



TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

Evaporiitit Fennoskandian kallioperässä: esiintyminen ja muuttuminen

Seppo Kokki

GEOTIETEIDEN TUTKINTO-OHJELMA
Kandidaatintyö
Toukokuu 2021

TIIVISTELMÄ

Evaporiitit Fennoskandian kallioperässä: esiintyminen ja muuttuminen

Seppo Kokki

Oulun yliopisto, geotieteiden tutkinto-ohjelma

Kandidaatintyö 2021, 30 s.

Työn ohjaaja yliopistolla: Kari Strand

Evaporiitit ovat kemiallisia sedimenttikiviä, jotka syntyvät veteen liuenneista ioneista veden haihtuessa. Evaporiitteja voi syntyä sekä meriveden että mantereisten vesien haihtumisesta, ja näiden vesien kemiallisten erojen vuoksi myös niistä syntyvät evaporiitit ovat kemiallisesti ja mineralogisesti toisistaan poikkeavia. Koska evaporiittien koostumus riippuu niiden synty-ympäristön veden koostumuksesta, evaporiitteja tutkimalla voidaan saada selville tietoa entisaikojen vesien kemiasta.

Tässä tutkielmassa tehdään kirjallisuuskatsaus evaporiittien syntyyn ja muuttumiseen sekä evaporiittien esiintymiseen Fennoskandian kallioperässä.

Nyky aikaisten merellisten evaporiittien mineraalien kerrosjärjestys noudattaa Usiglion sarjaa, jossa ensimmäisinä syntyy kalsiumkarbonaatit, kalsiumsulfaatit ja natriumkloridi. Etenkin prekambriin evaporiitit vaikuttavat poikkeavan tästä sarjasta, mikä kertoo meren kemian olleen erilainen.

Evaporiitteja voi syntyä vain ympäristöissä, joissa haihdunta on tarpeeksi suurta sadantaan verrattuna. Nyky aikaisella Maapallolla tuollaisia alueita ovat lähinnä leveysasteet 15–35. Paksut merelliset evaporiitit vaativat lisäksi sopivat altaat, jotta haihtuvan veden suolapitoisuus ei pysy tasapainossa valtameren kanssa, mutta allas saa kuitenkin tarpeeksi uutta vettä. Mantereisia evaporiitteja voi syntyä sebkhoihin ja suolajärviin. Sekä suolajärvien että merien evaporiitit voivat syntyä matalaan tai syvään veteen, mitkä erottuvat toisistaan evaporiittien rakenteiden perusteella.

Evaporiittimineraalit häviävät helposti metamorfoosissa, mutta evaporiittien kerrostumisrakenteet voivat säilyä. Näitä rakenteita ovat esimerkiksi omanmuotoiset kipsi- ja haliittikiteet, entero-liitit ja kipsiviuhkat.

Tulemajärven muodostuma Äänisellä on ainoa tunnettu geologinen yksikkö Fennoskandiassa, jossa on muuttumattomia evaporiittimineraaleja. Tulemajärven evaporiittien on tulkittu syntyneen matalaan meriveteen, vuorovesivyöhykkeelle sekä sebkhoihin.

Lapin vihreäkivivyöhykkeen Sodankylän ja Kivalon ryhmän metasedimenttikivissä evaporiiteista kertoo albitisaatio, skapoliittituuminen ja turmaliinin esiintyminen. Metasedimenttikivissä havaitaan lisäksi breksioita, joiden voidaan tulkita syntyneen evaporiittien liuetessa.

Asiasanat: evaporiitit, sedimenttikivilajit, metamorfoosi, Fennoskandia

Sisällysluettelo

1. JOHDANTO	3
2. EVAPORIITTIEN MINERALOGIA	4
3. EVAPORIITTEJA KERROSTAVAT ALTAAT	8
3.1. Evaporiittien synnyn vaatimat olosuhteet	8
3.2. Sebkhat	10
3.3. Matalan veden altaat	10
3.4. Syvän veden altaat	11
4. EVAPORIITTIEN MUUTTUMINEN JA PSEUDOMORFOOSIT	13
4.1. Evaporiittien asut ja rakenteet	13
4.2. Evaporiittien muuttuminen	15
5. EVAPORIITTIEN ESIINTYMINEN FENNOSKANDIAN KALLIOPERÄSSÄ	17
5.1. Ääninen	17
5.2. Keski-Lapin liuskejakso	20
5.3. Kuusamon liuskejakso	22
5.4. Peräpohjan liuskejakso	23
6. YHTEENVETO	25
7. LÄHDELUETTELO	26

1. JOHDANTO

Evaporiitti tarkoittaa kiveä, joka on syntynyt, kun vesi haihtuu suolaliuoksesta (Jackson 1997). Myös tuulen ja veden uudelleenkerrostamat evaporiittirakeet luokitellaan evaporiiteiksi; Hardie (1984) käyttää tällaisista kivistä käsitettä alloktoninen evaporiitti, kun taas muut evaporiitit, jotka eivät ole siirtyneet saostumispaikaltaan, ovat autoktonisia evaporiitteja. Evaporiitit ovat liukoisia kiviä, minkä vuoksi ne eivät helposti säily kallioperässä muuttumattomina (Lucia 1972, Babel ja Schreiber 2014, Blättler et al. 2018).

Fennoskandian kallioperä on vanhaa, suurimmilta osin arkeisen eonin ja paleoproterotsooisin maailmankauden aikana syntyneitä (Lahtinen 2012). Tästä syystä Fennoskandiassa syntyneet evaporiitit ovat hävinneet melkein kokonaan. Evaporiiteista on kuitenkin jäänyt paikoin merkkejä, joista voidaan päätellä niiden aikoinaan kerrostuneen myös Fennoskandian kilvellä. (Melezhik et al. 2015)

Koska evaporiitit ovat kemiallisia sedimenttikiviä, niitä tutkimalla saadaan tietoa niiden syntyolosuhteiden veden kemiasta (Hardie 1984, Babel ja Schreiber 2014). Erityisesti merivedestä syntyneiden evaporiittien avulla saadaan tietoa entisaikojen meren kemiasta, mikä puolestaan liittyy sen ajan ilma- ja kivikehän kemiaan (Melezhik et al. 2005). Evaporiitit kertovat myös entisaikojen hiilen ja rikin kierrosta Maapallolla (Melezhik et al. 2005). Evaporiittien epävakauden vuoksi prekambrian aikaisia evaporiitteja tunnetaan vähän (Kah et al. 2004), minkä takia myös Fennoskandian evaporiitit voivat olla hyvin merkittäviä Maapallon geokemian menneisyyden tutkimisessa.

Evaporiiteilla on merkitystä myös taloudellisen geologian kannalta. Frietschin et al. (1997) mukaan useat Fennoskandian epigeneettiset kupari-kultamineralisaatiot sekä rautaoksidimineralisaatiot ovat geneettisesti ja alueellisesti yhteydessä skapoliittiutumiseen ja albitisaatioon, joilla puolestaan on yhteys evaporiittien muuttumiseen. Myös epätyypillisillä orogeenisilla kultamalmeilla on yhteys evaporiittien metamorfoosissa syntyviin fluideihin (Goldfarb et al. 2001, Phillips and Powell 2010).

Tässä tutkielmassa tehdään kirjallisuuskatsaus evaporiittien syntyyn, muuttumiseen sekä Fennoskandian tunnettuihin geologisiin yksiköihin, joissa evaporiitteja on päätelty syntyneen.

2. EVAPORIITTIIEN MINERALOGIA

Evaporiittien yleisimmät mineraalit kuuluvat halogenideihin ja sulfaatteihin. Evaporiitteihin kiteytyvät mineraalit ja niiden kiteytymisjärjestys riippuu vedessä olevien ionien konsentraatioista sekä eri mineraalien liukoisuuksista. Nykyisten valtamerien yleisimmät ionit on esitetty Taulukossa 1.

Taulukko 1: Nykyaikaisen meriveden ionipitoisuudet.

Ioni	Pitoisuus (mg·kg ⁻¹) Gillin (1996) mukaan	Pitoisuus (mg·kg ⁻¹) Dreverin (1982) mukaan	Pitoisuus (mg·kg ⁻¹) Hollandin (1978) mukaan	Pitoisuus (mg·kg ⁻¹) Turekianin (1969) mukaan	Molaalisuus (10 ⁻³ ·mol·kg ⁻¹) Gillin (1996) mukaan
Cl ⁻	19 011	19 350	19 350	19 353	535,5
Na ⁺	10 570	10 760	10 760	10 760	459,6
Mg ²⁺	1 271	1 290	1 294	1 294	53,0
SO ₄ ²⁻	2 664	2 710	2 712	2 712	27,8
Ca ²⁺	406	411	412	413	10,2
K ⁺	380	399	399	387	9,7
HCO ₃ ⁻	121	142	145	142	2,0
Br ⁻	166	67	67	67	0,8
CO ₃ ²⁻	18	-	-		0,3

Evaporiitteja kerrostavissa altaissa saostuu tavallisesti karbonaattimineraaleja, mutta niitä ei usein luokitella varsinaisiksi evaporiittimineraaleiksi. On myös hyvä huomioida, että yleensä evaporiitteja kerrostavissa altaissa haihtumisen kautta syntyvät karbonaatit ovat tilavuudeltaan paljon pienempiä kuin esimerkiksi kipsi ja haliitti tai mahdollisesti samassa altaassa eloperäisesti syntynyt karbonaatti. (Babel ja Schreiber 2014)

Babel ja Schreiber (2014) käyttävät nykyaikaisesta mineraalien kiteytymisjärjestyksestä nimitystä Usiglion sarja. Usiglion sarjassa saostuu järjestyksessä kalsiumkarbonaattia, kalsiumsulfaattia, natriumkloridia, magnesiumsulfaattia, kaliumkloridia, kalium-magnesiumkloridia ja viimeiseksi magnesiumkloridia. Mineraalein ilmaistuna Usiglion sarja on kalsiitti tai aragoniitti, kipsi tai anhydriitti, haliitti, epsomiitti tai heksahydriitti, sylviitti tai kainiitti, karnalliitti ja lopuksi bischofiitti. Wenkin ja Bulakhin (2016) mukaan Valyashko (1962) kertoo magnesiumkloridin saostumisen jälkeen kiteytyvän boraatteja, mutta Babelin ja Schreiberin (2014) mielestä boraatteja ei voi syntyä merellisissä evaporiiteissa muuten kuin poikkeuksellisissa olosuhteissa. Evaporiittien yleisimpiä boraatteja ovat booraksi, colemaniitti sekä uleksiitti (Babel ja Schreiber 2014, Helvacı ja Palmer 2017). Mainitut mineraalit on lueteltu Taulukossa 2.

