

Baikalin hautavajoamavyöhyke on muodostunut pääosin Venäjälle Etelä-Siperiaan. Hautavajoamavyöhyke on kehittynyt kiteisen kallioperän heikkousvyöhykkeille, joka on käynyt läpi useita tektonisia prosesseja. Alueen aktiiviset mikrolaatat Amuri, Mongolia ja Itä-Sayan sekä Euraasian laatta ovat vaikuttaneet ja vaikuttavat yhä Baikalin hautavajoaman laajenemiseen.

Vyöhykkeen muodostuminen voidaan jakaa karkeasti ensimmäiseen (35–4 Ma) ja toiseen vaiheeseen (4–0 Ma), josta toinen vaihe on edelleen aktiivinen. Ensimmäistä vaihetta vallitsi hidas vajoaminen ja voimakas vulkanismi. Toisessa vaiheessa repeämistahti nopeutui, joka aiheutti varsinaisen Baikalin hautavajoaman muodostumisen. Ensimmäisen ja toisen vaiheen välillä sedimentaatiotuotteet vaihtuivat hienorakeisesta karkearakeiseen ja vulkanismi lieventyi. Vyöhykkeen kehittymismalleista kannatetuimmiksi ovat nousseet aktiivinen ja passiivinen malli. Aktiivisessa mallissa ylävaipan kohoava materiaali on vallitseva lähde vajoaman muodostumiseen, kun taas passiivisessa mallissa paikalliset stressikentät aiheuttavat kuoren ohenemisen, joka johtaa vajoaman avautumiseen.

Vyöhykkeen keskeiset osa-alueet ovat Baikaljärvi ja sen kolme allasta Etelä-, Keski- ja Pohjois-Baikal sekä, Selenga-delta, Academician-selänne ja Tunka-vyöhyke. Etelä- ja Keski-Baikal ovat geometrialtaan ja iältään samankaltaisia, kun taas Pohjois-Baikal on nuorin ja vähemmän deformatunut. Vyöhykkeen merkittävimpiin rakenteisiin kuuluvat lukuisat pääsiirrokset, kuten Sayan, Obruchev, Primorski, Olkhon, Pohjois-Baikal sekä Chersky. Pääsiirrokset ovat tyypiltään normaalisiirroksia, mutta osassa on havaittu myös vaakasuuntaista liikettä.

Baikalin hautavajoamavyöhyke jatkaa edelleen kasvuaan varsinkin vyöhykkeen kaakkoisosassa. Vaikka aktiivista vyöhykettä on tutkittu paljon useiden tutkijoiden toimesta, sen kehityksestä ei ole päästy kokonaisvaltaiseen yhteisymmärrykseen. Baikalin hautavajoamavyöhykkeen tutkimus on siis edelleen oleellista, jotta sen syntytaapa ja kehitys selkeytyisi.

Avainsanat: Aktiivinen malli, Baikal, Hautavajoama, Passiivinen malli, Puoligraben

Sisällysluettelo

1. Johdanto	1
2. Geologinen tausta	3
2.1 Laattatektoniikka	3
2.2 Baikalin hautavaajoamavyöhykkeen muodostuminen	6
2.2.1 Aktiivinen malli	6
2.2.2 Passiivinen malli.....	7
2.2.3 Baikalin hautavaajoaman muut kehittymisteoriat.....	8
2.3 Litologia ja vulkanismi	9
3. Baikalin hautavaajoaman merkittävimmät rakennepiirteet	12
3.1 Baikaljärvi	12
3.1.1 Etelä-Baikal	13
3.1.2 Keski-Baikal	14
3.1.3 Pohjois-Baikal	16
3.2 Selenga-delta	17
3.3 Academician-selänne	19
3.4 Tunka-vyöhyke	20
4. Johtopäätökset	22
5. Lähdeluettelo	24

1. Johdanto

Baikalin hautavajoamavyöhyke sijaitsee Venäjällä Siperian eteläosassa noin 90 km Mongolian pohjoisrajasta, mistä se ulottuu lounaan suuntaan Mongolian valtionrajan sisäpuolelle asti. Hautavajoamavyöhyke on nuori (Olds et al. 2009) ja kokonaispituudeltaan jopa 2500 km (Logatchev & Florensov 1978). Hautavajoamaan on muodostunut Baikaljärvi, jonka syvyys ulottuu 1,6 kilometriin tehden siitä maailman syvimmän järven (Olds et al. 2009). Baikaljärven tilavuus kattaa 23 000 km², joka on 20 % Maan makean veden varastoista (Keller et al. 1995; Olds et al. 2009).

