



TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

# **Arktisten merialueiden kvartäärisedimentit ja sedimentaatioprosessit**

Emilia Sarpola

Geotieteiden tutkinto-ohjelma, 1.8.2019-

Kandidaatintyö

Helmikuu 2023

# TIIVISTELMÄ

Arktisten merialueiden kvartaarisedimentit ja sedimentaatio prosessit

Emilia Sarpola

Oulun yliopisto, Geotieteiden tutkinto-ohjelma

Kandidaatintyö 2023, 29 s.

Työn ohjaaja(t) yliopistolla: Kari Strand

Tämän työn aiheena ja keskeisenä tekijänä ovat arktinen alue, sen kvartaarisedimentit ja niiden synty ja koostumus, sekä niihin liittyvät prosessit, kuten arktisten merivirtojen aiheuttama sedimenttien kuljetus, joka tapahtuu pääasiassa arktisen alueen merialueiden virtausten (Jäämeren) ja jäiden sulamisen kautta. Aihealueeseen kuuluu myös kvartaariajan sedimentteihin liittyvät tutkimukset, joiden avulla voidaan esimerkiksi tutkia ilmastoon, merivirtoihin ja sedimentteihin vaikuttaneisiin olleita jääkausia ja niiden esiintymistä, ja sitä kautta sedimenttien ikää, sekä sitä, miten ne ovat vaikuttaneet arktisen ympäristön kehitykseen. Sedimenttejä tutkitaan kvartaarikaudelta, joka alkoi noin 2,58 miljoonaa vuotta sitten, ja joka jaetaan kahteen epookkiin: pleistoseeniaikaan, noin 2,6 miljoonaa - 11 700 vuotta sitten, jolloin viimeinen jääkausi (Veiksel) loppui, kun jää alkoi sulamaan ja nykyinen interglasiaalikausi alkoi noin 11 700 vuotta sitten, sekä holoseeni aikaan noin, 11 700 vuodesta nykyhetkeen. Jääkaudet ylimmän pleistoseeniepookin aikana ovat liitetty MIS 1-6 happi-isotooppivaiheisiin siten, että parilliset vaiheet edustavat jäätiköitymisvaiheita. Arktiseen alueeseen vaikuttaa myös hyvin paljon viimevuosina huolenaiheena ollut ilmaston lämpeneminen, joka vaikuttaa todella suuresti jäätiköiden sulamiseen ja sitä kautta esimerkiksi merenpinnannousuun ja, kasvuston ja eläinten elinolosuhteisiin, etenkin jäätiköityneillä alueilla, kuten Arktiksella. Merisedimenttejä tutkimalla voidaan saada tietoa jääkausien aikana olleiden jäätiköiden käyttäytymisestä ja historiasta sekä niiden sulamisvaiheista ja vallinneista ilmasto-olosuhteista.

*Asiasanat: arktinen alue, Arktis, kvartaarikausi, sedimentit, Jäämeri, kvartaarisedimentit*

# SISÄLLYSLUETTELO

## Tiivistelmä

## Sisällysluettelo

## Merkinnät ja lyhenteet

<b>1. Johdanto</b> .....	5
<b>2. Arktiset merialueet</b> .....	6
2.1 Merialtaat .....	9
2.2 Merivirrat ja sedimenttikuljetus .....	10
<b>3. Kvartaarisedimentit ja niiden liittyminen ilmasto- ja jäätiköitymiskehitykseen</b> .....	13
3.1 Merisedimenttien happi-isotooppi (MIS)-vaiheet.....	15
<b>4. Arktisten merialueiden sedimentaatioprosessit</b> .....	18
4.1 Kanavasuun viuhkat (TMF) ja jäätikön pohjaamisvyöhyke (grounding zone) .....	18
4.2 Glasiaalivaikutteiset syvänmeren sedimentit ja niiden synty.....	21
<b>5. Yhteenveto</b> .....	24
<b>6. Lähdeluettelo</b> .....	25

## MERKINNÄT JA LYHENTEET

GZW	Grounding Zone Wedge (jäätikön pohjaamisvyöhykkeen kiila)
IBCAO	International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (kansainvälinen batymetrinen kartta jäämerestä)
IRD	Ice-Rafted Debris (jäätikön kuljettamaa debristä)
LGM	Last Glacial Maximum (viime jääkauden maksimi)
MIS	Marine Isotope Stage (mariini isotooppivaiheet)
TPD	Transpolar Drift (transpolaarinen virtaus)
TMF	Trough Mouth Fan (kanavasuun viuhkat)

# 1 JOHDANTO

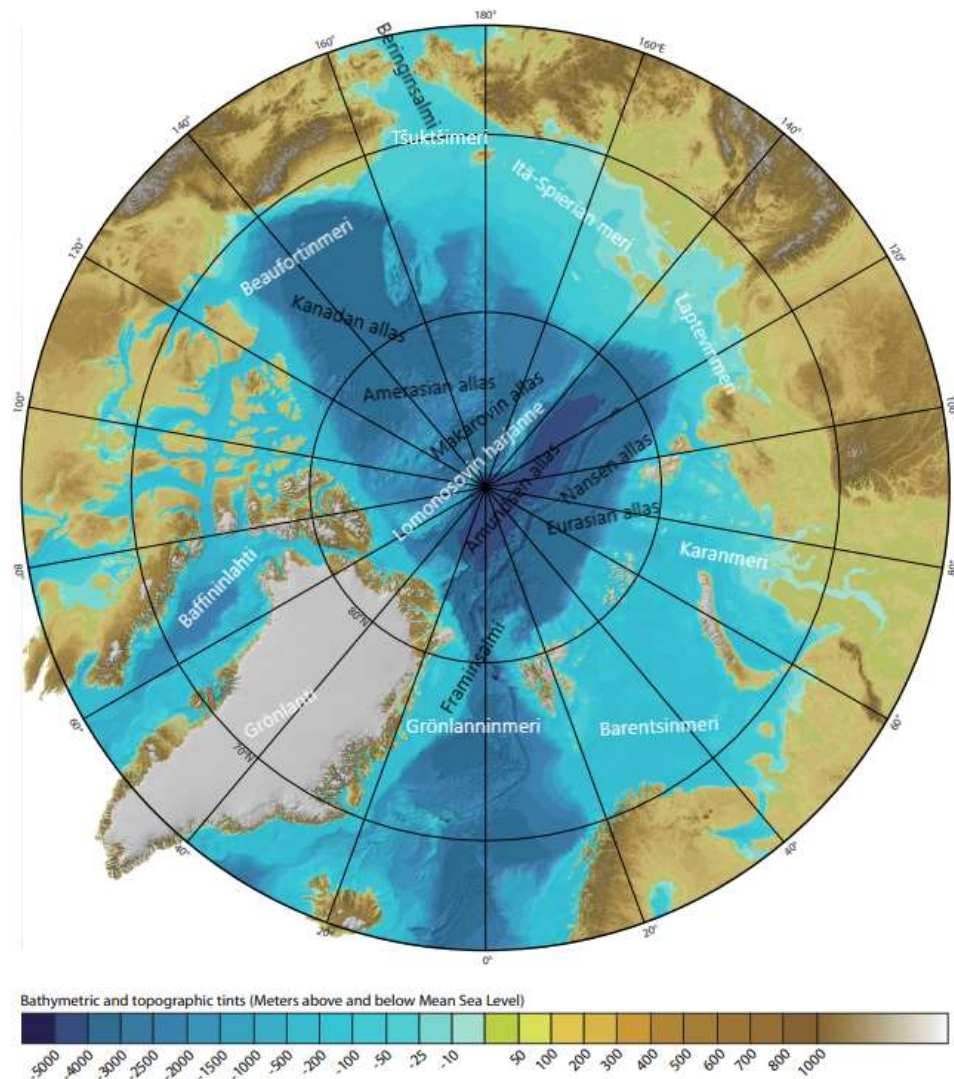
Tässä työssä keskitytään arktisen alueen kvartaarisedimentteihin, noin 2,58 miljoonasta vuodesta nykyhetkeen, niiden kuljetukseen, jotka liittyvät vahvasti arktista aluetta ympäröiviin merivirtoihin ja osin mantereilta, jäätikön kuljetuksen seurauksena kerrostuneisiin sedimentteihin ja niiden piirteisiin. Aihe on valittu mielenkiinnosta tutkia arktista aluetta, sen geologiaa ja sen toimintaa ja historiaa. Tavoitteena on selvittää kvartaariajan olosuhteita ja vaikutuksia arktiseen ympäristöön, sekä sen kehitykseen.

Arktinen alue on maapallon pohjoisin osa, joka on pääosin Jäämeren peittämä ja pohjoisten maarajojen rajaama, Arktiksella sijaitsee pohjoisnapa, maapallon akselin pohjoinen pää. Arktisen alueen lämpötilat vaihtelevat 10°C–50 °C, riippuen vuodenaikasta ja siitä kuinka lähellä pohjoisnapaa ollaan.

