: Alalammi, P. (toim.): Suomen kartasto, vihko 123–126, Geologia. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki. s. 14–18.
- Eronen, M. & Haila, H. (1990). *Tärkeimmät muinaisrannat*. Teoksessa: Alalammi, P. (toim.): Suomen kartasto, vihko 123–126, Geologia. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki. s.17.
- Eronen, M. & Haila, H. (1992). *Vedenkoskematon alue Suomessa*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 17.1.2025. <[http://weppi.gtk.fi/aineistot/mp-opas/supra\\_akvaattinen.htm](http://weppi.gtk.fi/aineistot/mp-opas/supra_akvaattinen.htm)>
- Haavisto-Hyvärinen, M. & Kutvonen, H. (2005). *Ancylus järvivaiheen laajuus Itämeren altaassa noin 10 000 vuotta sitten*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 14.2.2025. <<http://weppi.gtk.fi/aineistot/sanasto/ancylus.htm>>
- Haavisto-Hyvärinen, M. & Kutvonen, H. (2005). *Baltian jääjärven laajuus Itämeren altaassa noin 11 600 vuotta sitten*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 14.2.2025. <<http://weppi.gtk.fi/aineistot/sanasto/baltianjj.htm/>>
- Haavisto-Hyvärinen, M. & Kutvonen, H. (2005). *Litorinameri noin 8000 vuoden takaa*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 14.2.2025. <<http://weppi.gtk.fi/aineistot/sanasto/litorina.htm>>
- Haavisto-Hyvärinen, M. & Kutvonen, H. (2005). *Yoldia merivaiheen laajuus Itämeren altaassa noin 11 300 vuotta sitten*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 14.2.2025. <<http://weppi.gtk.fi/aineistot/sanasto/yoldia.htm>>
- Haavisto-Hyvärinen, M. & Kutvonen, H. (2007). *Maaperäkartan käyttöopas*. Geologian tutkimuskeskus, Espoo. 61 s. 20.2.2025. <[https://tupa.gtk.fi/julkaisu/erikoisjulkaisu/gtk\\_maaperakartan\\_kayttoopas.pdf/](https://tupa.gtk.fi/julkaisu/erikoisjulkaisu/gtk_maaperakartan_kayttoopas.pdf/)>

- Hellemaa, P. (1998). *The development of coastal dunes and their vegetation in Finland*. Fennia 176(1): 111–221.
- Jantunen, T. (2004). *Muinais-Itämeri*. Teoksessa: Koivisto, M. (toim.): Jääkaudet. WSOY, Helsinki. s. 68.
- Koivisto, M. (2004). *Rantakerrostumat*. Teoksessa: Koivisto, M. (toim.): Jääkaudet. WSOY, Helsinki. s. 184.
- Kujansuu, R. & Niemelä, O. (1990). Teoksessa: Alalammi, P. (toim.): Suomen kartasto, vihko 123–126, Geologia. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki. s. 9–10.
- Kutvonen, H. (s.a.). *Muinaisrannat*. Kaiva.fi. 24.1.2025. <[https://kaiva.fi/wp-content/uploads/2014/12/kalliorannat\\_ope.jpg](https://kaiva.fi/wp-content/uploads/2014/12/kalliorannat_ope.jpg)>
- Lowe, J.J & Walker M.J.C. (1997). *Reconstructing quaternary environments*. Taylor & Francis group, Iso-Britannia. 469 s.
- Mäkinen, K., Teeriaho, J., Rönty, H., Rauhaniemi, T. ja Sahala, L. (2011). *Valtakunnallisesti arvokkaat tuuli- ja rantakerrostumat*. Suomen ympäristö 32/2011. Ympäristöministeriö, Helsinki. 185 s.
- Olsson, I. (1986). *Radiometric dating*. Teoksessa: Berglund, B.E. (toim.) Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology, John Wiley, Chichester & New York. s. 273–312.
- Ristaniemi, O. (1987). *Itämeren korkein ranta ja Ancyclusraja sekä Muinais-Päijänne Keski-Suomessa*. Turun yliopiston julkaisuja. C 59. 102 s.
- Salonen, V.-P., Eronen, M. & Saarnisto, M. (2002). *Käytännön maaperägeologia*. Kirja-Aurora, Turun yliopisto. 237 s.
- Thompson, R. (1991). *Palaeomagnetic dating*. Teoksessa: Smart, P.L. & Frances, P.D. (toim.) Quaternary dating methods – a user's guide, Technical Guide 4, Quaternary Research Association, Cambridge. s. 117–198.