Hautavajoama syntyy mantereisen litosfäärilaatan keskelle, johon kohdistuu jännitteitä vaipan kuumien konvektiovirtausten seurauksena (Olds et al. 2009). Jännitteiden purkautuessa muodostuu kolme murroslaaksoa, jotka ovat 120° kulmassa toisiinsa nähden (Olds et al. 2009). Murroslaaksojen välistä pistettä kutsutaan kolmoispisteeksi, josta laatat alkavat erkaantua (Olds et al. 2009). Kaksi laattaa kolmesta jatkaa aktiivisesti erkanemistaan, kun taas kolmannen laatan liike hidastuu ja lopulta passivoituu, jolloin passiivista laattaa aletaan kutsua aulakogeeniksi (engl. *aulacogen*) (Olds et al. 2009). Aktiiviset repeämälaaksot myötäilevät valtamerten keskiselänteitä, kun taas mantereilla sijaitsevat repeämälaaksot ovat kolmihaaraisten verkostojen passiivisia laattoja (Olds et al. 2009).

Hautavajoama (engl. *graben*) on normaalisiirrosten rajaama pitkänomainen painauma, joissa molemmat siirrostasot ovat lähes jyrkkäkulmaisia seinämiä, joiden väliin jäävä painauma on tasainen laaksonpohja (Olds et al. 2009). Täysin symmetriset hautavajoamat ovat harvinaisia, sillä yleensä niitä hallitsee pääsiirros vajoaman toisella kyljellä (Fossen 2016). Kyseisiä vajoamia kutsutaan puoligrabeneiksi, jotka ovat ekstensiossa muodostuneiden dominomaisten lohkojen laaksoja (Fossen 2016). Syvä laaksonpohja voi täytyä joko sedimenttikerrostumilla tai vedellä, kuten myös Baikaljärven tapauksessa (Olds et al. 2009). Baikalin hautavajoaman lisäksi muita tunnettuja hautavajoamia ovat Punainenmeri-Adeninlahti, Kuollutmeri ja tunnetuimpana Itä-Afrikan hautavajoama (Olds et al. 2009).

Baikalin hautavajoamavyöhyke koostuu 15 eri vajoamasta (Keller et al. 1995), jotka muodostavat 1500 km pitkän haarautuvan ketjun (esim. Zonenshain & Savostin 1981).

Vyöhyke levenee vuosittain noin 2 cm, minkä osoittaa vyöhykkeen reunalla liikkuvien siirroslohkojen aiheuttamat maanjäristykset (Olds et al. 2009). Baikalin hautavajoaman merkittävimpiä osia ovat Tunka-vyöhyke hautavajoamavyöhykkeen lounaisosassa, Selenga-delta itäosassa, Academician-selänne keskiosassa sekä Baikaljärven altaat. Järven altaat ovat syvimät koko hautavajoamavyöhykkeessä, ja ne voidaan jakaa kolmeen pääosaan, jotka ovat Etelä-, Keski- ja Pohjois-Baikal (kuva 3) (Hutchinson et al. 1992).

Baikalin kivilajit koostuvat sedimenttikivistä ja basalteista. Sedimenttikivien lähde on akvaattisista kulkeutumistuotteista ja muinaisten vuorien erodoituneesta materiaalista (King 1976). Alueella esiintyy myös aktiivista tulivuoritoimintaa, joka johtuu erkanevien siirrostasojen rakoihin tunkeutuvista basalteista (Logatchev & Florensov 1978; Keller et al. 1995; Olds et al. 2009). Basalitti on koostumukseltaan emäksistä, sillä se tulee suoraan vaipasta, jolloin kuoren prosessit eivät ole vaikuttaneet magman koostumukseen (Olds et al. 2009).

Tämän tutkielman tarkoituksena on tarkastella Baikalin hautavajoamavyöhykkeen kehityshistoriaa mantereisen litosfäärilaatan erkanemiskohtana. Tutkielmassa keskitytään hautavajoamavyöhykkeen kiistanalaiseen muodostumiseen, vaihtoehtoihin repeämismalleihin sekä tärkeimpien rakennepiirteiden geometriaan ja kinematiikkaan.