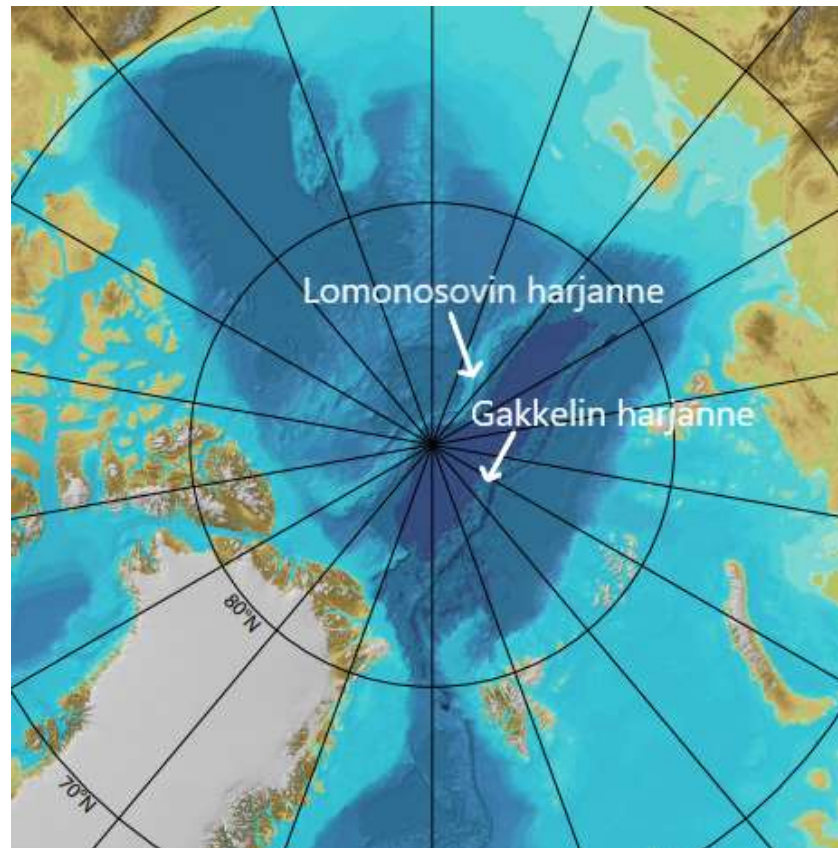
Työ alkaa arktisen merialueen, eli Jäämeren merialueista ja merivirroista ja niiden sedimenttikuljetuksesta, siirtyen kvartaarisedimenttien yhteyteen, liittyen jäätiköitymis-historiaan ja happi-isotooppi (MIS 1-6) vaiheisiin. Työn loppupuolella siirrytään tarkastelemaan sedimentaatioprosesseja ja kerrostumispiirteitä sekä sedimenttien syntyä, sekä glasiaalivaikutteisia syvänmeren sedimenttejä. Työn aihealueeseen liittyy myös sedimenttien tutkimus ja niiden yhteys ilmastoon ja sen historiaan liittyen jäätiköitymis-vaiheisiin ja ikään. Merenpohjan sedimenttien tutkiminen voi antaa paljon tietoa merellisistä ympäristöistä eri geologisina aikoina ja niitä vallinneista ilmastoista. Vaikeuksina arktisen merialueen sedimenttien tutkimuksissa ja tiedon hankkimisessa, ovat kairausnäytteiden vaikea toteutus merenpohjasta, jolloin tiedon hankkiminen ei ole helppoa (Polyak ja Jakobsson 2011).

## 2 ARKTISET MERIALUEET

Arktista aluetta ympäröi Jäämeri ja sen merialueet, joihin arktisen alueen sedimentit ovat muodostuneet, mukaan lukien jäiden sulamisten kautta mereen kulkeutuneet sedimenttiainekset, jotka ovat mereen sitten kerrostuneet. Suuri osa virtaavasta aineksesta arktisen alueen virtauksessa kulkee, jossain vaiheessa Lomonosovin harjanteen läpi (kuva 2), joka sijaitsee keskialueella arktista aluetta ja sen molemmin puolin kaksi muodostunutta meriallasta, Amundsenin allas ja Makarovin allas, joita Lomonosovin harjanne keskellä rajaa. Lomonosovin harjanne muodostui, kun kaksi merenpohjaa alkoi etääntymään toisistaan ja työntyi kohti Barentsin-Karan merta ja rikkoontui 1500 km pituiseksi mannersuikaleeksi myöhäispaleoseenin aikaan (Wilson 1963, Vogt ym. 1979). Myöhäis paleoseeni oli 56,0-59,2 milj.vuotta sitten.



Kuva.1. Arktisen alueen batymetrinen kartta (IBCAO). Valkoisella tekstillä on merkitty suurimmat merialueet ja lahdet, sekä Lomonosovin harjanne. Mustalla tekstillä on merkitty merialtaat ja salmet. Kuvan pohja: IBCAO Version 3.0 (Jakobsson ym, 2012).



Kuva. 2. Lomonosovin- ja Gakkelin harjanne kartalla. kuvan pohja: IBCAO Version 3.0 (Jakobsson ym, 2012)

Amundsenin altaan ja Nansenin altaan välissä kulkee myös Gakkelin harjanne.

Arktisella alueella sijaitsee maailman suurimmat mannerjalustat, jotka ovat kytköksissä Atlantiin ja Tyneen valtamerenmereen Framin ja Beringinsalmien kanssa (Jakobsson 2002, Stein 2008). Framinsalmi yhdistää Atlantin valtamerä Huippuvuorten ja Grönlannin välissä, ja Beringinsalmi yhdistää Beringinmerta Tyynellä valtamerellä. Makeavesi muodostaa suuren vakauden Jäämereen, joka antaa merijään muodostua talvella ja säilyä siellä ympäri vuoden (Rudels, 2022).

Barentsinmeri on yksi suurimmista mannerjalustoista maailmassa, sitä reunustaa Norjan- ja Grönlannin meri lännessä ja Karanmeri idässä, sekä Norjan ja Venäjän maaraja etelässä. Pohjoisessa sitä rajaa Huippuvuoret ja Franz Joosefin maa. Tyypillisesti veden syvyys kouruissa (troughs) vaihtelevat 300–500 m, kun taas matalan meren alueet (banks) vaihtelee 300 m:stä 50 m:iin. Laaja geomorfologinen muodostuma Barentsinmerellä on Bjørnøyrennan kouru, joka on 750 km pitkä ja 150–200 km leveä (Vorren ym. 2011).

Karanmeri on laaja ja matala meri, joka sijaitsee Siperian maarajasta pohjoiseen ja lännessä sitä rajaa Barentsinmeri, sekä Novaja Zemljan saaristo, pohjoisessa Jäämeri ja idässä Severnaja Zemljan saaristo. Idässä Karanmeri on yhteydessä Laptevinmereen Vilkitskiyn salmen kautta, joka on salmi Severnaya Zemlyan ja Taimyrin niemimaan välissä (Prieto, 2018). Karanmeren vedensyvyys keskiarvolta on noin 130 m. Kaksi suurinta Siperian jokea, Ob- ja Jenisei-joki virtaavat Jäämereen Karanmeren pohjalta (Kubryakov ym, 2016).

Karanmeren itäpuolella sijaitsee Laptevin merialue, joiden rajana on Severnaja Zemljan saaristo, Taimyrin niemimaa ja Venäjän pohjoisrannikko. Laptevin mannerjalustan synty liittyi myöhäismesotsooiseen-kenotsooiseen Siperian laatan repeytymiseen arktisen maanosan painumisen aikaan (Safronov ym. 2013). Suurin joki, joka Laptevinmereen virtaa, on Lena-joki, jonka suussa on arktisen alueen suurin delta muodostuma (Kuva. 3. NASA) ja poikkeaa muista deltoista, koska se kuljettaa jäämereen sedimenttiainesta, joka koostuu pääosin orgaanisesta mineraalista (peat), joka sisältää paljon orgaanisia hiili varantoja (Bolshiyarov ym, 2015).



Kuva. 3. Lena-joen delta virtaa Laptevinmereen Siperian rannikolta kuljettaen ja kasaten sedimenttiainesta (NASA).

Itä-Siperian meri lepää Laptevin meren itäpuolella ja niiden rajana on Uuden-Siperian saaret. Meren syvin kohta on noin 155 m ja arvioitu keskisyvyys noin 58 m. Meri on matalimmillaan 9–20 m sen keski- ja länsi osissa (Ghosh, 2021). Itä-Siperian merta



yhdistää Tšuktšimereen Beringinsalmi, joka taas yhdistyy pohjoiseen Tyyneen valtameriin Beringinmeren kautta, joka sijaitsee Kanadan ja Venäjän välillä. Itä-Siperian meri jatkuu Tšuktšimereen ja Beringinsalmeen asti idässä, näiden kahden meren välillä rajaa niitä Wrangelinsaari. Tšuktšimeri katsotaan olevan osittain idässä ja itärajan toisella puolen jatkuen lännessä Aasian ja Pohjois-Amerikan välissä Pohjois-Amerikan saariston rajaan- ja Beaufortinmeren rajaan asti. Suoraan Tšuktšimeren eteläpuolelta kulkee Beringinsalmi. Tšuktšimeri on suhteellisen matala reunameri, ja sen arvioitu keskisyvyys on noin 80 m ja syvin kohta 1 256 m pohjoisosassa (Ghosh, 2021).

Beaufortinmeri meri yhdistyy sen länsipuolella Tšuktšimereen ja se on Yhdysvalloissa sijaitsevan Alaskan ja Kanadan Yukonin pohjoisrannikoista pohjoiseen, jolloin se yhdistyy niistä itäisellä puolella olevan Banksin saareen ja pohjoisemmalla sijaitsevan Prinssi Patrikin saareen. Kanadan pisin joki, Mackenzie-joki virtaa Beaufortinmereen Tuktoyaktukin läntiseltä puolelta, lisäksi muita huomattavia jokia, kuten Alaskan Kongakut ja muutamia Yukonin jokia. Beaufortinmereen on myös arvioitu vuosittain virtaavan Mackenzie-jokea pitkin noin 15 milj. tonnia sedimenttejä, jotka ovat hyvin kalsiitti ja dolomiitti pitoisia (Ghosh, 2021).

Grönlanninmeri sijaitsee Grönlannista itään ja itärajana pidetään Huippuvuoria. Pohjoisessa sitä rajaa Jäämeri ja Framinsalmi, joka niitä erottaa. Grönlanninmeren itäisellä puolella sijaitsee Barentsinmeri ja eteläisellä puolella Norjanmeri. Grönlannin meri on toiseksi suurin arktisen alueen meristä Barentsinmeren jälkeen. Sen keskisyvyys on noin 1 444 m, ja maksimi tilavuus 1.75 milj. km<sup>3</sup> (Misachi, 2021).

Arktiseen alueeseen kuuluu lisäksi muita pienempiä merialueita kuten, Lincolnin reuna meri Grönlannin pohjoispuolella sijaitsevasta Cape Morrisonista Kanadan Cape Columbiaan, Ellesmeren saaristossa, joka on meren länsirajana. Näiden välissä Lincolninmeri jatkuu etelään päin Naresinsalmen kautta Baffininlahteen. Lisäksi arktiseen Jäämereen kuuluu myös Vienanmeri Venäjän Kuolan niemimaan Eteläpuolella, joka yhdistyy sitä pohjoisempana sijaitsevasta Barentsinmerestä pitkän ja ohuen Gorlo salmen kautta toisiinsa.