Taulukko 2: Evaporiittien yleisimmät mineraalit. (Anthony et al. 2021, paitsi colemaniitti, jonka kemiallinen kaava on Kansainvälisen Mineralogisen Seuran 2021 mukainen)

Mineraali	Kemiallinen kaava	Kidejärjestelmä
kalsiitti	CaCO ₃	trigoninen
aragoniitti	CaCO ₃	rombinen
kipsi	CaSO ₄ · 2H ₂ O	monokliininen
anhydriitti	CaSO ₄	rombinen
haliitti	NaCl	kuutiollinen
epsomiitti	MgSO ₄ · 7H ₂ O	rombinen
heksahydriitti	MgSO ₄ · 6H ₂ O	monokliininen
sylviitti	KCl	kuutiollinen
kainiitti	KMg(SO ₄)Cl · 3H ₂ O	monokliininen
karnalliitti	KMgCl ₃ · 6H ₂ O	rombinen
bischofiitti	MgCl ₂ · 6H ₂ O	monokliininen
booraksi	Na ₂ B ₄ O ₅ (OH) ₄ · 8H ₂ O	monokliininen
colemaniitti	CaB ₃ O ₄ (OH) ₃ · H ₂ O	monokliininen
uleksiitti	NaCaB ₅ O ₆ (OH) ₆ · 5H ₂ O	trikliininen

Blattin et al. (2006) mukaan merivedestä alkaa saostua kipsiä, kun 84 % vedestä on haihtunut pois. McCaffrey et al. (1987) tutkivat kokeellisesti mineraalien saostumista merivettä haihduttamalla, ja heidän kokeissaan kipsiä alkoi muodostua, kun 73,7 % vedestä oli haihtunut pois. Vastaavasti haliittia alkoi kiteytyä, kun 90,6 % vedestä oli haihtunut. McCaffreyn et al. (1987) tulokset olivat epätarkempia myöhemmin syntyvien mineraalien suhteen, mutta heidän mukaansa magnesiumsulfaatteja alkoi kiteytyä, kun 98,6 % vedestä oli haihtunut, ja kaliumsuoloja, kun 98,9 % vedestä oli haihtunut.

Myös Rosenberg et al. (2018) tutkivat mineraalien saostumista merivettä haihduttamalla, ja heidän mukaansa kipsiä alkaa saostua, kun 70 % vedestä on haihtunut. Heidän tutkimuksensa mukaan kalsiittia alkaa kiteytyä merivedestä käytännössä heti, kun vettä alkaa haihtua, ja kiteytyminen jatkuu, kunnes 60 % vedestä on haihtunut.

Rosenbergin et al. (2018) mukaan mineraalien saostuminen ei välttämättä ala heti, kun veden ionitulo on suurempi kuin liukoisuus, sillä mineraalit tarvitsevat saostuakseen ytimen, jonka ympärille kiteytyä. Jos ytimiä ei ole ja veden haihtuminen jatkuu, liuoksesta tulee ylikylläinen. McCaffrey et al. (1987) kertovat, että haliitin kiteytymisen ytimeksi riittää tuulen kuljettama pöly, ja arvelevat, että tuulen luoma vaahtokin voi toimia haliitin kiteytymisen ytimenä. Kipsille ei sen sijaan Reznikin et al. (2009) mukaan kelpaa kiteytymisen ytimeksi esimerkiksi kaoliniitti- tai montmorilloniittirakeet. Tämän vuoksi Kuolunmeri on ylikylläinen sulfaattimineraalien kipsi, anhydriitti, bariitti ja selestiitti suhteen,

vaikka se saostaakin kipsiä jatkuvasti. Tämä on yksi selitys sille, miksi eri kokeissa mineraalit alkavat saostua eri vaiheissa haihtumista.

Jos suljetussa altaassa kaikki merivesi haihtuisi pois, altaan pohjalle kerrostuisivat kaikki yllä mainitut mineraalit samassa järjestyksessä. Jotkin evaporiittiesiintymät koostuvat kuitenkin lähes yksinomaan jostain tietyistä mineraalista, ja toisilla puolestaan evaporiittimineraalit toistuvat vuorottelevina kerroksina. Blatt et al. (2006) selittävät tämän takaisinvirtauksen perusteella. Evaporiitteja kerrostavasta altaasta poistuu tiheää suolavettä joko pohjaveden mukana tai pintaveden mukana silloin, kun uutta merivettä virtaa altaaseen. Suolaveden takaisinvirtaus ja uuden meriveden virtaaminen mahdollistavat yhdessä sen, että altaan suolapitoisuus pysyy vakiona. Täten allas kykenee kerrostamaan pelkästään jotain tiettyä mineraalia. Haihtuman, takaisinvirtaaman ja uuden meriveden tulovirtaaman keskinäiset suhteet määrittävät sen, mikä suolapitoisuus altaassa on ja mitä mineraaleja se kerrostaa. Kendall ja Harwood (1996) kertovat, että jos altaan takaisinvirtaama ja uuden meriveden tulovirtaama ovat pieniä haihtumaan nähden, altaaseen kerrostuu kaikki Usiglión sarjan mineraalit. Aina uuden merivesipulssin saapuessa altaaseen syntyy uusi evaporiittisarja. Jos sen sijaan takaisinvirtaama ja uuden meriveden tulovirtaama ovat suuria haihtumaan nähden, altaassa olevan veden suolapitoisuus pysyy melko lähellä meriveden suolapitoisuutta ja vain Usiglión sarjan ensimmäiset mineraalit kerrostuvat altaaseen. On hyvin mahdollista, että altaan virtaamat ja haihtuma muuttuvat sinä aikana, kun se kerrostaa evaporiitteja, mikä voi johtaa mineralogialtaan monimutkaiseen kerrostumiin.

Mantereiset evaporiitit ovat syntyneet muun kuin meriveden haihtumisesta. Näiden vesien kemia voi poiketa paljonkin merivedestä, ja tämän vuoksi myös evaporiittien mineraalikoostumus voi olla erilainen. Blattin et al. (2006) mukaan esimerkiksi natriumkarbonaatti trona ($\text{Na}_3(\text{HCO}_3)(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) on yleinen nykyaikaisilla suolatasangoilla, mutta sitä ei juurikaan synny merellisissä ympäristöissä: täten tronan avulla voidaan tunnistaa mantereiset evaporaatit. Mantereisten evaporiittien yleisimmät mineraalit ovat kuitenkin samat kuin merellisten evaporiittien eli kipsi, anhydriitti ja haliitti. Näin ollen mantereisten ja merellisten evaporiittien erottaminen toisistaan on usein vaikeaa pelkän mineralogian perusteella.

Hollandin (1978) mukaan evaporiittien kerrosjärjestys on fanerotsooin aikana käytännössä muuttumaton, mikä tarkoittaa sitä, että muutokset meriveden ionipitoisuuksissa

ovat hyvin todennäköisesti pysyneet kolmen kertaluokan sisällä. Spencerin ja Hardien (1990) mukaan noissa rajoissa pysyvä vaihtelu meren kemiassa voi kuitenkin vaikuttaa merkittävästi evaporiittien syntyyn. Babel ja Schreiber (2014) ovat heidän kanssaan samaa mieltä. Heidän mukaansa useista fanerotsooisista evaporiiteista puuttuu magnesiumsulfaatit, tai niitä on hyvin vähän. Haliitin jälkeen on saostunut sylviittiä epsomiitin tai heksahydriitin sijaan. Magnesiumsulfaattien puuttuminen kertoo joko siitä, että meriveden kemia on ollut erilainen, jokin on vaikuttanut altaissa olleisiin suolaliuoksiin tai magnesiumsulfaatit ovat hävinneet diagenesiksessä. Babel ja Schreiber (2014) uskovat, että tietyissä tapauksissa kaikki kolme voivat pitää paikkansa, mutta olisi epäuskottavaa, että altaiden suolaliuokset tai diagenesis olisivat olleet poikkeuksellisia kaikissa fanerotsooin evaporiittiesiintymissä. Näin ollen meriveden kemia on ollut erilainen kuin nykyaikana. Yksi selitys meriveden kemian vaihtelulle fanerotsooin aikana liittyy valtameren keskiselänteisiin. Hydroterminen kiertäminen valtameren keskiselänteillä poistaa magnesiumia merivedestä. Spencerin ja Hardien (1990) mukaan pienikin muutos valtameren keskiselänteiden hydrotermisten suolaliuosten virtaamassa muuttaa meriveden suolapitoisuuksia niin paljon, että kerrostuvien evaporiittien mineralogia muuttuu. Aikana, jona valtameren keskiselänteiden hydrotermisten suolaliuosten virtaamat ovat vähintään 10 % suuremmat kuin nykyaikana, evaporiitteihin ei synny magnesiumsulfaatteja.

Prekambrin aikana meren ionipitoisuudet olivat erilaisia nykyaikaiseen meriveteen verrattuna. Esimerkiksi meren sulfaattipitoisuus oli 2,20 miljardia vuotta sitten korkeintaan yksi millimooli litrassa (Canfield 1998, Kah et al. 2004). Tämä on vaikuttanut oleellisesti myös tuon ajan evaporiittien mineralogiaan.

3. EVAPORIITTEJA KERROSTAVAT ALTAAT

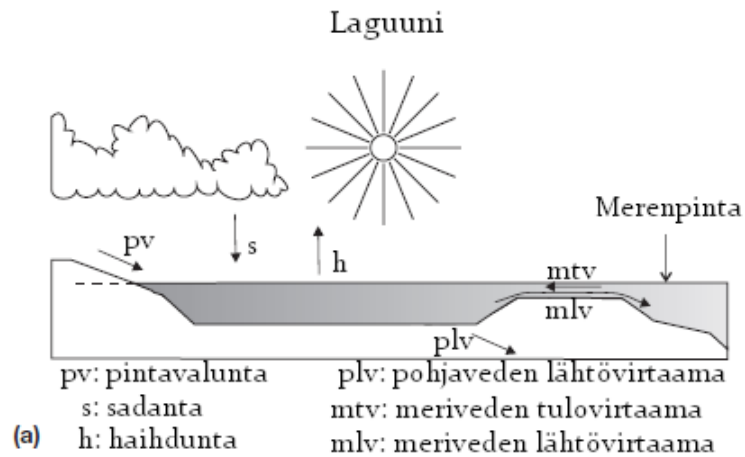
3.1. Evaporiittien synnyn vaatimat olosuhteet

Evaporiittien synty on mahdollista vain ympäristöissä, joissa haihdunta on sadantaa suurempaa ainakin osan vuodesta. Parhaiten tuon ehdon täyttävät alueet leveysasteilla 15–35 (Evans 2006). Nopeiten evaporiitteja kerrostavat altaat ovat matalia, sillä haihtumisnopeus on suoraan verrannollinen altaan pinta-alaan. (Kendall ja Harwood 1996, Babel ja Schreiber 2014).