2. Geologinen tausta

2.1 Laattatektoniikka

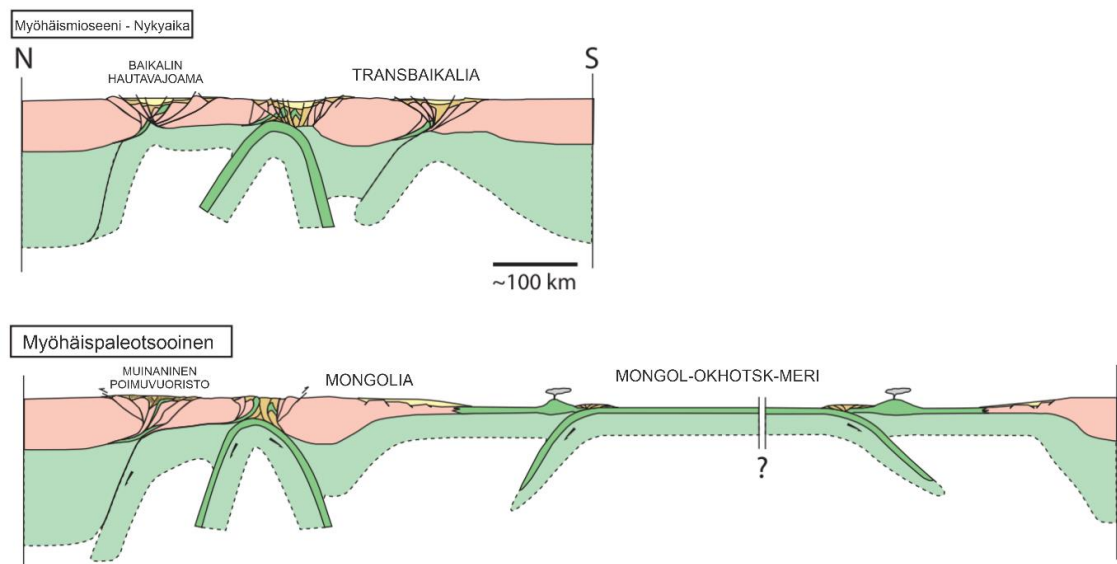
Baikalin hautavajoaman historia on pitkä ja monivaiheinen. Siperian kratoni (osa nykyistä Euraasian laattaa) sekä kolme muinaista mikrolaattaa, Tuva-Mongolia, Khamar-daban ja Barguzin-Vitim, törmäsivät Kaledonisen orogeenian aikaan, jonka seurauksena muodostui poimuvuoristo nykyisen hautavajoamavyöhykkeen alueelle (Logatchev & Zorin 1992). Vuorijonon poimutuksessa kiteiseen kallioperään kehittyi heikkoja kohtia, jotka toimivat sopivana pohjana hautavajoaman muodostumiselle (Logatchev & Zorin 1992). Nykyään Baikalin alueelle olennaiset mikrolaatat ovat Mongolian ja Itä-Sayanin mikrolaatat lounaassa sekä Amurin mikrolaatta idässä (Zonenshain & Savostin 1981).

Transbaikalia on Baikalin hautavajoamavyöhykkeen kaakkoisosa, jonka kehittymistä ohjasi merellisen Mongolia-Okhotsk-laatan subduktio (kuva 1), jolloin laatta erotti Siperian ja Amurian laatat (Ivanov et al. 2015). Mongolia-Okhotsk-laatan subduktio ja myöhemmin Siperian ja Amurin laattojen törmäys aiheuttivat vuorijonon poimuttumisen Transbaikaliassa (Ivanov et al. 2015). Mongolia-Okhotsk meren sulkeuduttua varhaisella jurakaudella, Transbaikaliassa tapahtui kaksi repeämisvaihetta (Ivanov et al. 2015). Ensimmäinen repeämisvaihe oli varhaisella liitukaudella ja toinen alkoi myöhäisliitukaudelta jatkuen edelleen (Ivanov et al. 2015). Toinen repeämisvaihe tunnetaan paremmin Baikalin repeämisjaksona, joka alkoi sekä Etelä-Baikalin että Barguzinin vajoamasta, ja johti lopulta Baikalin hautavajoamavyöhykkeen avautumiseen. (Jolivet et al. 2009; Ivanov et al. 2015).