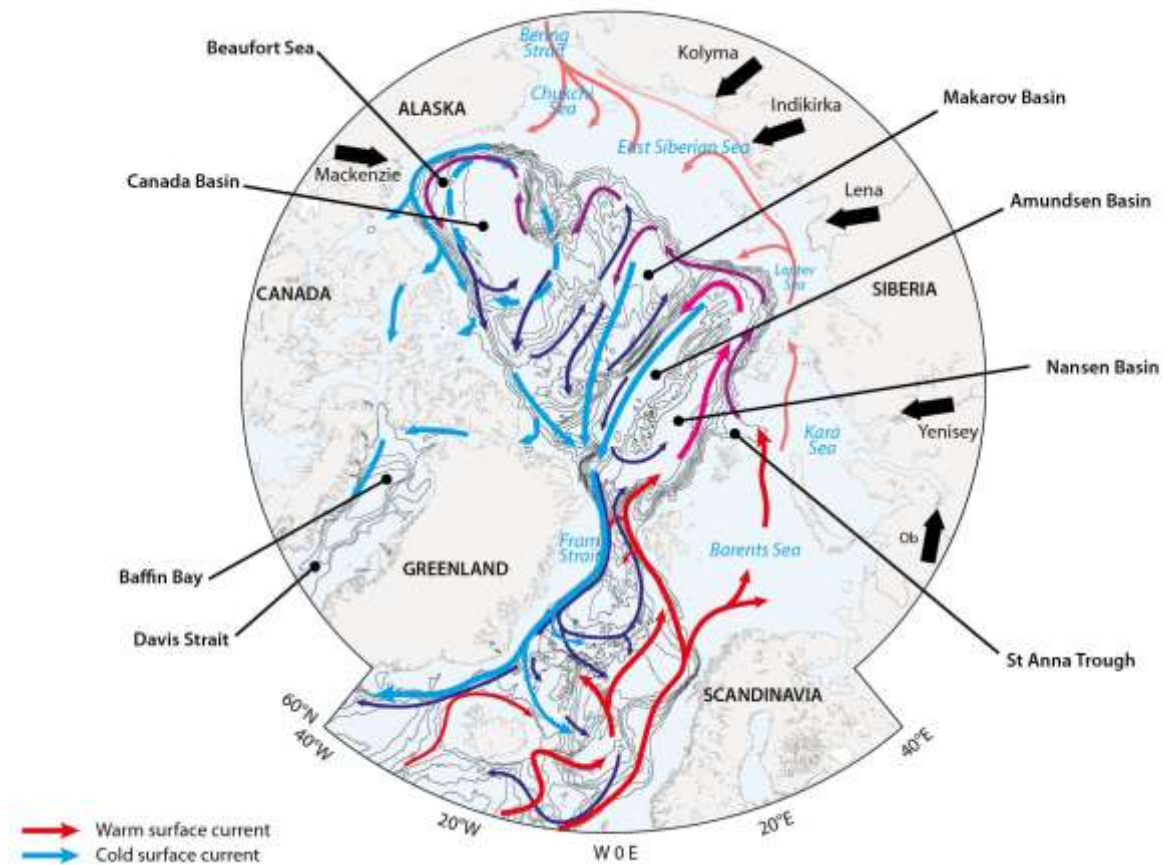
## **2.1 Merialtaat**

Merialtaat ovat meren syvempiä kohtia, joita rajaa mannerjalustat ja reunameret. Arktisen pohjan/altaiden historia on kenotsooiselta aikakaudelta (noin 65 milj. v. sitten) ja se

tunnetaan suurelta osin geofysikaalisen datan avulla. Seismisistä ja aeromagnetisista mittauksista saadusta datasta on selvinnyt, että Euraasian allas muodostui merenpohjan repeytymisen tuloksena Nansen- ja Gakkelin harjanteiden akselisuuntaa pitkin. Repeytyminen alkoi Aasian mantereen reunan alta, josta sen pohjoisen mantereen ohut reuna kappale irtaantui ja ajautui pohjoisemmas, muodostaen Lomonosovin harjanteen. Lomonosovin harjanne erottaa Jäämerta kahteen fysiograafisesti erilaisiin altaisiin, jotka ovat Euraasian allas Euroopan puolella harjua ja Amerasian allas Amerikan puolella. Pienin Jäämeren sub-altaista on Nansenin allas ja se sijaitsee Gakkelin harjanteen ja Euraasian mannerjalustan välissä (Ostenso, 2022). Lomonosovin harjanteen ja Gakkelin harjanteen välissä sijaitsee Amundsenin allas, se kulkee pohjoisnavan läpi ja sen syvin kohta on noin 4.4 km, joka tekee siitä jäämeren syvimmän syvyystasangon. Amerasian allas jakautuu kahteen erilaiseen altaaseen, joita jakaa Alpha Cordillera harju, se on laaja submariininen vuorijono, jonka korkeus merenpohjasta ylittää 1,4 km korkeuteen. Makarovin allas sijaitsee Alpha harjun ja Lomonosovin harjun välissä ja sen merenpohjan syvyys on noin 3–4 km. Suurin sub-altaista Jäämerellä on Kanadan allas, joka ylittää jopa 1 126.5 km Beaufortin mannerjalustalta Alpha harjuun asti. Sen suhteellisen tasainen pohja laskee loivasti idästä länteen, missä sen katkaisevat jyrkänteet. Kanadan altaan keskisyvyys on noin 3,8 km (Ostenso, 2022).

## 2.2 Merivirrat ja sedimenttikuljetus

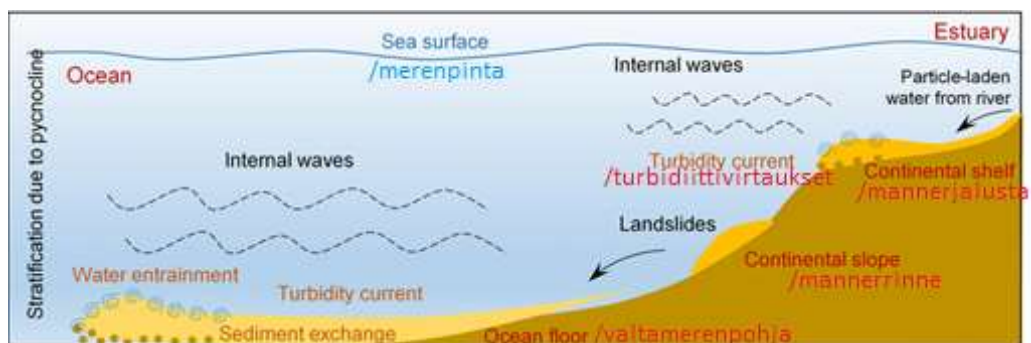
Arktisia merivirtoja kuljettaa ja ohjailee tuuli ja vedentiheyserot. Virtausten nettoefektiä ei kunnolla tunneta, mutta kylmyydellä on muokkaava vaikutus näiden virtojen kiertoon. merenpinnan veden liikkeitä on pystytty myös tulkitsemaan jäiden ajelehtimisen avulla. Suurin silmiinpistävä pintavesien kierron piirre on myötäpäivään pyörivä pyörrevirta (gyre), joka kattaa melkein koko Amerasian allasta (Ostenso, 2022). vähäsuolaisen veden virtaus pohjoiselta Tyyneltämereltä Beringinsalmen kautta ja vähäsuolaisen veden virtaus Norjan rannikon virtauksista vaikuttavat Jäämeren olosuhteisiin. haihtuminen ja jokien veden kuljetus lisäävät makeaa vettä, joka vaikuttaa veden vähäsuolaisuuteen, jonka vuoksi Jäämeren jäätyminen on mahdollista (Rudels, 2022).



Kuva 4. Arktisen alueen veden virtaus ja kierto. Sinisellä katkoviivalla on merkitty Beaufortin pyörre (Beaufort gyre). Punainen nuoliviiva näyttää lämpimän pintavirtauksen ja sininen nuoliviiva näyttää kylmän pintavirtauksen. Kuva: (AMAP Assessment 2018: Arctic Ocean Acidification).

Nykyään kaksi suurinta virtaus systeemiä ohjailevat pintavesien virtausta Jäämerellä: antisyklinen Beaufortin pyörre ja TPD (transpolar drift) Euraasian altaassa, joka myös kuljettaa merijäätä Siperian mannerjalustoilta Jäämeren keskialueelta Framinsalmeen (Stein, 2008). Merijää on myös tärkeä tekijä sedimenttien kuljetuksessa mannerjalustoilta Jäämereen, sekä sen läpi ja pois sieltä (Stein, 2008). Jäämereen laskeutuvat joet kuljettavat suuren määrän liuennutta ja kemiallista ainetta, kuten alkuaineita, piiklastisia ja orgaanisia materiaaleja jne. mannerjalustoille, missä se kerääntyy ja kasaantuu, tai kulkeutuu edelleen eri mekanismien, kuten merijään, jäävuorien, turbidiittivirtausten avulla jne. kohti avointa merta (Stein, 2008). Jokien johtamat materiaalit liittyvät suuresti arktisen Jäämeren sedimentti- ja kemikaali osuuteen, lisäksi eri joet kuljettavat suspensionaalisia materiaaleja, joilla on erilaisia mineralogisia ja geokemiallisia piirteitä, riippuen niiden lähtöalueen geologiasta. Näitä materiaaleja (kuten, savimineraalit, raskasmineraalit, sekä pää-, sivu- ja harvinaiset maametalli alkuaineet REE) voidaan käyttää tutkittaessa tiettyjä sedimenttien lähtö