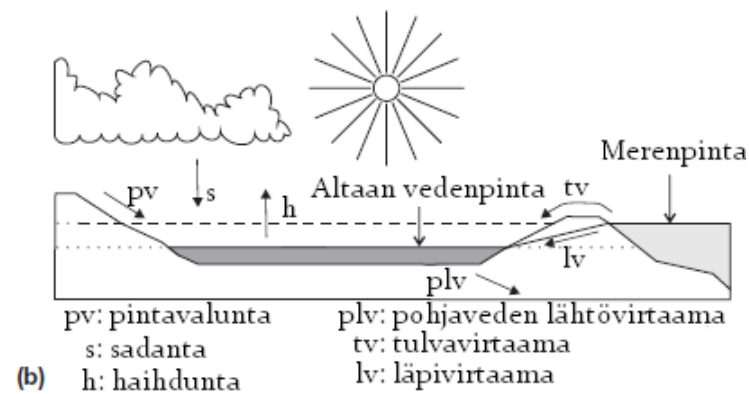
Merellisten evaporiittien synty edellyttää allasta, joka on yhteydessä mereen. Virtaama altaan ja meren välillä ei saa kuitenkaan olla niin suuri, että altaan ja meren suolapitoisuus pysyy tasapainossa. Käytännössä tämä tarkoittaa sitä, että esimerkiksi sisämeren tapauksessa sisämeren pinta-alaan täytyy olla tarpeeksi suuri salmen poikkipinta-alaan verrattuna, jotta haihdunta on tarpeeksi suurta veden edestakaiseen virtaamaan verrattuna. Kuvan 1a laguuni toimii tällä tavalla. Kendallin ja Harwoodin (1996) mukaan Lucia (1972) on laskenut, että kipsiä voi kerrostua vain sellaisessa altaassa, jossa salmen poikkipinta-ala on vähintään kuusi kertaluokkaa pienempi kuin altaan pinta-ala, ja haliittia sellaisessa, jossa salmen poikkipinta-ala on vähintään kahdeksan kertaluokkaa altaan pinta-alaa pienempi. Kendall ja Harwood (1996) eivät usko, että tällä tavoin voisi kerrostua suuria evaporiittikerrostumia, koska noin pienet salmet olisivat epävakaita ja joko umpeutuisivat tai avautuisivat evaporiittien kerrostumisen vaatimana aikana.

Toinen tapa, jota Kendall ja Harwood (1996) pitävät uskottavampana paksujen merellisten evaporiittikerrostumien synnylle, on meren viereinen allas, jonka erottaa merestä vedenläpäisevä este. Veden virtaama maan läpi on paljon hitaampaa kuin virtaama meressä, joten voi paljon helpommin syntyä tilanteita, joissa haihtuma on suurta virtaamaan verrattuna. On myös mahdollista, että allas ei ole jatkuvassa yhteydessä mereen, vaan altaaseen saapuu aika ajoin merivettä tulvavirtaamassa, joka haihduttuaan saostaa uuden evaporiittikerroksen edellisen päälle. Kuvassa 1b on kaaviokuva tällä tavoin toimivasta merenrannan suolajärvestä.

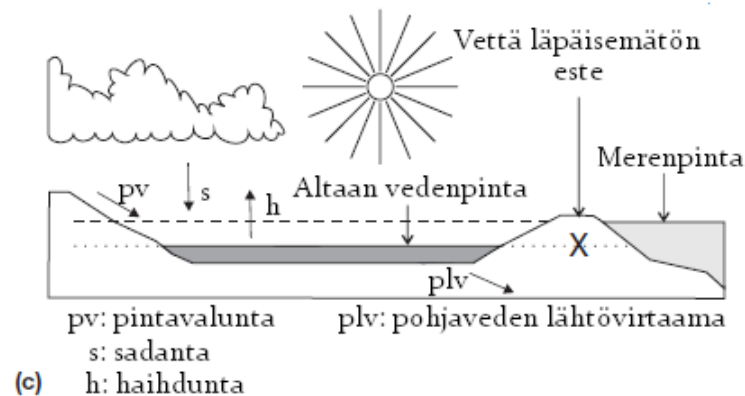
Evaporiittien kerrostumisen aikana altaat voivat muuttua yhden luokan altaasta toiseksi. Jos paikallinen merenpinnan taso laskee, laguuni muuttuu merivaikutteiseksi suolajärveksi ja lopulta merestä irralliseksi suolajärveksi. Kuvassa 1 tämä tarkoittaa siirtymistä (a):sta (b):hen ja (c):hen. Vastaavasti paikallisen merenpinnan noustessa merenrannan suolajärvi voi alkaa ottaa merestä vastaan pohjavettä ja lopulta myös pintavettä, mikä



Merivaikutteinen suolajärvi



Suolajärvi



Kuva 1: Periaatekuvat evaporiitteja kerrostavista altaista: (a) laguuni, (b) merivaikutteinen suolajärvi ja (c) suolajärvi. (Babel ja Schreiber 2014). Julkaistu Elsevierin luvalla.

ilmenee Kuvassa 1 siirtymisenä (c):stä (b):hen ja lopulta (a):han. (Babel ja Schreiber 2014)

Wenk ja Bulakh (2016) kertovat, että suurten evaporiittimuodostumien synnylle otolliset altaat edellyttävät sopivia tektonisia oloja. Vajoavat altaat sopivat heidän mukaansa pak-

sujen evaporiittimuodostumien kerrostumiseen. Mantereiset repeämältaat ovat yksi esimerkki voimakkaasti vajoavista altaista (Pankka et al. 1991), ja Vanhasen (2001) mukaan repeytyvät kratonit ovatkin evaporiittien muodostukselle otollisia tektonisia ympäristöjä. Tällä hetkellä Maapallolla ei ole yhtään paikkaa, jossa merellisiä evaporiitteja syntyisi suuressa mittakaavassa (Selley 2000, Babel ja Schreiber 2014).

Kendallin ja Harwoodin (1997) mukaan evaporiitit voivat tietyissä olosuhteissa kerrostua nopeammin kuin mikään muu sedimentti. Blattin et al. (2006) mukaan kipsin kerrostumisnopeus on 0,5–1,0 millimetriä vuodessa. Schreiber ja Hsü (1980, Kendallin ja Harwoodin 1997 mukaan) kertovat sebkhon kerrostavan sulfaatteja yhden millimetrin vuodessa, kun taas matalissa altaissa kipsiä kerrostuu 1–40 millimetriä vuodessa. Haliittia kerrostuu matalissa altaissa 10–100 millimetriä vuodessa.

3.2. Sebkat

Sebkat ovat merenpinnan yläpuolella aavikoilla esiintyviä tasaisia altaita, jotka ovat kuivia suurimman osan vuodesta. Sebkat voivat esiintyä rannikolla tai sisämaassa. (Jackson 1997)

Kendallin ja Harwoodin (1996) mukaan sebkat saostavat evaporiitteja kahdella tavalla: joko maan pinnalle tai klastisten sedimenttikerrosten sisälle pohjaveden haihtuessa. Maan pinnalle saostuneet evaporiitit erodoituvat erittäin helposti, joten vain klastisten sedimenttikerrosten sisälle syntyneet evaporiitit jäävät jäljelle sedimenttikiviin. Tyypillisiä sebkhon evaporiittimineraaleja ovat kipsi, anhydriitti, haliitti ja harvemmin polyhaliitti.

Sebkat voivat syntyä joko silikoklastiseen tai karbonaattiseen maahan. Näiden välillä on eroa siinä, millaisia evaporaatteja syntyy. Kendall ja Harwood (1996) kertovat, että karbonaattisissa sebkhoissa tapahtuu kalsiitin muuttumista dolomiitiksi tai magnesiitiksi, mikä vapauttaa kalsiumia sebkhon veteen. Veden kasvanut kalsiumpitoisuus puolestaan edesauttaa kipsin ja anhydriitin muodostumista.

3.3. Matalan veden altaat

Kendall ja Harwood (1996) jakavat suolajärvet evaporiittien muodostumisen kannalta kolmeen luokkaan. Kuivuneet suolajärvet ovat suurimman osan vuodesta kuivia, ja niiden evaporiitit muistuttavat suuresti sebkhon evaporiitteja. Lyhytikäiset suolajärvet kuivuvat vuosittain vuodenaikojen mukaan. Ympärivuotisissa suolajärvissä on nimensä mukaisesti vettä ympäri vuoden, eivätkä ne kuivu säännöllisesti minään vuodenaikana. Koska

altaat täyttyvät vähitellen niihin muodostuvista evaporiiteista, suolajärvillä on taipumus muuttua ympärivuotisista suolajärvistä lyhytikäisiksi suolajärviksi ja edelleen kuivuneiksi suolajärviksi.

Kendall ja Harwood (1996) pitävät hyvin säilyneitä matalan veden evaporiitteja helposti tunnistettavina. Matalan veden sedimenttirakeet, kuten aallonmerkit, ovat näkyvissä evaporiiteissa, samoin kuin kuivumisraot. Lisäksi matalan veden altaissa syntyy tyypillisesti mikrobipatjoja, joista jää merkkejä evaporiitteihin.

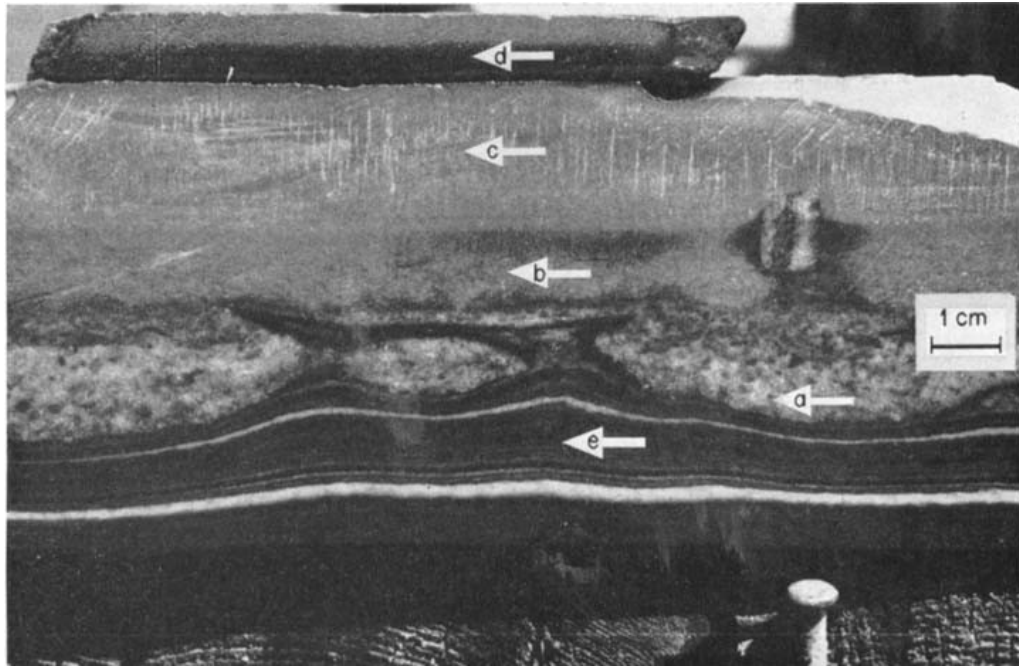
Matalissa altaissa veteen liuenneiden ionien konsentraatiot voivat vaihdella paljon melko pienelläkin aikavälillä, koska altaan tilavuus on pieni. Vastaavasti mataliin vesiin kerrostuvien evaporiittien mineralogia voi vaihdella nopeasti. Matalan veden altaat voivat myös kuivua väliaikaisesti, jolloin evaporiitit jäävät alttiiksi eroosiolle, tai täyttyä vähäsuolaisella vedellä, jolloin evaporiitit alkavat liueta pois. Näistä tapahtumista jää evaporiitteihin epäjatkuvuuksia. (Kendall ja Harwood 1996)

3.4. Syvän veden altaat

Kendallin ja Harwoodin (1996) mukaan syvän veden evaporiitit kiteytyvät pääosin veden pinnalla ja muodostavat kumulaatteja. Haliitti kuitenkin yleensä kiteytyy uudelleen altaan pohjalla, joten kumulaattirakenne jää näkyviin vain anhydriitti- ja kipsikerroksiin.