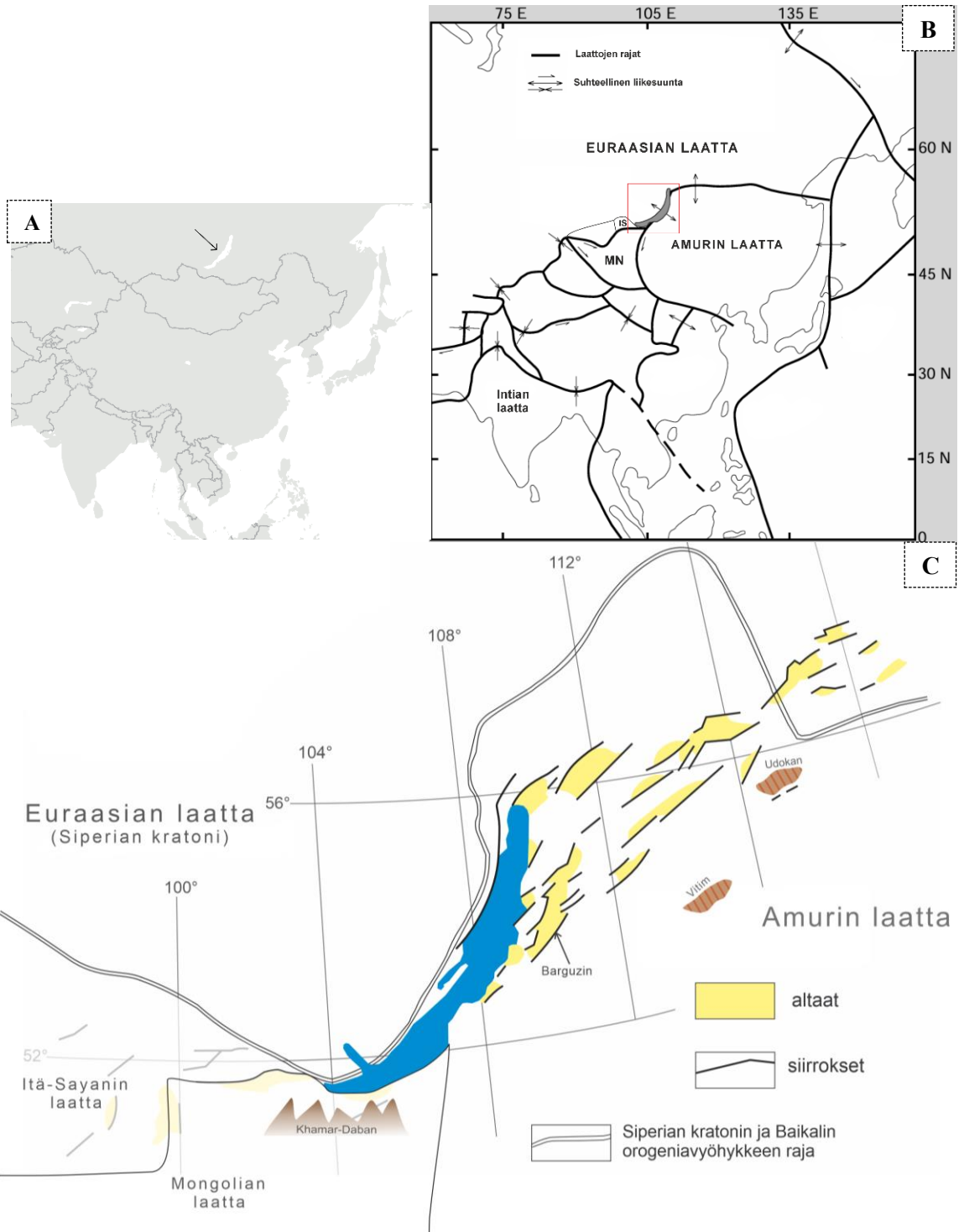
Indo-Euraasian törmäyksessä Intian laatta törmäsi ja alkoi subduktoitua Euraasian laatan alle noin 50 Ma sitten, mutta alkoi vaikuttaa Baikalin jännityskenttään vasta 30 Ma sitten (Ivanov et al. 2015). Laattojen törmäys johti Euraasian laatan pirstaloitumiseen sekä nuoren vuoristoketjun muodostumiseen, joka kulkee Himalajalta Baikalin hautavajoamavyöhykkeelle asti (Zonenshain & Savostin 1981). Nykyäänkin laattojen välinen konvergenssi työntää mikrolaattoja koilliseen (Zonenshain & Savostin 1981). Työntö aiheuttaa Amurin laattaaan liikkeen suhteessa Euraasian laattaan sekä vastapäiväisen pyörimisliikkeen, joka on johtanut Baikalin hautavajoaman avautumiseen. (Zonenshain & Savostin 1981).