alueita ja terrigeenisten materiaalien polkuja, joita pitkin ne ovat kulkeneet valtameressä (Stein, 2008). Tekijät, jotka kontrolloivat terrigeenisen materiaalin kulkeutumista ja kerrostumista mannerhyillyille, mannerrinteille ja Jäämeren syvimpiin osiin ovat, jokikuljetus, rannikoiden eroosio, merijää ja jäävuoret, merivirrat, gravitaatiovirrat (kuten, turbidiitti- ja debrisvirtaukset) ja vähän vähemmän vaikuttava eolinen partikkelien kuljetus. Kuljetusprosessiin vaikuttaa paljon raekoko. Hienorakeiset sedimentit, kuten savimineraalit liikkuvat helposti ja kulkeutuvat veden mukana pitkiä matkoja syvään meren pohjaan. Toisaalta raskasmineraaleille tärkeimmät kuljetus systeemit ovat merijäää ja jäävuoret. Kaikista tärkeimmät sedimenttiä kuljettavat prosessit, jotka kontrolloivat terrigeenisen sedimentin ja orgaanisen karbonaatin kerrostumisen Jäämereen, ovat kuitenkin jokien materiaalin kuljetus ja rannikoiden eroosio, joista erodoituvat materiaalit kulkeutuvat ja kerrostuvat Jäämereen virtauksia pitkin (Stein, 2008). Arvio vuosittaisesta merijäästä peräisin olevasta sedimentistä, jotka kulkeutuvat arktisista mannerhyillyistä Jäämereen on noin  $14 \times 10^6$  tonnia, joista Laptevin- ja Karanmeri ovat tärkeimmät lähdealueet merijään sedimenteille (Eicken, 2004). Tämä arvio kuitenkin vaihtelee tehtyjen tutkimusten perusteella. Suuri osa merijäähän päätyvästä sedimentistä, jotka lähtevät arktisista mannerhyillyistä, niiden kulkeutuminen liittyy keskisen Jäämeren TPD-kuljetukseen Framinsalmea kohti. Alueilla, joissa jään sulaminen on voimakasta, kuten Framinsalmella ja Norjan/Grönlanninmeressä, sedimenttien partikkelit vapautuvat ja kerrostuvat merenpohjaan (Wollenburg, 1993). Ulompaa Karanmerta karakterisoi kaksi pohjoiseen suuntaavaa morfologista painauma, St. Annan kouru (syvin kohta 600 m) ja Voronin kouru, joita erottaa keskinen karan tasanne. St. Annan kouru kuljettaa suuren määrän vettä, sedimenttiä ja merijäätä Barentsin-Karanmeren ja Jäämeren välillä (Wahsner ym, 1999). Jäämeren syvimmissä kohdissa eli merialtaissa, sedimenttejä kuljettaa ja kerrostaa turbidiittivirtaukset, joissa tapahtuu pyörteentapaisia virtauksia, jotka kuljettavat ja kannattelevat sedimenttiainesta turbulenssin avulla.



Kuva 5. Sedimenttien kulkeutuminen joesta mannerhyillyille, rinteille ja sieltä merenpohjaan turbidiittivirtausten ja gravitaatiovirtausten avulla. Kuva muokattu He ja Zhao (2021) mukaan.

### 3 KVARTÄÄRISEDIMENTIT JA NIIDEN LIITTYMINEN ILMASTO- JA JÄÄTIKÖITYMISKEHITYKSEEN

Jäämeren pysyvän jääpeitteen takia, biologisen materiaalin tuottavuus on alhaista verrattuna muihin valtameriin (<10 %). Sedimentit Jäämeressä koostuvat pääasiassa terrigeenisestä materiaalista ja biogeeniset partikkelit ovat vain pieni osa niitä (Wahsner ym, 1999). Joissakin Jäämeren osissa kuitenkin orgaanisen karbonaatin osuus voi olla kuitenkin 10–20 %, esimerkiksi Gakkelin harjanteella ja itäisellä Lomonosovin harjanteella. Arktiset sedimentit sisältävät myös pohjaeliöstöllistä ja planktonista huokoseläimellisyyttä, äyriäisiä, nilviäisiä ja muita organismeja (Cronin ym, 1995).

Jäämeri koostuu pääasiassa syklisesti vaihtelevista kerroksista, joissa on erilaiset litologiset -, kemialliset ja paleo – biologiset piirteet. Tyypillisesti voidaan erottaa kolmea erilaista sedimenttityyppiä, jotka vastaavat interglasiaali/interstadiaali, deglasiaali (jäävuori vallitseva), ja täysiglasiaali ympäristöjä (Jakobsson ym, 2000, Polyak ym, 2004, O'Regan ym, 2008, Adler ym, 2009, Sellén ym, 2010, Stein ym, 2010, Yurco ym, 2010). Interglasiaali- ja suuri osa interstadiaali-ajan sedimenteistä, mukaan lukien ylin osa holoseeni ajan yksiköstä, on tunnistettavissa esimerkiksi ruskehtavasta väristä, jonka aiheuttaja oletettavasti on korkea mangaani pitoisuus. alhaisesta keskivertoon hiekka pitoisuuteen ja irtotiheyteen, runsas mikrofossiilien määrä ja yleisesti huokoseläimellisen kalsiitin korkea  $\delta^{18}\text{O}$  ja  $\delta^{13}\text{C}$  pitoisuus. Näistä päätellyt korkeammat biologiset koostumukset sedimenteissä, ovat yhteydessä avoimempien jääolosuhteiden ja/tai korkeampien biogeenisten materiaali virtojen kanssa mannerjalustoista, lämpimämpien aikojen kanssa (Jakobsson ja Polyak 2011). Merijää sedimenttien mineralogia voi vaihdella ajan ja paikan vaikutuksesta. Kvartäärikaudella jääpeitteet kehittyivät ja vetäytyivät korkeiden leveysasteiden rajojen yli glasiaali-interglasiaali-ajanjakson aikaan. sedimenttimassat, kuten debrisvirtaukset ja turbidiittivirtaukset edustavat tärkeää sedimenttien kuljetus- prosessia, kuljettaen suuria määriä sedimenttiä submariinisiin ympäristöihin. Syvällä arktisissa altaissa, turbidiittivirrat ovat voineet olla tärkein tekijä sedimenttien kerrostumiseen (Stein, 2008). Jääpeitteiden liikkeiden ja niiden välissä olevien ei aktiivisten aikojen vallitessa, jää on liikuttanut ja kasannut sedimenttiä erilaisilla tavoilla, kuten esimerkkinä Barentsinmerta vallinnut jääpeite, jolloin esimerkiksi Barentsinmeren jääpeitteen reuna on voinut rikkoutua kahdesti myöhäis-Veikselin aikaan. Keskimääräisesti yksi suuri debrisvirtaus noin 18 km<sup>3</sup> sedimenttiä on voinut vapautua 35–75 vuoden välein viimeisen jääkausi maksimin aikaan (Laber ja

Vorren, 1995). Illiitti varannot Barentsinmeren kvartaari moreeneissa sisältävät jopa 60 % Illiittiä (Wahsner ym, 1999).

Sedimenttien kerrostumissekvenssien korrelointi kairasydänten välillä, suhteellisen suurilla spatiaalisilla etäisyyksillä on mahdollista käyttämällä jatkuvia kairareikä-tuloksia sedimenttien litologisista, magneettisista ja fysikaalisista ominaisuuksista ja niiden mikrofaunallisista koostumuksista. Riippuen siitä, kuinka vahva stratigraafinen korrelaatio on, tätä lähestymistapaa voidaan käyttää syndepositiosedimenttien tunnistamiseen ja eri kairanreikistä johdettujen ikämerkkien yhdistämiseen (O'Regan, 2011). Sedimenttien raekoot voivat edustaa myös eri aikakausien olemassaoloa. Esimerkiksi merellisten happi-isotooppi vaiheiden (MIS) 6/7 rajalla voidaan erottaa selvä muutos sedimenttien raekoissa, josta voidaan nähdä hiekan olemassaolon vaihtelut glasiaali- ja stadiaali-aikana. MIS 6/7 rajan alapuolella, vaihtelut karkearakeisten rakeiden fraktiot ovat heikommin havaittavissa, mutta selvät vaihtelut silttien raekoko fraktioissa nähtävissä, joiden vaihtelut edustavat glasiaali ja interglasiaali aikaa (O'Regan ym, 2014). O'Regan ym, 2008 mukaan, MIS 6 edustaa viimeisintä aikaväliä, jossa  $>63 \mu\text{m}$  raekoko fraktiot ovat jatkuvasti korkeita ( $>10 \%$  wt), ja merkitsee alueellista karkearakeisen materiaalin kulkeutumisen kasvua Lomonosovin harjanteelle, joka taas viittaa kylmempään glasiaalis- ajanjaksoon.

Mikrofossiileita tutkittaessa, tyypillisesti ylin osa (5–15 cm) tutkituista kairasydämistä koostuvat sedimentistä, joka on ruskeaa savea, jossa esiintyy kalkkipitoisia nanofossiileita ja karkearakeinen fraktio, joka koostuu planktonisesta ja pohjaeliöllisistä huokoseliöistä, sekä muista biogeenisistä materiaaleista (Cronin ym, 1995). Biogeenisesti rikkaan sedimentin alapuolella, voidaan yleensä löytää 20–30 cm oliiviharmaata savea tai silttistä savea, jossa ei ole kalkkipitoisia nanofossiileita ja muita biogeenisiä materiaaleja. Sedimentti on silisiklastista materiaalia, enimmäkseen kulkeutunut jääkuljettamana debriksenä, IRD:nä. Voi olla, että Jäämeren keskiosa oli epäelollinen kattaen viimeistä glasiaalis- ajanjaksoa 30,000–13,000 vuotta sitten, kun Jäämeren biogeeninen sedimentin tuotto väheni glasiaalis- ajanjakson aikaan (Cronin ym, 1995).

Lisäksi sedimenttien hivenalkuaineita tutkimalla saadaan lisää tietoa arktisesta alueesta, koska se tuo tietoa partikkelien alkuperästä ja epäsuoraa tietoa virtausten kierrosta, vaikkakin niiden lähteitä on parempi ymmärtää käyttäen apuna sedimenttien isotooppi koostumuksia. Esimerkiksi savimineraalien koostumus ja Nd- ja Pb-isotooppi