Syvän veden altaiden evaporiiteissa on vähemmän epäjatkuvuuksia kuin matalan veden altaissa. Mineralogista vaihtelua kuitenkin esiintyy myös syvän veden evaporiiteissa. Etenkin karbonaattien, sulfaattien ja haliitin laminaarinen vaihtelu on syvän veden evaporiiteille tyypillistä. Tavallisesti sulfaattikerrokset ovat 1–2 mm paksuja. Vaihtelu johtuu haihtuman ja virtaamien muutoksista. Perinteisesti vaihtelun on ajateltu olevan vuodenaikaisvaihtelua, mutta Kendallin ja Harwoodin (1996) mukaan asiasta ei ole todisteita.

Syvän veden altaissa evaporiitit ovat alttiita massaliikunnoille samaan tapaan kuin muutkin sedimentit. Schreiberin et al. (1976) tutkimissa mioseeninaikaisissa evaporiiteissa on jopa nähtävissä kokonainen kipsistä koostuva Bouma-sarja, joka on esitetty Kuvassa 2.



Kuva 2: Enimmäkseen kipsistä koostuva mioseeninaikainen Bouma-sarja Gibelliinasta Sisiliassa. (a) on lajittunutta, rakenteetonta sedimenttiä, (b) on yhdensuuntaisesti laminoitunutta sedimenttiä, (c) on aallonmerkkistä, laminoitunutta sedimenttiä, (d) on yhdensuuntaisesti laminoitunutta, hienorakeista sedimenttiä ja (e) on peliittinen välikerros. (Schreiber et al. 1976). Julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla.

4. EVAPORIITTIIEN MUUTTUMINEN JA PSEUDOMORFOOSIT

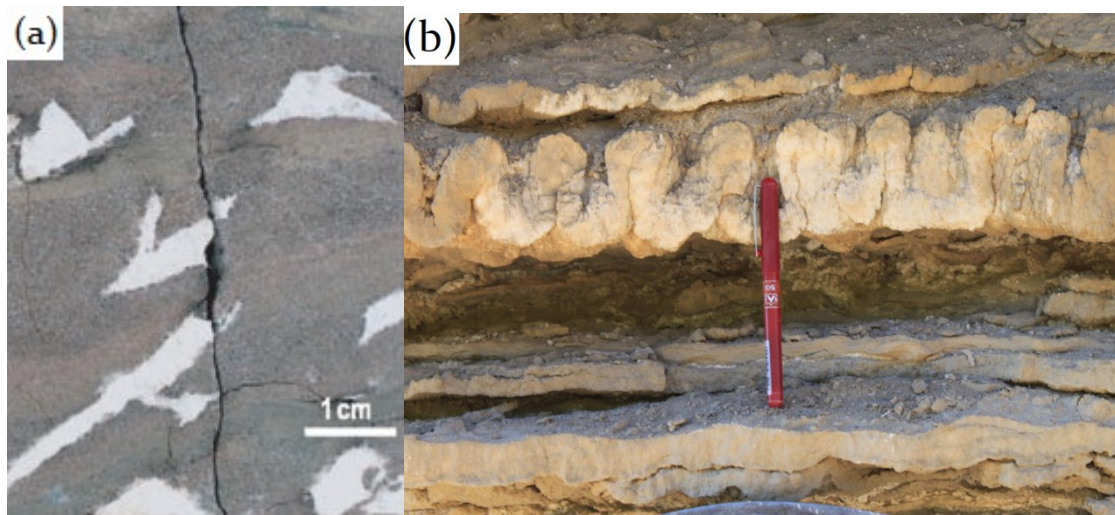
4.1. Evaporiittien asut ja rakenteet

Evaporiitit voivat saostua veden pinnalla, keskellä vesimassaa, veden pohjalla tai huokoisten sedimenttien sisällä. Nämä eri syntyvät näkyvät evaporiittien rakenteessa. Roberts ja Spencerin (1995) mukaan veden pinnalla ja vesimassan keskellä syntyneet haliitit muodostavat kumulaattirakenteen. Lisäksi pinnalla syntyneissä haliittikiteissä on suuri määrä fluidisulkeumia. Altaan pohjalla kasvaneissa haliittikiteissä on myös fluidisulkeumia, mutta pinnalla syntyneistä kiteistä poiketen sulkeumat aiheuttavat näkyvää raitaisuutta. Pohjalle syntyneet evaporiitit muodostavat tyypillisesti tiiviisti kasvaneista omanmuotoisista kiteistä kuoren (Kendall ja Harwood 1996, Babel ja Schreiber 2014). Haliittikerrostumien yläpinnassa voi olla liukenemisesta syntyneitä epätasaisia pintoja ja kuoppia, minkä perusteella kerrostuman yläpinta voidaan erottaa omanmuotoisten kiteiden muodostamasta alapinnasta (Kendall ja Harwood 1996). Altaan pohjalla syntynyt kipsi muodostaa usein ylöspäin osoittavia kaksostuneita kiteitä, joita muistuttavat kalanpyrstöjä (Kendall ja Harwood 1996, Melezhik et al. 2005). Kuvassa 3a näkyy dolomiitiksi muuttuneita kaksostuneita kipsikiteitä. Huokoisten sedimenttien sisälle kasvavat evaporiittikiteet puolestaan vääntävät ja rikkovat sedimenttien primaareja kerrosrakenteita (Kendall ja Harwood 1996, Melezhik et al. 2005, Blättler et al. 2018). Tekin et al. (2010) kuvaavat, kuinka sedimenttien sisälle kasvanut kipsi ja anhydriitti voivat muodostaa kanaverkoksi kutsuttuja rakenteita. Kanaverkkoja syntyy sebkhoihin pohjaveden pinnan yläpuolella.

Anhydriitti ja kipsi muuttuvat herkästi toisikseen vallitsevien olosuhteiden mukaan: kuivassa ympäristössä kipsi luopuu kidevedestään, kosteassa ympäristössä anhydriitti puolestaan ottaa kiderakenteeseensa vettä. Näitä reaktioita kutsutaan dehydraatioksi ja hydraatioksi. Kipsin tilavuus on suurempi kuin vastaavan anhydriitin tilavuus, joten hydraatiossa kivi laajenee. Tämän laajenemisen on tulkittu synnyttävän evaporiittikerroksissa usein tavattavan enteroliittisen rakenteen, (Melezhik et al. 2013), joskin Escavy ja Her-

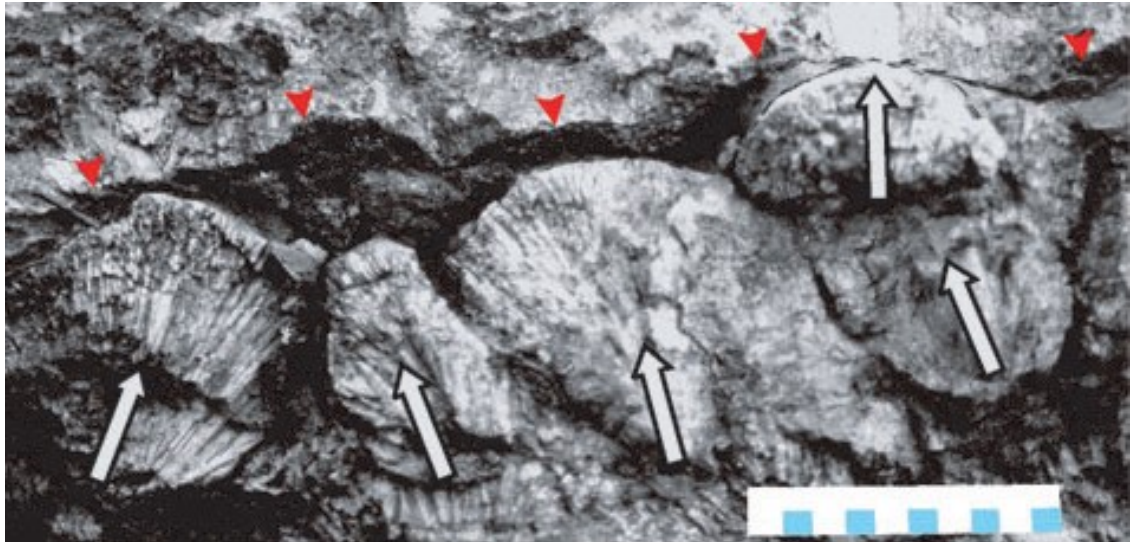
rero (2019) uskovat enteroliittien olevan mikrobitoiminnan aiheuttama primaarinen rakenne, joka syntyy myös muuttumattomiin kipsikerroksiin. Enteroliitti on esitetty Kuvassa 3b.

Gandinin et al. (2005) mukaan pseudomorfisia kalsiitti- ja dolomiittiviuhkoja esiintyy hyvin yleisesti neoarkeisilla karbonaattitasanteilla. Näiden viuhkojen on tulkittu olleen alun perin kipsiä. Kuvassa 4 on esitetty dolomiittiviuhkoja.



Kuva 3: (a): Dolomiitiksi muuttuneita kaksostuneita kipsikiteitä, jotka muodostavat niin sanottuja kalanpyrstöjä. Kiteet ovat syntyessään osoittaneet ylöspäin, mutta ovat myöhemmin hieman deformatuneet ja kääntyneet. Tulemajärven muodostuma, Venäjä. Muokattu Melezhikin et al. (2005) kuvasta. Julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla. (b): Enteroliittinen kipsikerros mioseenin aikaisessa Yesos de Cerezon muodostumassa Beloradossa Espanjassa. Muokattu Escavyn ja Herreron (2019) kuvasta. Julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla.