Amurin laatan ja Mongolian laatan välinen raja ei erotu alueen topografiassa selkeästi, vaan se voidaan määrittää päättymään hautavajoaman kärkeen tai jatkumaan Selengajokea pitkin Selenga-deltalle (kuvat 2B ja 2C) (Zonenshain & Savostin 1981). Amurin ja Mongolian mikrolaatan välisessä rajassa (kuvat 2B ja 2C) on havaittu oikeakätisiä kulku-liuku-siirroksia (Misharina 1972). Mongolian laatta kulkee kohti pohjoista verrattuna Amurin laattaan (Zonenshain & Savostin 1981).

Mongolian mikrolaatan ja Euraasian laatan saumakohta kulkee Tunka-vyöhykkeen reunaan pitkin (Zonenshain & Savostin 1981). Tunka-vyöhyke on Baikalin lounaisosassa sijaitseva vulkaanisesti ja seismisesti aktiivinen vajoamavyöhyke, joka on muodostunut laattojen liikkeen vaikutuksesta (Zonenshain & Savostin 1981). Euraasian laattaan kohdistuva työntö on erottanut Itä-Sayanin mikrolaatan Euraasiasta ja pakottanut Itä-Sayanin laatan liikkumaan suhteessa Mongolian laattaan (Zonenshain & Savostin 1981). Mongolian mikrolaatta liikkuu itään verrattuna Euraasian laattaan ja pyörii vastapäivään, kuten Amurin laatta (Zonenshain & Savostin 1981).



Kuva 1. Poikkileikkaukset Mongol-Okhotsk-merestä, muinaisesta poimuvuoristosta sekä hautavajoamasta ja Baikalin hautavajoamavyöhykkeestä. Jolivet et al. (2009).



Kuva 2. Kuvasarja Baikalin litosfäärilaattojen sijainnista. A: indeksikartta Baikalin sijainnista; B: Alueellinen karttakuva Aasian litosfäärilaatoista. Mukailten Zonshain & Savostin (1981) sekä Moore et al. (1997). C: Litosfäärilaattojen rajat Baikalin alueella. Mukailten Logachev (2003) ja Shchetnikov et al. (2012).

2.2 Baikalin hautavajoamavyöhykkeen muodostuminen

Hautavajoaman muodostuminen voidaan jakaa ensimmäiseen ja toiseen vaiheeseen. Ensimmäinen vaihe, joka tunnetaan myös hitaana repeämisvaiheena, kesti oligoseenistä (30–35 Ma) varhaisplioseeniin (4 Ma) (Keller et al. 1995). Sille tyypillisiä piirteitä olivat litosfäärin kohoaminen, vallitseva vulkanismi ja hautavajoaman esiasteen eli esivajoaman kehittyminen (Logatchev & Florensov 1978; Logatchev & Zorin 1987; Keller et al. 1995). Esivajoaman kehittyminen on osoitettu karkearakeisten hiekkojen ja soran puuttumisella sedimenttikerroksista (Logatchev & Zorin 1987). Jopa 5 km paksu kerros sedimenttejä kasaantui Etelä-Baikaliin ensimmäisen vaiheen aikana (Logatchev & Zorin 1987). Vajoamaan syntynyt esijärvi pysyi kuitenkin matalana, sillä sedimentaatio tapahtui samassa tahdissa maanvajoamisen kanssa (Logatchev & Florensov 1978; Logatchev & Zorin 1987).

Toinen vaihe, eli nopea repeämisvaihe, ajoittuu varhaisplioseenistä (4 Ma) nykyaikaan (Keller et al. 1995). Sille tyypilliset piirteet olivat litosfäärin äkillinen doomimainen kohoaminen, siitä seurannut yhtäkkäinen ekstensio ja vajoamien kapeneminen (Keller et al. 1995; Petit & Déverchère 2006). Sedimentaatiotapa muuttui hienorakeisesta karkearakeiseen, jolloin noin kilometrin paksuinen kerros kasautui nuoriin hautavajoamiin (Keller et al. 1995). Toisessakin vaiheessa vulkanismi jatkui, mutta paljon hillitymmin kuin ensimmäisessä (Keller et al. 1995).