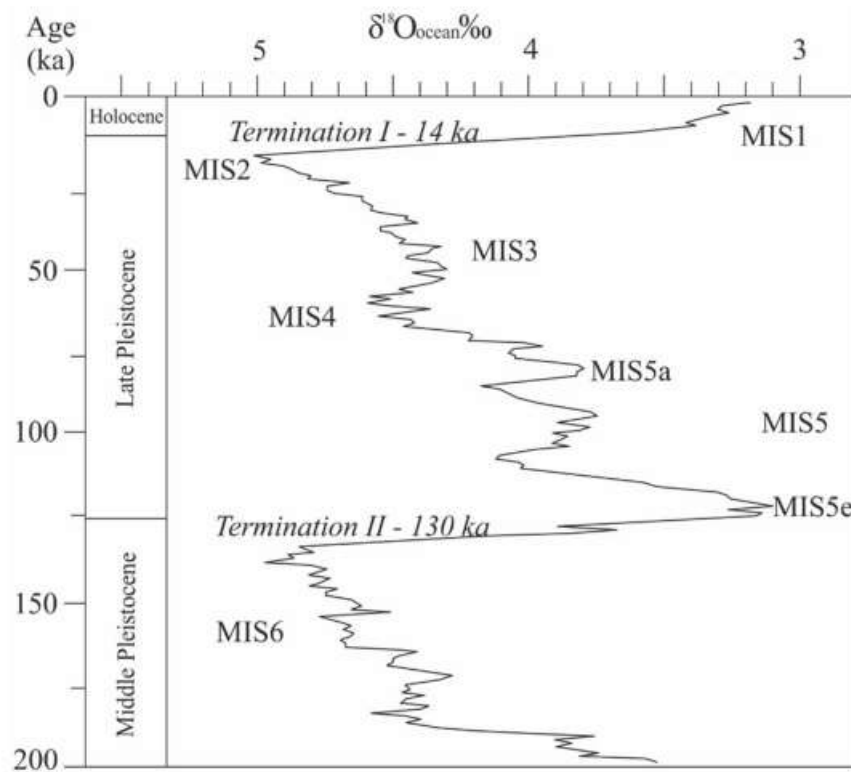
koostumukset kuvaavat systemaattisia muutoksia kvartaarikaudella. Mineraloginen kokonaiskoostumus kasvaa karbonaattimineraalien ja silikaattien suhteessa, interglasiaali ja deglasiaali aikoina (Fagel ym, 2014). Ortiz ym, mukaan 2006, 2005 Healy-Oden Trans-Arctic Expedition (HOTRAX) kairasydän tutkimuksesta saatujen tutkimusten perusteella, jotka kattoivat Alpha-Mendeleev- ja Lomonosov harjuja, tuottivat ennätysellisen määrän kairasydän tietoa suurelta osalta arktista merenpohjaa. XRD-diffraktiodatan avulla saatujen ja komponenttianalyysiä käyttäen saatujen tulosten perusteella kairasydämistä, jotka saatiin tärkeimmistä Jäämeren harjuista, poimivat komponentteja, jotka on tulkittu liittyviksi smektiitti-kloriittiin (53 %), illiittiin (39 %) ja goetiittiin (4 %) ja jotka muodostivat 95 % datan varianssista. Kaksi näistä ensimmäisestä komponentista pystyttiin käyttää rekonstruoktimaan Mn oksidin vaihteluita sedimentissä, joista voitiin päätellä glasiaali ja interglasiaali ajanjaksojen aikavälejä. Kairasydän analyysit näiden komponenttien avulla tuottivat myös tietoa smektiitti-kloriitista, jonka pitoisuus on korkealla interglasiaali- ja interstadiaali aikana, kun Mn-pitoisuus sedimentissä on myös korkealla, sekä illiitti ja geotiitti, jotka ovat maksimissaan glasiaali- ja stadiaali aikoina, kun Mn-pitoisuus sedimentissä on alhaisimmillaan. Näiden vaihteluiden katsotaan olevan tulosta glasiaali vastaan interglasiaali sedimentaatioiden olosuhteista, kuten pohjaveden muutokset Beaufortin pyörteen ja TPD:n vuorovaikutuksessa.

Kaiken kaikkiaan interglasiaali/interstadiaali kerrostumat ovat tunnistettavissa yleisesti matalammasta terrigenousistä materiaalista, jossa karkearakeisia fraktioita ( $>63 \mu\text{m}$ ), korkeammista planktonisista huokoseliöstöstä- ja kalsiittisista nanofolliisista sedimenteistä, joissa kohonneet  $^{10}\text{Be}$  pitoisuudet. Lisäksi Mn korkeampi pitoisuus interglasiaali/interstadiaali sedimenteissä, joka tuottaa niihin tumman ruskean värityksen, joka voidaan selvästi nähdä holoseeni ajan kerrostumissa ja niissä kerrostumissa, jotka liittyvät MIS 5.1, 5.3 ja 5.5: seen. (O'Regan ym, 2008).

### 3.1 Merisedimenttien happi-isotooppi (MIS)-vaiheet

MIS vaiheet (engl. marine isotope stages) kuvaavat eri aikoina happi-isotooppi  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  suhteita meressä. Nämä isotoopit kuvastavat planktisen ja pohjaeliöstöllisen huokoseläinten kalsiumkarbonaattikuorien  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotooppi suhteita ja näiden mukaan kylmiä ja lämpimiä ajanjaksoja globaalissa ilmastossa. Kylmempien/jääitikkö ajanjaksojen aikana jääpeitteet kasvavat, joka johtaa  $^{18}\text{O}$  rikastumiseen valtamerissä, kun

taas  $^{16}\text{O}$  on loukussa jäissä. Lämpiminä/interglasiaali ajanjaksoina jäätiköt sulavat ja vapauttavat suuren määrän  $^{16}\text{O}$  takaisin mereen Näitä happi isotooppien vaihteluita kuvataan kuvaajalla eri vaiheina - marine isotope stages (MIS). Imbrie ym, (1984) kehitti staattisesti kasautuvan happi isotooppi kuvaajan standardiseksi globaaliksi isotooppi kuvaajaksi viimeisille 1 miljoonalle vuodelle – SPECMAP (standard chronology for the oxygen isotope records). (Kaparulina, 2018).



Kuva 6. ( $\delta^{18}\text{O}$ ) isotooppi meressä näyttää ilmaston vaihtelut 200 tuhannen vuoden aikana, jotka jaetaan MIS 1-6 vaiheisiin keski–myöhäis- pleistoseenin aikaan. (Kaparulina, 2018).

Euraasian jääpeitteen maksimit ovat jaettu neljään aikakauteen; (1) myöhäis- Saalian (>140 000 vuotta), (2) aikais- Veiksel (100–80 tuhatta vuotta), (3) Keski-Veiksel (60–50 tuhatta vuotta) ja (4) myöhäis- Veiksel (25–15 tuhatta vuotta) (Svendsen ym, 2004).

Myöhäis-Saalian (MIS 6) jääpeite oli laajin kvartaarikauden jäätikkö arktisella alueella. Sen aikana saattoi suuri jäähyllä reunustaa Barentsin-Karanmerta ja se saattoi yltää jopa Jäämeren keskialueeseen asti (Polyak ym 2001). Korkeat IRD arvot MIS 6 aikaan vastaavat laajaa Saalian glasiaatiota, jolloin Barentsin-Karan jääpeite kasvoi pitkälle Euraasian mannerta (Svendsen ym, 2004). Korkeiden IRD arvojen matalammat pitoisuudet Eemian interglasiaalinen (MIS 5e) vaihtuessa noin 130 tuhatta vuotta sitten,



viittaavat lämpimämpään ajanjaksoon, vahvojen sulavesien matalan happi ja hiili isotooppien arvojen perusteella planktisissa huokoseläimissä. Aikais- Veikselin glasiaatiota seurannut lämpimä interstadiaalikausi noin 85–75 tuhatta vuotta sitten (MIS 5a), kun keski-Taimyrilla vaikutti mariininen tulviminen glasiostaattisesti painuneella alueella. MIS 4–3 (72–25 tuhatta vuotta) keski-Veikselin aikaan, noin 78 tuhannen vuoden deglasiatio piikistä nähdään, että huokoseläinten määrän runsaudet osoittavat nousua, kun taas IRD-pitoisuus vähenee. Myöhäis- Veikselin aikaan (20–15 tuhatta vuotta) eteläinen ja itäinen kylki Barentsin-Karan jääpeitteestä vetäytyi merenpohjaan kaakkoisella Barentsinmerellä ja läntisellä Karanmeren mannerhyllyllä (Svendson ym, 2004).

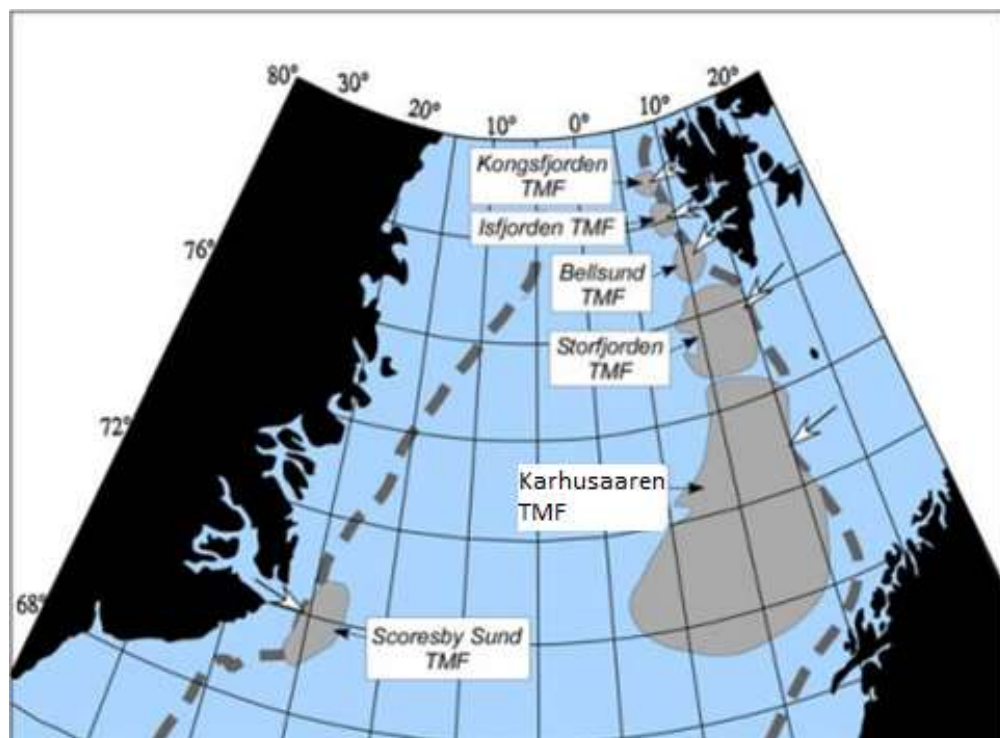
## **4 ARKTISTEN MERIALUEIDEN SEDIMENTAATIO PROSESSIT**

Sedimentaatioprosesseihin kuuluu kaikki sedimenttejä muodostavien partikkelien kuten terrigeenisten (epäorgaaninen aines, mineraali ainekset) ja orgaaniset ainekset kuten esimerkiksi (orgaaninen kalsiitti) kulkeutuminen ja kasaantuminen yhteen sedimenteiksi. Suurin prosessi arktisilla merialueilla näistä ovat kanavaasuun viuhkojen muodostuminen ja jäätikönpohjaamisvyöhyke. Nämä prosessit mahdollistavat jo aikaisemmassa kappaleessa mainitut (2.2) (sedimenttien eroosio lähdealueilta ja niiden kulkeutuminen mannerjalustoja pitkin, esimerkiksi gravitaativirtausten mukana muodostuvat sedimentit, jotka kulkeutuvat ja kasaantuvat merenpohjaan, sekä jäätiköiden ja jäävuorien eroosioitunut ja kuljettautunut sedimentti) kerrostumisen. Näihin kuljetusprosesseihin liittyen arktisilla merialueilla vallitsee kanavaasuunviuhkojen ja jäätikön pohjaamisvyöhykkeen sedimentaatio prosessit, jotka muodostuvat merenpohjassa.