Muuttuneiden, pseudomorfisten evaporiittien alkuperäinen mineralogia päätellään usein mineraalin asun perusteella. Babel ja Schreiber (2014) kuitenkin pitävät tätä epävarmana menetelmänä, sillä monilla evaporiittimineraaleilla on keskenään samankaltaiset asut. Esimerkiksi kipsillä, aragoniitilla ja nahcoliitilla on kuusikulmainen pylväsmäinen asu. Sumnerin (2004) mukaan kipsin ja aragoniitin pseudomorfoosien erottamiseksi toisistaan pitäisi mitata kidepintojen väliset kulmat paremmalla kuin 5° tarkkuudella.



Kuva 4: Pseudomorfisia dolomiittiviuhkoja, jotka ovat alun perin olleet luultavasti kipsiä. Valkoiset nuolet osoittavat kipsin kasvusuunnan, punaiset nuolet puolestaan viuhkojen päälle kerrostuneen savihunnun. Tulemajärven muodostuma, Venäjä. Muokattu Melezhikin et al. (2005) kuvasta. Julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla.

4.2. Evaporiittien muuttuminen

Evaporiittien pysyvyys on likimain käänteinen niiden kiteytymisjärjestykseen nähden: vakaimpia evaporiitteja ovat kipsi ja anhydriitti, kun taas esimerkiksi kainiitti on epävakaa ja häviää helposti geologisissa prosesseissa (Blatt et al. 2006).

Evaporiitit, etenkin mantereiset evaporiitit, ovat rikastuneita boorin suhteen. Magmakivien ja metamorfisten kivien yleisin booripitoinen mineraali on turmaliini. Frietschin et al. (1997) mukaan magmakivien turmaliini on koostumukseltaan pääosin runsaasti rautaa sisältävää schörlä, kun taas evaporiiteista lähtöisin olevat metamorfiset turmaliinit ovat tavallisesti magnesiumrikasta draviittia. Henryn et al. (2008) tutkimusten perusteella metaevaporiittisilla turmaliineilla on korkea magnesium- ja natriumpitoisuus. Trumbullin et al. (2020) tutkimuksen mukaan turmaliinin boori-isotooppien perusteella voidaan päätellä, mistä boori on peräisin. Isotooppien perusteella voidaan erottaa paitsi magmaattiset ja evaporiittiset turmaliinit myös mantereisten evaporiittien turmaliinit merellisten evaporiittien turmaliineista. Tässä on tosin ongelmana se, että myös hydrotermisen fluidin erilaiset vuorovaikutukset ja myöhempi muuttuminen voivat vaikuttaa isotooppikoostumukseen. Lisäksi boori-isotooppitutkimukseen liittyy sitä suurempi epävarmuus mitä vanhemmista kivistä on kyse, sillä prekambrian meriveden kemia tunnetaan melko huonosti.

Skapoliitti on isomorfinen seossarja, jonka päätejäsenet ovat marialiitti ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$) ja meioniitti ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$). Lisäksi skapoliittiryhmään kuuluu silvialiitti ($(\text{Ca},\text{Na})_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4,\text{CO}_3)$) (Hamisi et al. 2019). Tavallisimmin skapoliittia tavataan

metamorfisissa kivissä, tosin sitä voi esiintyä myös primaarina mineraalina magmakivissä. Skapoliitti on tärkein klooripitoinen mineraali evaporiiteissa, jotka ovat metamorfoituneet vihreäliuske-, amfiboliitti- tai granuliittifasiyksessä. Skapoliitin lisäksi klooria voi olla myös apatiitissa, biotiitissa tai sarvivälkkeessä (Frietsch et al. 1997).

Vanhanen (2001) on päätellyt, että klooripitoisten fluidien reagoidessa rautapitoisten sulfidien kanssa syntyy hibbingiittiä ($\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$). Hibbingiitti muuttuu hapettavissa olosuhteissa herkästi goethiitiksi ($\text{FeO}\cdot\text{OH}$) tai akaganeiitiksi $((\text{Fe}^{3+},\text{Ni}^{2+})_8(\text{OH},\text{O})_{16}\text{Cl}_{1.25}\cdot n\text{H}_2\text{O})$ (Saini-Eidukat et al. 1994, Vanhanen 2001).

5. EVAPORIITTIIEN ESIINTYMINEN FENNOSKANDIAN KALLIOOPERÄSSÄ

5.1. Ääninen

Äänisellä on löydetty Tulemajärven (englanniksi Tulomozero) muodostumaa kairattaessa evaporiittiesiintymä. Evaporiitit on löydetty Onega Parametric Hole (OPH)-nimisestä kairanreiästä. Esiintymä on syvyydellä 2 940–2 115 m. Esiintymä on jaettu kolmeen yksikköön. Alin yksikkö, joka on 107 m korkea, koostuu uudelleen kiteytyneestä haliitista, jossa on hajarakeina magnesiittia, anhydriittiä ja savikiveä. Keskimäinen, 503 m korkea yksikkö koostuu vaihtelevista magnesiitti-, anhydriitti- ja savikivikerroksista. Ylin yksikkö on 215 m korkea ja koostuu kerroksellisesta dolomiitista ja savikivestä sekä vaihtelevasta määrästä magnesiittia. Muissa osissa Tulemajärven muodostumaa on runsaasti merkkejä evaporiiteista, mutta ei säilyneitä evaporiittimineraaleja. (Blättler et al. 2018).

Evaporiittimineraalien rikki-isotoopit ovat homogeeniset, mikä yhdessä evaporiittien suuren määrän kanssa kertoo Blättlerin et al. (2018) mielestä kivien olevan merellistä evaporiittia.

Melezhikin et al. (2013) mukaan FAR-DEEP 10A ja 10B kairainrei'istä voidaan tehdä seuraava sedimentaatioympäristön tulkinta Tulemajärven muodostumalle. Alimpana on paksuja kerroksia massiivista dolomiittia, joka on ilmeisesti kerrostunut mannerrinteelle. Tämän yläpuolella on veden alle kerrostunut karbonaattitasanne. Karbonaattitasanteessa on suuria liukenemisestä syntyneitä reikiä. Karbonaattitasanteen yläpuolelle on kerrostunut vuorottelevia stromatoliitti- ja dolareniittikerroksia. Tämän jälkeen on kerrostunut vuorottelevia dolomiitti- ja evaporiittikerroksia. Evaporiitit ovat myöhemmin korvautuneet enimmäkseen dolomiitilla ja kvartsilla, mutta kipsi- tai anhydriittiruusut sekä enteroliittiset rakenteet ovat näkyvissä. Enteroliittisten rakenteiden perusteella kerrostumisympäristön on päätelty olevan sebkha. Tässä yksikössä esiintyy massiivisia breksioita, jotka lienevät syntyneen evaporiittien liukenemisestä ja yläpuolisten kivien romahtamisesta. Breksiat koostuvat karbonaattisista ja silikoklastisista kivistä, joiden iskoksena on dolomiitti. Dolomiitti- ja evaporiittikerroksien päälle on kerrostunut merkeliä, jossa on merkkejä haliitista ja sulfaateista. Sedimentologisten rakenteiden perusteella merkeli syntyi lyhytikäisessä suolajärvässä. Merkelin yläpuolella on magnesiittia, jonka on tulkittu olevan sebkhassa tai suolajärvässä syntynyttä, muuttunutta dolomiittia. Merkelin jälkeen

on kerrostunut klastista dolomiittia karbonaattitasanteen viereen, jonka päällä on vuorovesivaikutteisia hiekkakerroksia. Hiekkakerrosten päällä on hiekka-, siltti- ja savikiviä, joiden joukossa on myös kipsin pseudomorfooseja. Tämä muodostuma on kerrostunut sebkhaan.

Seuraavaksi on syntynyt vuorovesialueen karbonaattitasanne, jossa esiintyy myös breksiaa ja kipsiruuksuja. Tämän on tulkittu tarkoittavan sitä, että karbonaattitasanne on välillä siirtynyt vuorovesialueelta pois ja takaisin. Karbonaattitasanteen yläpuolella on laguuniin kerrostunutta konglomeraattia, dolareniittia, hiekka- ja silttikiveä. Tämän jälkeen on jälleen syntynyt karbonaattitasanteen kiviä, joissa on nähtävillä pylväsmäisiä stromatoliittejä. Karbonaattitasanteen päälle on kerrostunut vuorovesialueen savi-, siltti- ja hiekkakiviä. Hiekkakivissä on sulfaattikyhmyjä, jotka kertovat tämänkin yksikön olleen välillä evaporiittien synnylle otollisissa olosuhteissa.

Sedimenttiseurannon katkaisee ilman alle purkautunut mafinen laava. Laavakivien yläpuolelle on syntynyt hiekka- ja silttikiviä, joissa on kuivumisrakoja ja anhydriittiä. Tämä yksikkö on ilmeisesti vuorovesivyöhykkeen evaporiittinen hiekkatasanne. Hiekkatasanne vaihtuu sebkhaksi, jossa syntyi silttikiveä ja sulfaatteja. Sedimenttikerrosten sisäinen sulfaattikiteiden kasvu on suurimmaksi osaksi tuhonnut primaariset kerrosrakenteet tässä yksikössä. Sebkhan yläpuolella tavataan jälleen karbonaattitasanne, jossa on merkkejä mikrobitoiminnasta. Tulemajärven muodostuman ylimpänä yksikkönä on merkelistä, savi- ja silttikivistä koostuva yksikkö, jossa on runsaasti kipsiruuksuja ja -kyhmyjä sekä evaporiittien liukenemisestä syntyneitä breksiaa. Kyseinen yksikkö on ilmeisesti kerrostunut sebkhaan.

Melezhnik et al. (2005) jakavat Tulemajärven muodostumasta löytyneet sulfaattipseudomorfoosit kahteentoista luokkaan: 1. viuhkamaiset kipsikiteet 5–10 cm paksuina kerroksina (Kuva 4), 2. dolomiittikerrosten päälle kasvaneet kipsikyhmyt, 3. enteroliittiset 0,5–2 mm paksut sulfaattimineraalit, 4. sulfaattikyhmyt, joissa primaariset sedimenttirakenteet ovat näkyvissä, 5. pyöristyneet kyhmyt, joiden rakenne muistuttaa anhydriittiä, 6. prismaattiset kipsikiteet, 7. linssimäiset tai kiekkomaiset kipsikiteet, 8. prismaattiset, kaksostuneet kalanpyrstönmuotoiset kipsikiteet (Kuva 3b), 9. stromatoliittien kerroksia vääntävät kipsikiteet ja -kyhmyt, 10. yksittäiset pallomaiset kipsikyhmyt, 11. mikrokylmät ja ruusut, joissa on paljon fluidisulkeumia, 12. halliittikiteet. Kaikissa edellä mainituissa primäärit evaporiittimineraalit ovat korvautuneet dolomiitilla tai kvartsilla, joskin joissain

kvartsin korvaamissa sulfaattikiteissä on mikrometrien kokoluokkaa olevia anhydriittisulkeumia. Yhdessä nämä erilaiset pseudomorfoosit ovat vahva todiste siitä, että Tulemajärven muodostumassa on ollut evaporiitteja.