Koko järjestelmä on venynyt lounais-koillissuunnassa, ja vyöhyke jatkaa aktiivisesti ekstensiotaan nykypäivinäkin (Keller et al. 1995). Baikalin yhä kasvavan hautavajoamavyöhykkeen synnystä on esitetty kaksi suosittua teoriaa: aktiivinen ja passiivinen repeämismalli.

2.2.1 Aktiivinen malli

Suurin osa venäläisistä tutkijoista kannattaa aktiivista repeämismallia (Logatchev & Florensov 1978; Logatchev & Zorin 1987; Artyushkov et al. 1990). Aktiivisessa repeämismallissa vajoaman muodostumista hallitsee ennemmin magmatismi kuin ekstensio (Fossen 2016). Aktiivisen mallin mukaan Baikalin hautavajoaman muodostumisen käynnisti ylävaipan laajentuminen mantereisen kuoren alla (Keller et al.

1995). Anomaalinen ylävaippa aiheutti vulkaanisten ja tektonisten voimien kehittymisen Baikalin alueella (Keller et al. 1995). Ensimmäinen vaihe alkoi ennen tai samaan aikaan litosfäärin ohenemisen kanssa (Keller et al. 1995). Litosfäärin ohenemista seurasi toinen vaihe, jossa ylävaipan kohoaminen aiheutti vetojännityksen alueelle, mikä johti hautavajoaman repeämiseen (esim. Zorin 1971).

Baikalin hautavajoaman kehityksen aikana on tapahtunut kolme aktiivisen ekstension piirrettä. i) Baikalin hautavajoama kehittyi keskellä mannerta kaukana litosfäärilaattojen saumakohdista (Keller et al. 1995). ii) Vulkanismi seurasi hautavajoaman laajentumista sen keskiosasta vajoaman reunoille, paitsi Tunka-vyöhykkeellä, jonka vajoamissa esiintyy nykyäänkin vulkanismia (Keller et al. 1995; Ivanov et al. 2015). iii) Litosfäärilaatta on venynyt 10–25 km, joka on liian pieni kattamaan passiivisen mallin ekstension tuloksena syntyneen laajentuneen ylävaipan alueen (Keller et al. 1995).

2.2.2 Passiivinen malli

Passiivisen repeämismallin mukaan vajoama muodostuu litosfäärin aikaisemmille heikkousvyöhykkeille, kuten vanhoille orogeniavyöhykkeille (Fossen 2016). Tällöin vajoamat ovat ikään kuin litosfäärin lineaarisia deformaatiovyöhykkeitä, jotka ovat muodostuneet alueellisten stressikenttien, kuten laattatektoniikan vaikutuksesta (Mats 1993; Fossen 2016). Passiivisessa mallissa ekstensio on ensisijainen lähde vajoaman syntymiselle, jota seuraa litosfäärin kohoaminen (Mats 1993).

Baikalin hautavajoamavyöhykkeen aktiiviseen repeämismalliin on esitetty sitä kyseenalaistavia tutkimuksia, joissa puolletaan passiivista mallia hautavajoaman muodostumisen syyksi. Esimerkiksi Mats (1993) toteaa Indo-Euraasian törmäyksen aiheuttaneen Baikalin hautavajoamavyöhykkeen passiivisen ekstension noin 30 Ma sitten. Ekstensio on kuitenkin voinut alkaa ennen Indo-Euraasian törmäystä, sillä Etelä-Baikalin altaasta kairattujen sedimenttien ikä on yli 38 Ma (Keller et al. 1995).

Passiivisessa mallissa Baikalin hautavajoamavyöhykettä pidetään pull-apart-rakenteena, joka kehittyi Euraasian laatasta lisääntyneestä puristavasta jännityksestä (Zonenshain & Savostin 1981; Logatchev & Zorin 1992). Puristuksesta johtuen kaledoniset epäjatkuvuusvyöhykkeet uudelleenaktivoivat, mikä johti vajoamavyöhykkeen

syntymisen nykyiselle paikalle (Zonenshain & Savostin 1981; Logatchev & Zorin 1992). Passiivisen mallin ensimmäisessä vaiheessa kuori venyy ja ohenee, mikä aiheuttaa painaumien syntymisen (Mats 1993). Toisessa vaiheessa ekstensio johtaa alakuoren ja ylävaipan paineen alenemiseen, joka mahdollistaa sulan kiviaineksen muodostumiseen (Zonenshain & Savostin 1981; Logatchev & Zorin 1992). Lopulta magma nousee diapiirisesti eli kupolimaisesti kuoren alarajaan, missä se laajenee sivusuunnassa ja siten aiheuttaa vajoaman avautumisalueen doomimaisen kohoamisen, joka voimistaa vajoamista entisestään (Zonenshain & Savostin 1981; Logatchev & Zorin 1992; Mats 1993).