### **4.1 Kanavaasuun-viuhkat (TMF) ja jäätikön pohjaamisvyöhyke (grounding zone)**

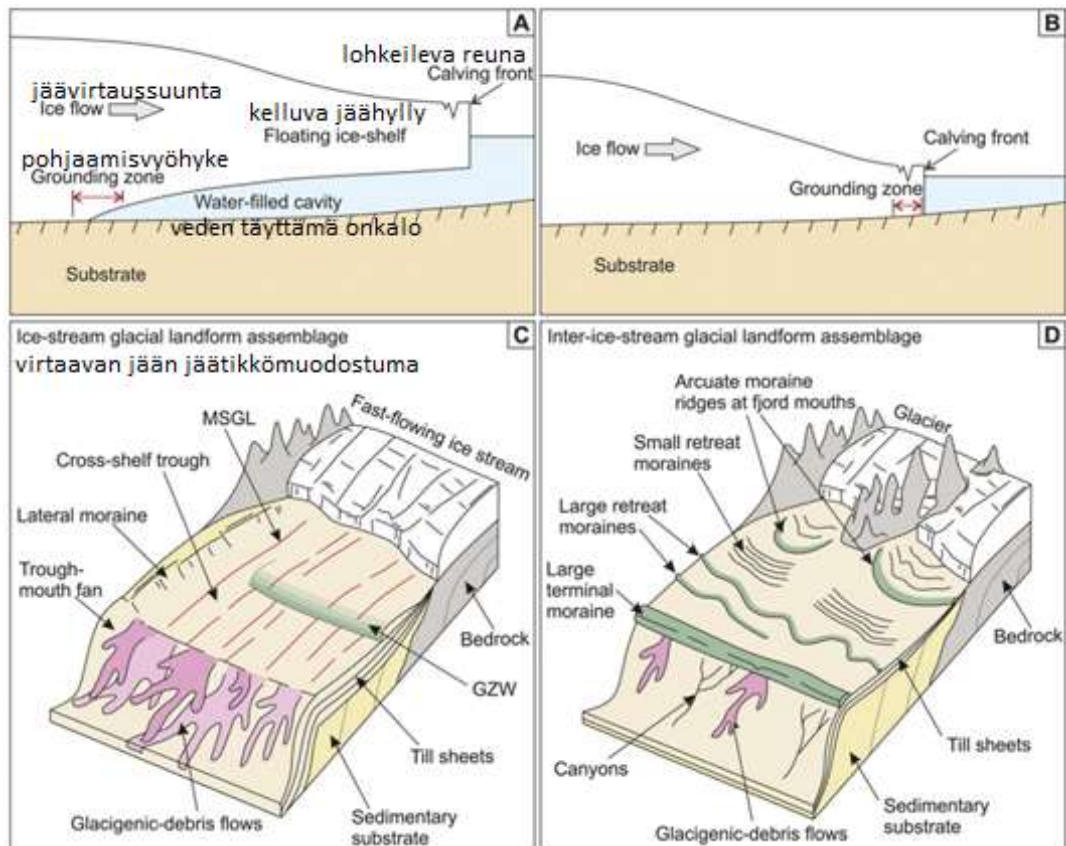
Mannerjalustoiden glasiaalisesta historiasta saadaan tietoa tutkimalla kanavaasuun-viuhka systeemien kehitystä (Trough Mouth Fan) (TMF) (Stein, 2008). Näiden geologisten muodostumien morfologiaa voidaan tutkia geofyysisten mittausten avulla, sekä niiden sedimenttiainesten mineralogaa kairausten avulla. Avainkomponentti TMF-muodostumille esimerkiksi polaarilla Pohjois-Atlantilla ovat debrisvirtaukset, mutta myös muut prosessit, kuten suspensionaalisten sedimenttien kasautuminen turbidiittisista sulavesi-pluumeista voivat vaikuttaa viuhkojen muodostumiseen (Cofaigh ym, 2003). Kanavaasuun-viuhkat ovat sedimenttien kerrostumiskeskittymiä ehtyvien jäävirtausten edessä, jotka ovat virranneet suurien jäätiköiden virtauksista. Kun sedimentit kerrostuivat mannerrinteelle jään virtauksista, lähtivät ne uudelleen liikkeelle ja jatkoivat matkaa alarinteelle debrisvirtauksina muodostaen viuhkamaiset rakenteet. keski/myöhäispleistoseenin aikaan kanavaasuun-viuhkat olivat myös pääalueita makean veden syötölle valtameren jäätiköiden reunoilla(jäävuorina). TMF:ää tutkimalla saadaan myös tietoa monista jäävirtauksista ja niiden nopeuksista (Vorren ym, 1998).

Esimerkiksi Barentsinmerellä sijaitsee Karhusaaren kanavasuun-viuhka (TMF), joka on suuri submariininen viuhka Barentsinmeren lounaispuolen mannerrinteellä. Viuhkan morfologiaa ohjailee laajat debrislohkot sisältäen glasiogeenisiä sedimenttejä, jotka liikkuvat alas painovoima virtausten vuoksi ja kerrostuivat. Viuhkan koko on maksimi leveydeltään ja pituudeltaan 800 ja 700 km ja paksuus noin 4 km (Laberg ja Vorren, 1995). Viimeisen jäätymis- maksimin aikaan (LGM), jään laajeneminen Barentsinmeren länsi- ja pohjois- mannerhyllyn reunalle, indikoi runsasta sedimenttien virtausta ylärinteeseen, muodostaen nuorimmat glasiaaliset muodostumat kanavasuun viuhkoihin (TMF) (Patton ym, 2022). Avainkysymys, kun tutkitaan TMF kehitystä on se, että onko kehitykselle tarpeeksi sedimenttiä, joka voi muodostaa viuhkamudostuman (rinteen gradientti ja tektoniset olosuhteet vaikuttaen tähän myös). TMF muodostumat liittyvät läheisesti mannerhyllyn kohtaan, jossa jäävirtaukset kulkevat pääasiassa sedimenttissä maastossa, joko sedimenttikivinä tai konsolidoimattomina kvartääri sedimentteinä. Nämä sedimentit ovat herkästi alttiita eroosiolle ja liittyvät herkästi subglasiaalisesti muodostuviin kerroksiin. TMF muodostumat suosivat olosuhteita, joissa rinteen kaltevuus on matala, noin ( $<1^\circ$ ), sekä tektonisesti passiiviset olosuhteet, helposti eroosioituvat ja muuntautuvat sedimentit mannerjalustalla ja suuri sedimenttien saanto mannerjalustan reunalle, sekä itsessään laaja mannerjalusta (Cofaigh ym, 2003).



Kuva 7. TMF:t Barentsinmerellä. Suurin TMF karhusaarien viuhka. Viuhkat kuvastavat sitä, mistä Svalbard- ja Barentsinmeren palae-jäävirtaukset muodostuivat läntiselle jäähyllyn reunalle. Kuva muokattu Ingólfsson (2011) mukaan.

Grounding zone eli jäätikönpohjaamisvyöhyke on merijäätä päättävän jääpeitteen vaihtumisvyöhyke, jossa jääpeitteen pohja lakkaa olemasta kontaktissa alla olevan substraatin kanssa, eli jossa jääpeite menettää kontaktin meren pohjan kanssa. Nämä mereen päättyvät jäätiköt voidaan ryhmitellä jäähyllymarginaaleihin, joissa kelluva jää ulottuu muutaman - usean sadan kilometrin päähän pohjavyöhykkeestä ja sellaisiin jäätiköihin, joissa on vuorovesimarginaalit ja joista puuttuu kelluva jääpeite pohjavyöhykkeen ulkopuolella. Jäähyllymarginaaleissa veden täyttäneet onkalot, jotka ovat lähellä pohjavyöhykettä, voivat olla satoja metrejä rannikosta merelle, ulottuvat pohjavyöhykkeeltä kelluvan jäähyllyn etupuolelle. Jäätikönpohjavyöhyke on myös kohta, jossa jää ja sulavesi kulkeutuvat jääpeitteeltä merelliseen ympäristöön (Batchelor ja Dowdeswell, 2015). Grounding zone-kiilat (GZW) ovat sedimenttien keskittymiä, jotka muodostuvat glasiogeenisen debriksen nopeasta kerrostumisesta jäätikön pohjaamisvyöhykkeessä, jossa vetäytyvä jäähyllä pysähtyy paikalleen. GZW:t muodostuvat subglasiaalisen deformaation virtauksesta. GZW:t edustavat siis geologisia jaksollisia jään vetäytymisiä ja pysähtymisiä jäätikön pohjavyöhykkeessä. Moreeni harjanteet ja jäätikön suuntaiset viuhkat voivat myös kasvaa pohjaamisvyöhykkeessä jäähyllyn ollessa pysähtyneenä, mutta nämä muodostumat vaativat huomattavan pystysuoraa kerrostumis- tilaa tai sedimenttiä, joka on lähtöisin sulajää virtauksista. Karkearakeiset sedimentit, jotka vapautuvat pohjan sulamisen kautta pohjavyöhykkeessä ja jäätikön alla, muodostavat merisedimenttien yksiköitä, jotka koostuvat hiekasta, mudasta, sorasta ja moreeni partikkeleista, kun taas hienompi aines muodostaa sedimenttipeiton suspensio virtauksessa poistuvien partikkeleiden läpi (Batchelor ja Dowdeswell, 2015).