Blättler et al. (2018) ovat tulkinneet OPH:n kivien perusteella Tulemajärven evaporiittien kerrostuneen matalaan mereen ja merenrannan sebkhoihin, mikä vastaa Melezhikin et al. (2015) tulkintaa. OPH:n alin yksikkö koostuu valtaosin haliitista, keskimmäinen yksikkö anhydriitista ja ylin yksikkö dolomiitista, joten kairareian kivet ovat osa käännteistä Usiglion sarjaa. Tämän perusteella altaan suolapitoisuus on pienentynyt altaan kehittyessä.

Tulemajärven muodostuma on tällä hetkellä vanhin tunnettu evaporiittisen haliitin esiintymä (Blättler et al. 2018). Ennen Tulemajärven evaporiittien löytymistä vanhin tunnettu säilynyt haliittiesiintymä on ollut noin 830 miljoonaa vuotta vanhassa Brownen muodostumassa Länsi-Australiassa (Spear et al. 2014). Ovchinnikovan et al. (2007) mukaan Karjalassa on Fennoskandian kilven vähiten muuttuneet jatuliset sedimenttikivet. Tämä voi selittää, miksi juuri Tulemajärven muodostumassa on säilyneitä evaporiittimineraaleja. Vaikka muissa samanaikaisissa Fennoskandian sedimenttikivissä olisikin ollut evaporiitteja, evaporiittimineraalit ovat hävinneet metamorfoosissa.

Tulemajärven muodostuman ikää ei ole vielä määritetty tarkasti. Blättlerin et al. (2018) mukaan Stepanova et al. (1998) ovat määrittäneet Tulemajärven muodostuman yläpuolisen Äänisniemen (englanniksi Zaonega) muodostuman läpi kulkevien juonien iäksi $1\,956 \pm 5$ Ma, joten Tulemajärven muodostuman täytyy olla tuota vanhempi. Martin et al. (2015) määrittivät Tulemajärven alapuolisten metabasalttien iäksi baddeleyiitti- ja zirkonikiteiden uraani-lyijy-iänmäärityksellä $1\,975,3 \pm 2,8$ Ma, mikä täsmää hyvin Puchtelin et al. (1998) samasta yksiköstä tekemään zirkoni-iänmääritykseen $1\,976 \pm 9$ Ma. Näiden perusteella Tulemajärven muodostuma on syntynyt aikavälillä $1\,976 \pm 9$ Ma ja $1\,956 \pm 5$ Ma. Sen sijaan Ovchinnikova et al. (2007) ovat määrittäneet suoraan Tulemajärven dolomiiteista lyijy-lyijy-iänmäärityksellä kiven iäksi $2\,090 \pm 70$ Ma, mikä on ristiriidassa kahden edellä mainitun iänmäärityksen kanssa. Tilannetta mutkistaa vielä se, että Puchtelin et al. (1998) tekemän samarium-neodyymi-isokrooni-iänmäärityksen perusteella Äänisniemen muodostumaa intrudoivan Kentjärven (englanniksi Konchozero) peridotiitin ikä on $1\,975 \pm 24$ Ma, minkä perusteella Äänisniemen muodostuman pitäisi olla tuota vanhempi.

5.2. Keski-Lapin liuskejakso

Silvennoisen (1998) mukaan Lapin vihreäkivivyöhyke koostuu metamorfisista vulkaniiteista ja sedimenttikivistä, jotka syntyivät 2 600–2 250 miljoonaa vuotta sitten. Vanhimmat Keski-Lapin vihreäkivivyöhykkeen kivet ovat arkeisen Kenorlandin jättiläismanteleen repeytymisen alkaessa kuivalle maalle purkautuneita mafisia ja ultramafisia vulkaniitteja. Hautavajoamiin kerrostui vulkaniitteja ja sedimenttikiviä, ja vähitellen hautavajoamien kehittyessä ympäristö muuttui merelliseksi. Lapin vihreäkivivyöhyke voidaan jakaa Keski-Lapin, Peräpohjan ja Kuusamon liuskejaksoihin. Repeytymisvaiheen sedimenttikivet kuuluvat Sodankylän ja Kivalon ryhmiin (Luukas et al. 2017).

Keski-Lapin liuskealueella on runsaasti skapoliittia. Kittilän länsiosissa skapoliittia esiintyy erityisesti tietyissä kivilajiyksiköissä: vihreäkiven yläpuolisissa metapeliitteissä ja -merkeleissä, niiden päällisissä metagrauvakoissa ja konglomeraateissa sekä meta-arenii-
tin yläpuolisissa metagrauvakoissa. Näiden kivien metamorfinen aste on pienempi kuin Keski-Lapin liuskevyöhykkeen keskiosan kivillä. (Tuisku 1985)

Tuiskun (1985) mukaan eräässä metadiabaasissa skapoliitti on korvannut andesiinia, ja myöhemmin puolestaan oligoklaasi-albiitti on korvannut skapoliittia. Tämän perusteella kyseisen diabaasin skapoliitti on primaarista, magmaattista alkuperää. Lisäksi skapoliittitunut diabaasikappale on löytynyt ei-skapoliittituneesta konglomeraatista. Näiden perusteella Tuisku (1985) on päätellyt, että skapoliitti on syntynyt vähintään kahdessa vaiheessa, magmaattisesti tai hydrotermisesti ennen konglomeraattien syntyä ja metamorfisesti ylimpien grauvakkojen kerrostumisen jälkeen.

Tuiskun (1985) mukaan Keski-Lapin skapoliitissa on klooria 1,4–3,1 painoprosenttia. Frietsch et al. (1997) tutkivat myös Keski-Lapin vihreäkivien skapoliittia yhdessä Ruotsin vastaavien kivien kanssa, ja heidän mukaansa skapoliitin klooripitoisuus on 1,5–4,6 painoprosenttia. Ei ole merkkejä siitä, että kloori voisi olla peräisin syväkivistä. Mafinen magma voisi tuoda mukanaan klooria, mutta Tuiskun (1985) mielestä vaikuttaa mahdottomalta, että magma toisi mukanaan tarpeeksi klooria kaiken Keski-Lapin skapoliitin luomiseen. Myöskään hydrotermisessä järjestelmässä kiertävä merivesi ei ole tarpeesi suolapitoista selittääkseen skapoliittituumisen. Kun nämä muut mahdolliset kloorilähteet on poissuljettu, vaikuttaa siltä, että kloorin on täytynyt tulla evaporiiteista.

Tuiskun (1985) mukaan käsitystä evaporiittien kerrostumista tukee se, että skapoliitti on keskittynyt tiettyihin stratigrafisiin yksiköihin. Tämä ei kuitenkaan tarkoita sitä, että evaporiitteja olisi ollut juuri siellä missä skapoliittia löytyy, sillä hydrotermiset fluidit ovat voineet kuljettaa klooria ylöspäin. Lisäksi skapoliitti esiintyy paljastumilla kerroksellina. Joissain lajittuneissa metapeliiteissä skapoliittia esiintyy vain kiillerikkaissa kerroksissa. Nämä kerrokset ovat olleet alkuperäisessä sedimenttikivessä hienorakeisia, hitaasti sedimentoituneita kerroksia, joiden kerrostumisolosuhteet olisivat olleet otollisia evaporiittien synnylle. Kyseisissä kerroksissa on myös metamorfista amfibolia, mikä viittaa siihen, että sedimentaation aikana on saostunut karbonaatteja. Tämä on myös merkki ympäristöstä, jossa evaporiitteja voisi syntyä.

Skapoliitin lisäksi Keski-Lapin vihreäkivivyöhykkeen evaporiiteista kertoo sedimenttikivien albitisaatio. Eilun (1994) mukaan suurin osa Keski-Lapin vihreäkivivyöhykkeen sedimenttikivistä albitisoitui diagenesiksessä. Huokosvesi kuljetti mukanaan muutoksen vaatiman natriumin, joka oli peräisin aiemmin kerrostuneista evaporiiteista. Eilun (1994) mukaan albitisaatiota havaitaan myös sellaisissa muuttuneissa sedimenttikivissä, joissa ei ole skapoliittia. Hän kuitenkin arvelee, että kaikki natrium ei ole peräisin evaporiiteista, vaan myös savimineraalit ja merivesi ovat luovuttaneet natriumia albitisaatiota varten.

Tuisku (1985) pitää evaporiittiselityksessä ongelmana sitä, ettei alueelta ole löytynyt sulfaattipitoisia kiviä. Lisäksi Frietschin et al. (1997) tutkimuksessa skapoliittien sulfiittipitoisuus on pääosin alle promillen. Jos Keski-Lapin kivien korkea klooripitoisuus johtuu evaporiiteista, voisi luulla, että alueen kivillä olisi myös korkea sulfaattipitoisuus. Näin ei kuitenkaan ole. Yksi Tuiskunkin (1985) ehdottama selitys voi olla se, että paleoproterotsooinen merivesi sisälsi paljon vähemmän sulfaattia kuin nykyinen merivesi. Tätä tukee Kahin et al. (2004) tutkimus, jonka mukaan meren sulfaattipitoisuus oli 2,2 miljardia vuotta sitten alle yksi millimooli litrassa.

Frietschin et al. (1997) mukaan skapoliittia esiintyy runsaasti myös Pohjois-Ruotsin paleoproterotsooisissa vulkaanisissa kivissä ja sedimenttikivissä. Skapoliitin lisäksi kivissä esiintyy paikoin draviittista turmaliinia, ja Keski-Lapin vihreäkivivyöhykkeen tapaan myös Pohjois-Ruotsin sedimenttikivet ovat albitisoituneita. Frietsch et al. (1997) ovat näiden perusteella tulkinneet Pohjois-Ruotsissa olleen samankaltaiset ja likimain samankäiset evaporiittiyksiköt kuin Keski-Lapissa. Turmaliinin harvinaisemman esiintymisen

suhteessa skapoliittiin he arvelevat johtuvan yksinkertaisesti siitä, että boraatteja on evaporiiteissa vähän.

5.3. Kuusamon liuskejakso

Vanhasen (2001) mukaan Kuusamossa ei tunneta varmoja todisteita evaporiiteista, kuten esimerkiksi evaporiittimineraaleja. Sen sijaan evaporiiteista kertoo kivien albitisaatio. Sekä mafiset vulkaniitit että sedimenttikivet ovat albitisoituneet (Witt et al. 2020). Albitisoituneet kerrokset sijaitsevat pääosin lähellä karbonaattikerroksia (Vanhanen 1988), mikä tukee ajatusta siitä, että albitisaation vaatima natrium olisi peräisin evaporiiteista, sillä altaan kehityksessä karbonaatteja kerrostuu usein ennen evaporiitteja tai päinvastoin. Merkkejä sulfaateista ei ole havaittu, mutta samoin kuin Lapin vihreäkivienkin tapauksessa, tämä todennäköisesti johtuu siitä, että paleoproterotsoisten merien sulfaattipitoisuus oli murto-osa nykyaikaisen meren sulfaattipitoisuudesta (Kah et al. 2004). Mahdollinen felsinen ja alkalinen vulkanismi on voinut myös osallistua albiittipitoisten kivien syntyyn, mutta Vanhanen (2001) ei pidä mahdollisena sitä, että kaikki albitisaation vaatima natrium olisi peräisin vulkaniiteista.