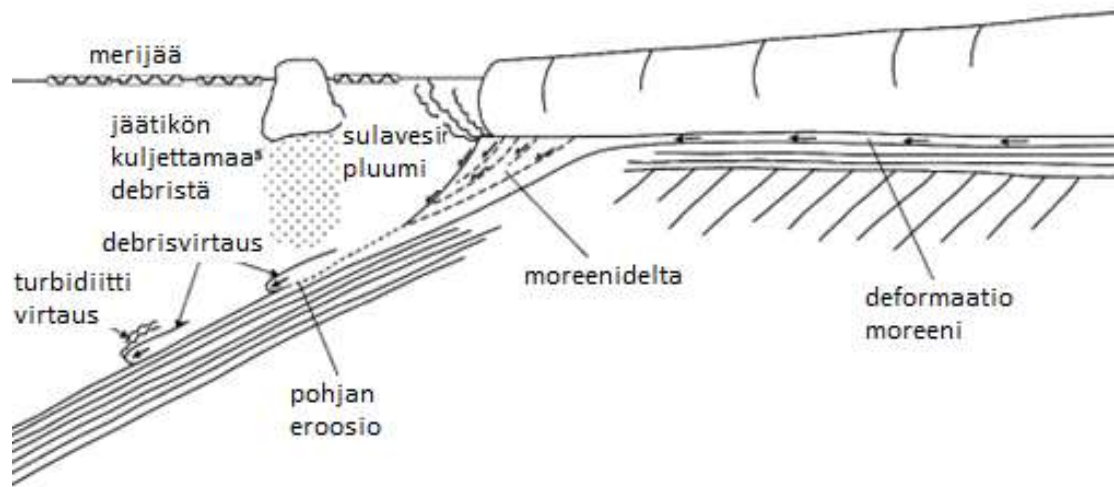


Kuva 8. A: Kuva näyttää jäätikön pohjavyöhykkeen asennon kelluvan jääpeitteen marginaalilla. B: Kuva näyttää jäätikön pohjavyöhykkeen asennon vuorovesi jääpeitteen marginaalilla. C: Mannerhyllylle muodostunut jäävirtauksen maamuodostuma, jossa nopea jäävirtaus. D: vierekkäisten hitaasti liikkuvien jäävirtojen muodostama maamuodostuma mannerhyllyllä. Kuva muokattu Ingólfsson (2011) mukaan.

## 4.2 Glasiaalivaikutteiset syvänmeren sedimentit ja niiden synty

Syvään mereen kulkeutuu sedimenttiainesta pääosin IRD:n ja turbidiittivirtausten avulla. arktisen alueen syvissä merialtaissa, turbidiittivirrat voivat olla suurin prosessi sedimenttien kuljetukselle ja kerrostumiselle (Stein, 2008). Yleisesti ottaen turbidiitit dominoivat sedimentaatiota Jäämeren syvissä pohjissa (Cronin ym, 1995). Sulamisen kautta poistuva sedimentti ajelehtivista jäävuorista eli IRD, sekä sedimentti painovoimavirtaukset ovat pää mekanismeja, syvänmeren sedimenteille. IRD:n kuljettama materiaali on sedimenttiä, joka vapautuu jäävuorista ja ne sisältävät partikkeleita savesta lohkare kokosiin debriikseen, joka kulkeutuu meren pohjaan kivi-rae- ja suspensio virtausten kerrostumisella (Powell ja Domack, 2002). Karkeampi (sora ja hiekka) IRD komponentit voidaan tunnistaa siitä, että ne ovat melko huonosti järjestäytyneet, mutta IRD siltti ja savi on vaikeampi erottaa hemipelaagisista partikkeleista pohjasedimenteissä (Powell ja Domack, 2002). Merivirrat, jotka kulkevat

läheltä mannerrinteitä, pystyvät kuljettamaan sedimenttiä rinteiden alaosiin ja sitä kautta laskeutumaan syviin osiin merenpohjaa turbidiittivirtausten avulla, jossa hienot sedimentti partikkelit kulkeutuvat suspension avulla.



Kuva 9. Kuva näyttää sedimenttien syntymiseen vaikuttavan prosessin liittyen glasiaaliseen ympäristöön, mannerhyllyssä ja ylhäällä mantereen rinteessä, kun mannerhyllyn kohdalla on jääpeite. Kuvan pohja: (Laberg & Vorren, 1995).

Kvartaarijäätiköt ja niihin liittyvät jäävirtaukset laajenivat ympäri mannerhyllyjä kvartaariaikana, kunnes jäänreuna hajosi ja kuljetti suuren määrän jään keräämää debristä (IRD) mereen. Näistä jäänvirtauksista säilyneet jäljet mannerhyllyissä ovat laajat batymetriset viuhkat sisältäen virtaviivaisia subglasiaalisia kerrostumia. (Cofaigh ym, 2003). Dong ym, 2022 mukaan heidän tutkimissaan kairasydämissä ICE4 (5th Chinese Arctic Research Expedition), joiden lähdealueena oli Amundsenin allas Lomonosovin harjun lähellä Euraasian altaan puolella, saadut tulokset kertoivat, että ICE4 kairasydän sisälsi montaa litologista piirrettä ikähaarukassa 10–75 tuhatta vuotta, sisältäen helposti erotettavissa olevan IRD kerrostuman, joka vastasi kahta viimeistä suurta glasiaatiota MIS 2 ja 4/3:ta. Niiden mineralogia koostui pääosin savimineraaleista, joita dominoi illiitti (52 %), joka liittyy läheisesti kloriittiin, kaoliniittiin ja smektiittiin keskimäärin (26 %, 17 % ja 5 %). Kokonaiskoostumuksellisia mineraaleja dominoi kiilteet, kvartsi ja maasälvät. Suurin osa kairasydämen raekoko oli luokkaa silttinen savi. Hieno rakeinen sedimentti, joka oli suhteellisen hyvin lajittautunut ja dominoi IC4 kairasydäntä, edusti hyvin sedimentin kerrostumista merijäästä, paitsi muutama yksikkö, jotka vaihtelivat kairasydämessä, edustivat yksikköä, joissa sedimentti oli enemmän karkearakeista. ja on voinut edustaa suspensio jäätymistä ja ankkurijäätä (Dong ym, 2022).

Heinrichin tapahtumia, pidetään suurena jäävuorien kulkeutumisen tapahtumana, jolloin laajasti IRD:tä kerrostui Pohjois-Atlantilla (noin 40 ja 55 °N välillä). Suuri määrä ilmastollisia poikkeamia ympäri maapalloa tapahtui samaan aikaan, tämä kertoo siitä, miten suuri vaikutus tapahtumilla oli maailmanlaajuisesti ilmastoon. Useissa tutkimuksissa Heinrichin tapahtumat osuvat yhteen äärimmäisimmän jäätiköitymisolosuhteiden kanssa ja dominoivat muita vuosituhansien mittakaavaisia ilmaston vaihteluita, jotka luonnehtivat viimeisintä jäätiköitymiskiertoa. Yleisesti Pohjois-Atlantin merisedimenttejä tutkitaan karkearakeisista liittisistä fraktioista (> 63 tai 150 µm). Jäävuorien kulkeutumisen tapahtumia, sekä pintavesien vaihteluiden piirteitä kuvaavat planktoniset huokoseliöt. Näihin liittyen, Heinrichin tapahtumat ilmenee kerroksina, jotka ovat karkearakeista liittistä fraktiota (IRD), matala huokoseliöstö pitoisuus, mutta jota dominoi polaarinen planktoninen huokoseliöstöllisyys, joka kuvastaa kovia kylmenemis- ajanjaksoja, lisääntyneitä jäävuorien kulkeutumista ja merenpinnan aktiivisuuden laskua. Näiden karkearakeisten liittisten fraktioiden tutkiminen ei kuitenkaan anna tietoa jäävuorien lähdealueista, jolloin tarvitaan muita metodeja niiden tutkimiselle. Kun halutaan, saada tietoa jäävuorten lähdealueista, jotta voidaan määrittää kontrolloivat mekanismit Heinrichin tapahtumissa, käytetään joukkoa epäorgaanisia materiaaleja. Yleisin tapa on käyttää kuluneita karbonaatteja tai dolomiitteja, joita on karkearakeisten liittisten fraktioiden mukana. Tämä tapa pohjautuu kallioperän geologiaan Pohjois-Atlantilla. Hudsonin alue Pohjois-Kanadassa koostuu laajasta paleotsooisesta (dolomiittia sisältävä) karbonaattisesta alueesta. Toisaalta kallioperät Grönlandissa, Islannissa, Skandinaviassa tai Brittien-saarilla koostuvat mannerlaatasta, jossa (prekambrista) kiteistä syväkivi ja metamorfista kiveä ja laajat karbonaatti alueet puuttuvat näiltä alueilta. Tästä voidaan päätellä, että karbonaatit ja dolomiitit merisedimenteissä Pohjois-Atlantilta ovat lähteneet Hudsonin alueen paleotsooisilta Karbonaatti alueilta ja liittyvät näin Laurentiden jäätikköön, joka peitti Pohjois-Kanadaa jääkausien aikana. Nämä tapahtumat edustavat dramaattisimpia vuosituhansien ilmaston vaihteluita viimeisen 70 tuhannen vuoden aikana ja korostavat ilmaston vaikutusta jääpeitteiden epätasapainoon (Naafs ym, 2013).

## 5 YHTEENVETO

Voidaan siis nähdä, että sedimenttejä tutkimalla saadaan paljon tietoa historiallisista ilmasto-olosuhteiden tapahtumista maapallolla. Kvartaarisedimentit kuvastavat viimeisimpiä jääkausia ja niiden välissä olevia lämpimiä ajanjaksoja. Voidaan myös nähdä että Jäämeren merialueiden merivirtausten (Euraasian altaan TPD ja Amerasian altaan Beaufortin pyörre) sedimenttikuljetus on suuri tekijä sedimenttiaineksen liikkumiseen pitkin Jäämerta ja sieltä pois. Jääkausien aikana jäähän juuttunut debris (IRD) on suuri sedimenttien kuljetusmekanismi jääkausina. Lisäksi syvänmeren sedimenttien kuljetus turbidiittivirtauksissa meren pohjassa. Sedimenttien kulkeutuminen mantereilta merivirtoihin kulkeutuu suurelta osin mantereiden eroosiosta jokivirtauksina. Lisäksi voidaan nähdä ilmasto-olosuhteiden merkitys mariinisissa happi-isotooppivaiheissa (MIS-vaiheet), jolloin happi-isotoppi  $^{16}\text{O}$  on selvästi korkeampina pitoisuuksina merisedimenteissä lämpiminä ajanjaksoina ja kylminä ajanjaksoina  $^{16}\text{O}$  on loukussa jäässä, jolloin  $^{16}\text{O}$  pitoisuus on matalampi merisedimenteissä, ja  $^{18}\text{O}$  on rikastuneena valtamerissä. Näiden perusteella interglasiaali/glasiaali aikoja voidaan tutkia hyvin sedimenttien mariini happi-isotoppi vaihteluiden avulla. Kvartaarisedimenttien koostumuksesta, kuten IRD suhteesta ja esimerkiksi Mn-pitoisuuksien (joka tekee sedimentteihin ruskehtavan värin) vaihteluista voidaan selkeästi erottaa niiden syntyolosuhteet. Tehdyistä tutkimuksista päätellen voidaan myös todeta kvartaarisedimenttien mineralogialtaan dominoivan smektiitti-kloriitti, sekä illiitti, joita voidaan löytää useista kvartaarikauden kairasydämistä. Lisäksi sedimenttien kerrostumisprosessit, kuten TMF muodostumat ja jäätikön pohjaamisvyöhyke indikoivat suuresti jääkausien olemassaoloa ja niiden vaikutusta meren sedimenttien syntyyn ja kerrostumiseen.