Vasilopouloksen et al. (2021) tutkimat turmaliinit Kuusamon liuskejaksolle kuuluvalla Juomasuon kulta-kobolttiesiintymällä tukevat käsitystä siitä, että albitisaatio liittyy evaporiittien metamorfisiin fluideihin. Albitisaatioon liittyvillä turmaliineilla on korkeat magnesium- ja natriumpitoisuudet. Turmaliinien boori-isotooppien perusteella boori on peräisin joko mantereisista evaporiiteista tai klastisista metasedimenteistä. Vasilopoulos et al. (2021) arvelevat, että boori olisi peräisin evaporiiteista, ja evaporiittien metamorfisen fluidin sekoittuminen muihin fluideihin olisi muuttanut isotooppikoostumusta.

Vanhanen (2001) on Kuusamon kivien perusteella tulkinnut, että varhaisessa vaiheessa Karjalan kratonin paleoproterotsooin aikaista repeämistä evaporiitteja kerrostui suolajärviin yhdessä arkoosien kanssa. Vasilopouloksen et al. (2021) tulkinta mantereisista evaporiiteista tukee tätä käsitystä. Evaporiitit koostuivat lähinnä haliitista, mutta suolajärviin saattoi saostua myös boraatteja. Evaporiitit hautautuivat myöhemmin tuffien ja laavakivien alle. Jossain vaiheessa evaporiittien hautautumisen jälkeen alueelle intrudoitui mafista magmaa kahdessa jaksossa. Intrusiot synnyttivät hydrotermisiä virtauksia läheisissä kivissä, ja nämä virtaukset liuottivat haliitin pois. Haliitin häviäminen romahdutti yläpuoliset kivilajiyksiköt, mistä syntyi breksiaa.

Haliitin liukenemisestä vapautui runsaasti natriumia ja klooria. Natrium siirtyi sedimenttikiviin albitisaatioissa, jonka mahdollisti hydrotermisten fluidien korkea lämpötila. Vanhanen (2001) arvelee, että albitisaatio tapahtui enimmäkseen ensimmäisen mafisen magmatismien jakson aikana 2 206 Ma sitten. Kloori sen sijaan siirtyi hydrotermisen fluidin mukana sulfidipitoisiin kerroksiin. Kloori reagoi sulfidien kanssa ja muodosti hibbingiittia. Hibbingiitin muodostumisessa vapautui puolestaan rikkiä.

5.4. Peräpohjan liuskejakso

Kyläkosken et al. (2012) mukaan Peräpohjan liuskejaksolla on noin viisi kilometriä paksu stratigrafinen sukkessio, joka edustaa kehittymätöntä repeämäallasta. Yksi osa tätä sukkessiota on Peräpohjan liuskejakson Kivalon ryhmään kuuluva Petäjäsken muodostuma. Muodostuman alapuolella on Palokivalon ja Kaisavaaran muodostumat, jotka koostuvat kvartsiitista, mafisista juonista ja konglomeraatista. Petäjäsken muodostuman yläpuolella on Santalammen muodostuma, joka koostuu tyynybasalteista ja pyroklastisista basalteista, sekä ilmanalaisista tulvabasalteista koostuva Jouttiaapan muodostuma.

Petäjäsken muodostuma koostuu suurimmaksi osaksi kiille- ja albiittiliuskeesta. Molemmissa osissa esiintyy hematiittia, mitä Kyläkoski et al. (2012) pitävät muodostumaa määrittävänä piirteenä. Liuskeita vähemmän muodostumassa on myös kvartsiitti- ja dolomiittivälikerroksia. Kiilteiden, kvartsin ja maasälvän suhteellisen määrän perusteella Kyläkoski et al. (2012) ovat tulkinneet Petäjäsken muodostuman protoliittien olleen lähinnä savi- ja silttikiveä, sekä lisäksi hiekkakiveä ja dolomiittia. Albiittiliuskeet muistuttavat kiilleliuskeita rakenteellisesti ja geokemiallisesti, joten niidenkin on tulkittu syntyneen sedimenttikivistä. Kyläkoski et al. (2012) arvelevat, että albiittiliuskeet ovat peräisin evaporiittien liukenemisestä syntyneiden natriumpitoisten fluidien aiheuttamasta albitisaatioista, samaan tapaan kuin Kuusamon liuskejakson albitisoituneet kivet.

Albiittiliuskeet muodostavat paksuja, paikoin jopa yli 30 m paksuja breksioita (Kyläkoski et al. 2012). Breksioiden yhteys albiittiliuskeeseen tukee käsitystä siitä, että breksiat ovat syntyneet evaporiittien liuetessa pois, aivan kuten Vanhanen (2001) on tulkinnut Kuusamon liuskejakson breksioiden syntyneen. Petäjäsken muodostuman ylimpinä kivilajina on dolomiittia, mikä kertoo viereisten kivilajityyppien kerrostumisympäristön olleen mahdollisesti sopiva evaporiittien kerrostumiselle. (Kyläkoski et al. 2012)

Turмалиini on yleinen mineraali Petäjäskosken savikivissä. Petäjäskosken turмалиini ovat koostumukseltaan enimmäkseen draviittisia. Yhdessä Petäjäskosken kiviäytteessä on suurimmillaan parinkymmenen mikrometrin kokoisia anhydrattisulkeumia kvartsissa (Kyläkoski et al. 2012), samoin kuin Tulemajärven muodostumassa (Melezhik et al. 2005).

Kyläkoski et al. (2012) ovat päätelleet Petäjäskosken muodostuman hematiitin olevan detritaalista hematiittia. Tämä sopii käsitykseen evaporiittien kerrostumiselle sopivasta ympäristöstä, sillä hematiitin synty rapautumisessa tapahtuu lähinnä kuumissa ilmas-
toissa.

Kyläkosken et al. (2012) mukaan Petäjäskosken muodostuma on korkeintaan 2 220 Ma mutta vähintään 2 140 Ma vanha. Tämä perustuu siihen, että Petäjäskosken muodostumaa leikkaava Kuusivaaran juoni on uraani-lyijy-ajoituksen perusteella $2\,140 \pm 11$ Ma vanha. Palokivalon muodostumaa leikkaavat mafiset ja ultramafiset juonet ovat puolestaan $2\,223 \pm 43$ Ma vanhoja (Hanski et al. 2010). Kyläkosken et al. (2012) mukaan Hölttä et al. (2003) ovat määrittäneen Petäjäskosken muodostuman yläpuolisen Jouttiaapan muodostuman iäksi samarium-neodyymiajoituksella $2\,105 \pm 50$ Ma.

Kyläkosken et al. (2012) mukaan Petäjäskosken muodostuma on metamorfoitunut pääosin alemmassa vihreäliuskefasieksessa ja deformoitunut voimakkaasti. Tästä huolimatta muodostumassa on tunnistettavia primaarisia sedimenttirakenteita. Petäjäskosken muodostumassa on savikivissä kuivumisrakoja, dolomiiteissa stromatoliitteja ja hiekkakivissä aallonmerkkejä, mitkä Kyläkosken et al. (2012) mukaan osoittavat sedimenttien kerrostuneen matalassa vedessä ja ilmanalaisessa ympäristössä. Sedimenttikivien rakenteiden perusteella vaikuttaa siltä, että sedimentit ovat kerrostuneet vuorovesitasangolle.

6. YHTEENVETO

Karjalan kratonin varhaisimmissa paleoproterotsooisissa sedimenttikivissä on paljon merkkejä siitä, että niihin on kerrostunut evaporiitteja, vaikka alkuperäiset evaporiittimineraalit ovatkin hävinneet pois. Nämä sedimenttikivet ovat nykyisin osa Lapin vihreäkivivyöhykettä. Tulemajärven muodostumalla Äänisellä on myös runsaasti merkkejä evaporiiteista, mutta Lapin vihreäkivivyöhykkeen kivistä poiketen Tulemajärven muodostumassa on myös säilynyt alkuperäisiä evaporiittimineraaleja. Kuusamossa evaporiitit on tulkittu lähinnä mantereisiksi evaporiiteiksi, kun taas Äänisen evaporiitit ovat kerrostuneet sekä sebkhoissa että vuorovesiympäristöissä. Myös Peräpohjan liuskejakson evaporiittien on tulkittu kerrostuneen vuorovesitasangolle.

Fennoskandian evaporiitit kertovat veden kemiasta Kenorlandin jättiläismantereen repeytyessä. Lapin vihreäkivivyöhykkeen evaporiiteissa ei ole ollut kovin paljoa sulfaattimineraaleja, mikä johtuu evaporiittien kerrostumisaikaan vallinneesta veden kemiasta. Äänisellä on sen sijaan runsaasti paitsi merkkejä anhydriitistä ja kipsistä, myös säilynyttä anhydriittiä. Äänisen evaporiitit ovat kerrostuneet Lapin vihreäkivivyöhykkeen evaporiitteja myöhemmin, ja ilmeisesti tänä aikana meren sulfaattipitoisuus on kasvanut riittävästi sulfaattimineraalien saostamiseksi.

Evaporiittien esiintyminen kertoo myös Karjalan kratonin sijainnista melko lähellä päiväntasaajaa Kenorlandin repeytymisen aikana. Tätä tukevat paleomagneettiset tutkimukset, joiden perusteella Karjalainen kratoni oli todennäköisesti alle 30° päässä päiväntasaajasta 2,4 Ga sitten ja 1,9 Ga sitten välisellä ajanjaksolla (Mertanen ja Pesonen 2005).

Fennoskandian kivien myöhemmässä metamorfoosissa evaporiitit ovat lienneet pois ja synnyttäneet näin yläpuolisten kivien romahtaessa breksioita. Evaporiitit ovat luovuttaneet metamorfiseen fluidiin erityisesti natriumia, kaliumia, klooria ja booria, mikä näkyy sivukivien muuttumisena albiitiksi, skapoliitiksi ja turmaliiniksi.

7. LÄHDELUETTELO

- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W. ja Nichols, M. C. (toim.) 2021. Handbook of Mineralogy. Mineralogical Society of America, Chantilly. <http://www.handbook-of-mineralogy.org/>. Luettu 6.5.2021
- Babel, M. ja Schreiber, B. C. 2014. Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. Teoksessa: Holland, H. D. ja Turekian, K. K. (toim.) Treatise on Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 484–560.
- Blättler, C. L., Claire, M. W., Prave, A. R., Kirsimäe, K., Higgins, J. A., Medvedev, P. V., Romashkin, A. E., Rychanchik, D. V., Zerkle, A. L., Paiste, K., Kreitsmann, T., Millar, I. L., Hayles, J. A., Bao, H., Turchyn, A. V., Warke, M. R. ja Lepland, A. 2018. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation. *Science* 360, 320–323.
- Canfield, D. E. 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature* Vol. 396, 450–453.
- Eilu, P. 1994. Hydrothermal alteration in volcano-sedimentary rocks in the Central Lapland greenstone belt, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 374.
- Evans, D. A. D. 2006 Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporite palaeolatitudes. *Nature* 444, 51–55.
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O. ja Perdahl, J.-A. 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews* 12, 1–34
- Drever, J. I. 1982. The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall, Inc. Eaglewood Cliffs.
- Gill, R. 1996. Chemical fundamentals of geology. Chapman & Hall. Lontoo.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. ja Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1–75.
- Hamisi, J., Etschmann, B., Brugger, J., Micklethwaite, S., Tomkins, A., Włodek, A. ja Pitcairn, I. 2019. Scapolite as a sulfur and chlorine reservoir in metamorphic terranes. Proceedings of the 15th SGA Biennial Meeting, 27-30 August 2019, Glasgow, Scotland, 202–205.
- Hanski, E., Huhma, H. ja Vuollo, J. 2010. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 82, 31–62.
- Hardie, L. A. 1984. Evaporites: marine or non-marine? *American Journal of Science* vol. 284, 193–240.
- Helvacı, C. ja Palmer, M. R. 2017. Origin and Distribution of Evaporite Borates: The Primary Economic Sources of Boron. *Elements* Vol. 13, 249–254.
- Holland, H. D. 1978. The chemistry of the atmosphere and the oceans. John Wiley & Sons, Inc. 351 s.

- Hölttä, P., Huhma, H., Lahtinen, R., Nironen, M., Perttunen, V., Vaasjoki, M. ja Väänänen, J. 2003. Introduction: modelling of orogeny in northern Fennoscandia. Teoksessa: Eklund, O. (toim.) Lapland – 2003. Excursion Guide to Swedish and Finnish Lapland, September 1–7, 2003. Geocenter Report Nr. 20, Turku University, Åbo Akademi, 6–27.
- Jackson, J. A. 1997. Glossary of geology. American Geological Institute, Alexandria. s. 769.
- Lahtinen, R. 2012. Main geological features of Fennoscandia. Geological Survey of Finland, Special Paper 53, 13–18.
- Lucia, F. J. 1972. Recognition of Evaporite—Carbonate Shoreline Sedimentation. Teoksessa: Rigby, J. K. ja Hamblin, W. K. (toim.) Recognition of Ancient Sedimentary Environments. SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication Volume 16, 160–191.
- Luukas, J., Kousa, J., Nironen, M. ja Vuollo, J. 2017. Major stratigraphic units in the bedrock of Finland, and an approach to tectonostratigraphic division. Geological Survey of Finland, Special Paper 60, 9-40.
- Martin, A. P., Prave, A. R., Condon, D. J., Lepland, A., Fallick, A. E., Romashkin, A. E., Medvedev, P. V. ja Rychanchik, D. V. 2015. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions. *Earth and Planetary Science Letters* 424, 226–236.
- McCaffrey, M. A., Lazar, B. ja Holland, H. D. 1987. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *Journal of Sedimentary Petrology* Vol. 57, 928–937.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Rychanchik, D. V. ja Kuznetsov, A. B. 2005. Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: Implications for seawater sulphate, the rise of atmospheric oxygen and local amplification of the $\delta^{13}\text{C}$ excursion. *Terra Nova* 17, 141–148.
- Melezhik, V. A., Prave, A. R., Brasier, A. T., Lepland, A., Romashkin, A. E., Rychanchik, D. V., Hanski, E. J., Fallick, A. E. ja Medvedev, P. V. 2012. Tulomozero Formation: FAR-DEEP Holes 10A and 10B. Teoksessa: Melezhik, V. A., Prave, A. R., Fallick, A. E., Hanski, E. J., Lepland, A., Kump, L. R. ja Strauss, H. (toim.) Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Springer, Heidelberg, 773–888.
- Melezhik, V. A., Bingen, B., Sandstad, J. S., Pokrovsky, B. G., Solli, A. ja Fallick, A. E. 2015. Sedimentary-volcanic successions of the Alta–Kvænangen Tectonic Window in the northern Norwegian Caledonides: Multiple constraints on deposition and correlation with complexes on the Fennoscandian Shield. *Norwegian Journal of Geology* Vol 95 Nr. 3. 40 s.
- Mertanen, S. ja Pesonen, L. J. 2005. Drift history of the shield. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. ja Rämö, O. T. (toim.) Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V., Amsterdam, 645–668.
- Kah, L. C., Lyons, T. W. ja Frank, T. D. 2004. Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere. *Nature* vol 431, 834-837.

- Kansainvälinen Mineraloginen Seura. 2021. The New IMA List of Minerals – A Work in Progress – Updated: March 2021.
- Kempe, S. ja Degens, E. T. 1985. An early soda ocean? *Chemical geology* 53, 95-108.
- Kendall, A. C. ja Harwood, G. M. 1996. Marine evaporities: arid shorelines and basins. Teoksessa: Reading, H. G. (toim.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Maiden, 281–324.
- Kyläkoski, M., Hanski, E. ja Huhma, H. 2012. The Petäjäsoski Formation, a new lithostratigraphic unit in the Paleoproterozoic Peräpohja Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* Vol 84.
- Ovchinnikova, G. V., Kuznetsov, A. B., Melezhik, V. A., Gorokhov, I. M., Vasil'eva, I. M. ja Gorokhovskii, B. M. 2007. Pb-Pb age of Jatulian carbonate rocks: The Tulomozero Formation of southeast Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 15, 359–372.
- Pankka, H., Puustinen, K. ja Vanhanen, E. 1991. Kuusamon liuskealueen kulta-koboltti-uraaniesiintymät. *Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti* 101, 53 s.
- Phillips, G. N. ja Powell, R. 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of metamorphic geology* 28, 689–718.
- Puchtel, I. S., Arndt, N. T., Hofmann, A. W., Haase, K. M., Kröner, A., Kulikov, V. S., Kulikova, V. V., Garbe-Schönberg, C.-D. ja Nemchin, A. A. 1998. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: Evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, 134–153.
- Reznik, J. R., Gavrieli, T. ja Ganor, J. 2009. Kinetics of gypsum nucleation and crystal growth from Dead Sea brine. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 6218–6230.
- Roberts, S. M. ja Spencer, R. J. 1995. Paleotemperatures preserved in fluid inclusions in halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 59, 3929–3942.
- Rosenberg, Y. O., Sade, Z. ja Ganor, J. 2018. The precipitation of gypsum, celestine, and barite and coprecipitation of radium during seawater evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 233, s. 50 – 65.
- Saini-Eidukat, B., Kucha, H. ja Keppler, H. 1994. Hibbingite, $\gamma\text{-Fe}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$, a new mineral from the Duluth Complex, Minnesota, with implications for the oxidation of Fe-bearing compounds and the transport of metals. *American Mineralogist* Volume 79, 555–561.
- Schreiber, B. C., Friedman, G. M., Decima, A. ja Schreiber, E. 1976. Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin*. *Sedimentology* 23, 729–760.
- Schreiber, B. C. ja Hsü, K. J. 1980. Evaporites. Teoksessa: Hobson, G. D. (ed.) *Developments in Petroleum Geology*, 2. Applied Science Ltd., London, 87–138.
- Selley, R. C. 2000. *Applied Sedimentology*. Academic Press, San Diego.

- Silvennoinen, A. 1998. Pohjois-Suomen liuskealueet, kerrosintruusiot ja granuliittialue. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. ja Rämö, T. (toim.) Suomen kallioperä: 3000 vuosimiljoonaa. Suomen Geologinen Seura ry., Helsinki, 141–163.
- Spear, N., Holland, H. D., Garcia-Veigas, J., Lowenstein, T. K., Giegengack, R. ja Peters, H. 2014. Analyses of fluid inclusions in Neoproterozoic marine halite provide oldest measurement of seawater chemistry. *Geology* 42, 103–106.
- Spencer, J. R. ja Hardie, L. A. 1990. Control of seawater composition by mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines. *Fluid-mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster*. The Geochemical Society Special Publication No. 2.
- Stepanova, A. V., Samsonov, A. V. ja Larionov, A. N. 1998. The final episode of middle Proterozoic magmatism in the Onega structure: Data on trans-Onega dolerites. *Proc. Karelian Res. Cent. Russ. Acad. Sci. Precambrian Geol.* 1, 3.
- Sumner, D. Y. 2004. Secular variations in Precambrian seawater chemistry and the timing of Precambrian aragonite seas and calcite seas: Comment. *Geology* 32, e1.
- Tekin, E., Varol, B. ja Ayyıldız, T. 2010. Sedimentology and paleoenvironmental evolution of Messinian evaporites in the Iskenderun–Hatay basin complex, Southern Turkey. *Sedimentary Geology* 229, 282–298.
- Trumbull, T. B., Codeço, M. S., Jiang, S.-Y., Palmer, M. R. ja Slack, J. F. 2020. Boron isotope variations in tourmaline from hydrothermal ore deposits: A review of controlling factors and insights for mineralizing systems. *Ore Geology Reviews* 125, 1–16.
- Tuisku, P. 1985. The origin of scapolite in the Central Lapland schist area, Northern Finland; preliminary results. *Geological Survey of Finland Bulletin* 331, 159–173.
- Turekian, K. K. 1969. The oceans, streams and atmosphere. Teoksessa: Wedepohl, K. H. (toim.) *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, 297–323.
- Valyashko, M. G. 1962. *Geochemical Regularities of Formation of Deposits of Potassium Salts*. Moscow University Press.
- Vanhanen, E. 1988. Kuusamon Sivakkaharjun kultaesiintymän malmitutkimukset vuosina 1985 – 1988. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M19/4611/-88/1/10.
- Vanhanen, E. 2001. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Schist Belt, northeastern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 399.
- Vasilopoulos, M., Molnár, F., O'Brien, H., Lahaye, Y., Lefèbvre, M., Richard, A. n André-Mayer, A.-S., Ranta, J.-P. ja Talikka, M. 2021. Geochemical signatures of mineralizing events in the Juomasuo Au–Co deposit, Kuusamo belt, northeastern Finland. *Mineralium Deposita*, painossa.
- Wenk, H. ja Bulakh, A. 2016. *Minerals: Their Constitution and Origin*. Cambridge University Press & Hall. 621 s.

Witt, W. K., Hagemann, S. G., Roberts, M. ja Davies, A. 2020. Cobalt enrichment at the Juomasuo and Hangaslampi polymetallic deposits, Kuusamo Schist Belt, Finland: a role for an orogenic gold fluid? *Mineralium Deposita* 55, 381–388.