## LÄHDELUETTELO

AMAP Assessment 2018: Arctic Ocean Acidification, Page number: 67. Saatavissa: <https://www.amap.no/documents/doc/figure-a1.1-general-circulation-of-water-masses-in-the-arctic-ocean/3162>

Batchelor C.L, Dowdeswell J.A, Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins, 2015, Marine Geology Volume 363, Pages 65-92, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.001>

Bolshiyarov, D., Makarov, A., and Savelieva, L.: Lena River delta formation during the Holocene, 12, 579–593, Biogeosciences, <https://doi.org/10.5194/bg->.

Cronin T. M., Holtz T. R., Jr., Stein R. Spielhagen R., Fütterer D., ja Wollenburg J., 1995, Late Quaternary paleoceanography of the Eurasian Basin, Arctic Ocean, Paleoceanography and paleoclimatology, Vol. 10, No. 2, p: 259-281, <https://doi.org/10.1029/94PA03149>

Dong L, Polyak L, Xiao X, Brachfeld S, Liu Y, Shi X, Fang X, Bai Y, Zhu A, Li C, Zhao S, Wu D, Wang C, 2022, A Eurasian Basin sedimentary record of glacial impact on the central Arctic Ocean during MIS 1–4, Global and Planetary Change, Volume 219, 103993 Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103993>

Eicken H., 2004, The role of Arctic Sea ice in transporting and cycling terrestrial organic matter. In R. Stein & R.W. Macdonald (eds.): The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Pp. 4553. Heidelberg: Springer, ISBN 3-540-01153-6

Fagel N., Not C., Gueibed J., Mattiellid N., Bazhenovae E., 2014, Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge, Quaternary Science Reviews, Volume 92, Pages 140-154, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.011>

Ghosh D., 2021, East Siberian Sea, Saatavissa: <https://www.worldatlas.com/seas/east-siberian-sea.html>

Ghosh D., 2021, Chukchi Sea, Saatavissa: <https://www.worldatlas.com/seas/chukchi-sea.html>

Ghosh D., 2021, Beaufort Sea, saatavissa: <https://www.worldatlas.com/seas/beaufort-sea.html>

He. Z., Zhao. L., 2021, Particle-laden gravity currents interacting with stratified ambient water using direct numerical simulations, *Environmental Earth Sciences*, 80 (21) doi:[10.1007/s12665-021-10014-z](https://doi.org/10.1007/s12665-021-10014-z)

Ingólfsson Ó, 2011, Fingerprints of Quaternary glaciations on Svalbard, *Geological Society, London, Special Publications* v. 354; p. 15-31, doi: 10.1144/SP354.2

Jakobsson, M., L. A. Mayer, B. Coakley, J. A. Dowdeswell, S. Forbes, B. Fridman, H. Hodnesdal, R. Noormets, R. Pedersen, M. Rebesco, H.-W. Schenke, Y. Zarayskaya A, D. Accettella, A. Armstrong, R. M. Anderson, P. Bienhoff, A. Camerlenghi, I. Church, M. Edwards, J. V. Gardner, J. K. Hall, B. Hell, O. B. Hestvik, Y. Kristoffersen, C. Marcussen, R. Mohammad, D. Mosher, S. V. Nghiem, M. T. Pedrosa, P. G. Travaglini, and P. Weatherall, The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2012GL052219. Saatavissa: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/ibcaoversion3.html>

Kaparulina, E. 2018, *Eurasian Arctic Ice Sheets in Transitions – Consequences for climate, environment, and ocean circulation*. University Of Oulu, ISBN: 978-952-62-1776-5

King H.M, PhD, RPG, *Arctic Ocean Seafloor Features Map Major Basins, Ridges, Shelves and Bathymetry*, Saatavissa: <https://geology.com/articles/arctic-ocean-features/>

Kubryakov A, Stanichny S, Zatsepin A, 2016, River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data, *Remote Sensing of Environment*, Volume 176, p. 177-187, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.020>

Laberg J.S, Vorren T.O, 1995, Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan, *Marine Geology*, Vol. 127, p. 45-72, Elsevier, [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00055-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00055-4)

Misachi J, 2021, Greenland Sea, Bodies of water, saatavissa: <https://www.worldatlas.com/seas/greenland-sea.html>

Naafs B.D.A, Hefter J., Stein R., 2013, Millennial-scale ice rafting events and Hudson Strait Heinrich(-like) Events during the late Pliocene and Pleistocene: a review, *Quaternary Science Reviews*, Volume 80, Pages 1-28, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.014>

O' Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J. A. & Pudsey, C. J, 2003, Palaeo-ice streams, trough mouth fans and high-latitude continental slope sedimentation. *Boreas*, Vol. 32, pp. 37–55. Oslo. ISSN 0300–9483.

O'Regan, M., Sellén, E., Jakobsson, M, 2014, Middle to late Quaternary grain size variations and sea-ice rafting on the Lomonosov Ridge, *Polar Research* Volume 33, Issue 1, Article number 23672, doi: 10.3402/polar.v33.23672

O'Regan M, Late Cenozoic Paleooceanography of the Central Arctic Ocean, 2011, *OP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 14, doi:10.1088/1755-1315/14/1/012002

O'Regan. M., King J., Backman. J., Jakobsson. M., Pälike. H., Moran. K., Heil. C., Sakamoto. T., Cronin. T.M., Jordan. R.W., 2008, Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, Special Issue: Cenozoic Paleooceanography of the Central Arctic Ocean, Volume 23, Issue1, <https://doi.org/10.1029/2007PA001551>

Ostenso, N. Allen, 2022, Arctic Ocean, *Encyclopedia Britannica*. saatavissa: <https://www.britannica.com/place/Arctic-Ocean>

Ortiz, J. D.; Polyak, L.; Jakobsson, M.; Darby, D., 2006, Quaternary Inferences on Central Arctic Ocean Circulation and Sediment Provenance Based on Diffuse Spectral Reflectance Analysis, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006*, abstract OS53B-1098

Patton H, Winsborrow M, Esteves M, 2022, The Eurasian Arctic: glacial landforms from the Last Glacial Maximum, *European Glacial Landscapes*, Chapter 51, Pages 395-399 Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00025-X>.

Polyak, L., and M. Jakobsson. 2011. Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean: Recent advances and further challenges, 24 (3): p. 52–64, *Oceanography*. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.55>

Powell R, ja Domack E, 2002, Modern glaciomarine environments, *Modern and Past Glacial Environments*, Pages 361-389, Elsevier

Prieto D.J, 2018, Kara Sea LME, 6/18: LME factsheet series, saatavissa: [https://www.pame.is/images/03\\_Projects/EA/LMEs/Factsheets/6\\_Kara\\_Sea\\_LME.pdf](https://www.pame.is/images/03_Projects/EA/LMEs/Factsheets/6_Kara_Sea_LME.pdf)

Rudels B, 2022, The Physical Oceanography of the Arctic Mediterranean Sea, *Exploration, Observations, Interpretations*, p. 37-63. Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816930-8.00008-6>

Safronov A.F, Sivtsev A.I, Chalaya O.N, Zueva I.N, Sokolov A.N, Fradkin G.S, 2013, Initial geologic hydrocarbon resources of the Laptev Sea shelf, *Russian Geology and Geophysics*, Volume 54 number 8, p. 997–1000. Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.015>

Siberia`'s Lena Delta, Kuva, 2.2.2023 Saatavissa: [https://www.nasa.gov/topics/earth/earthday/lena\\_delta.html](https://www.nasa.gov/topics/earth/earthday/lena_delta.html)

Stein. R, 2008, Glacio-Marine Sedimentary Processes, *Developments in Marine Geology*, Volume 2, p. 87-132 Elsevier, [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(08\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(08)00003-1)

Svendsen J.I ,Alexanderson H, Astakhov V.I, Demidov I, Dowdeswell J.A, Funder S, Gataullin V, Henriksen M, Hjort C, Houmark-Nielsen M, Hubberten H.W, Ingólfsson Ó, Jakobsson M, Kjær K.H, Larsen E, Lokrantz H, Lunkka J.P, Lyså A, Mangerud J, Matiouchkov A, Murray A, Möller P, Niessen F, Nikolskaya O, Polyak L, Saarnisto M, Siegert C, Siegert M.J, Spielhagen R.F, Stein R, Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, 2004, *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, Volume 23, Issues 11–13, Pages 1229-1271, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

Vorren T. O., Landvik J. Y., Andreassen K., Laberg J. S., 2011, Developments in Quaternary Sciences: Chapter 27 Glacial History of the Barents Sea Region, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00027-1>

Vorren T, Sverre J, Blaume F, Dowdeswell J, A, Kenyon N, H, Mienert J, Rumohr J, Werner F, 1998, The Norwegian-Greenland Sea continental margins: Morphology and Late Quaternary Sedimentary Processes And Environment, Quaternary Science Reviews, Volume 17, Issues 1–3, Pages 273-302, Elsevier, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00072-3)

Wahsner, M., Muller, C., Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M., Shelekhova, E. & Tarasov, G. 1999: Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways - a synthesis. *Boreas*, Vol. 28, pp. 215-233. Oslo. ISSN 0300- 9483.

Wollenburg I., 1993, Sediment transport by Arctic Sea Ice: The recent load of lithogenic and biogenic material, *Report on Polar Research*, 127, p. 159, saatavissa: <https://epic.awi.de/id/eprint/26305/1/BerPolarforsch1993127.pdf>