2.2.3 Baikalin hautavajoaman muut kehittymisteoriat

Aktiivisen ja passiivisen repeämismallin lisäksi tutkijat ovat kehittäneet useita teorioita Baikalin muodostumisesta. Artyushkov et al. (1987) mukaan Baikalin hautavajoaman muodostumiseen ei liity impaktia tai huomattavaa ekstension vaikutusta. Teoria kuitenkin kumottiin todistamalla kallistuneiden siirroslohkojen olemassaolo (Mats 1993).

Jolivet et al. (2009) esittävät tutkimuksessaan, että Baikalin hautavajoamavyöhykkeen alkuvaiheen pakottava voima ei ole Indo-Euraasian törmäyksen aiheuttama. Vaihtoehtoinen selitys on, että Mongol-Okstosk-subduktion muodostaman vuorijonon romahtaminen johti useiden painaumien syntymiseen sekä Baikalin hautavajoaman avautumisen alkamiseen (Jolivet et al. 2009).

Khainin (1990) mukaan kehitys liittyisi osittain sekä passiiviseen että aktiiviseen malliin, joissa Indo-Euraasian törmäys olisi aiheuttanut (mikro)laattojen mekaanisen vuorovaikutuksen, mikä johti ylävaipan laajenemiseen ja lopulta Baikalin hautavajoaman avautumiseen. Khainin (1990) teoriaa tukee väite (Tuchkov 1984), jossa konvektiovirtausten vyöhyke sijaitsisi todennäköisesti Baikalin lähistöllä.

Ivanov et al. (2015) mukaan passiivinen malli olisi aiheuttanut hautavajoamavyöhykkeen muodostumisen, mutta he eivät täysin sulje pois aktiivisen mallin mahdollisuutta. Baikalin hautavajoamavyöhykkeen syntytaapa voi liittyä pysähtyneen Tyynenmerenlaatan palaan, joka kontrolloi ylävaipan kohoamista, kuten Itä-Aasiassa vulkaanisilla kentillä

(Ivanov et al. 2015). Myös Rassakov (1993) uskoo Tyynenmeren subduktoituneen laatan olevan osallisena Baikalin avautumisessa. Baikaliin kohdistuvat ekstensiovoimat voivat myös johtua Indo-Euraasian törmäyksen sekä Tyynenmerenlaatan subduktion yhteisvaikutuksesta (Keller et al. 1995; Delvaux et al. 1997).

Mats ja Perepelova (2011) ehdottavat kolmen vaiheen mallia Baikalin hautavajoamavyöhykkeen muodostumiseksi. Kolmen mallin vaiheessa vajoaman alkuvaihe ajoittuisi myöhäisliitukaudelta aikaiseen oligoseeniin (70–30 Ma), jolloin vallitsi luode-kaakkosuuntainen ekstensio. Indo-Euraasian törmäyksen takia venyttävä jännitys muuttui puristavaksi ja koillis-kaakkoisuuntaiseksi 30–3,5 Ma välillä (Mats & Perepelova 2011). Lopulta kohoavan vaipan (3,5–0 Ma) aiheuttama puristava jännitys vaihtui takaisin alkuperäiseen luode-kaakkoisuuntaiseen venyttävään jännitykseen (Mats & Perepelova 2011), jota nykyään täydentää koillis-lounaissuuntainen puristava jännitys (Keller et al. 1995). Varsinkin Baikalin koillisosassa vallitsee koillis-lounaissuuntainen venyttävä jännitys (Petit & Déverchère 2006). Kahdessa ensimmäisessä vaiheessa passiivinen malli kontrolloi repeämistä ja viimeisemmässä repeämistapa vaihtui aktiiviseksi (Mats & Perepelova 2011).

2.3 Litologia ja vulkanismi

Baikalin hautavajoamavyöhykkeen kivilajit voidaan karkeasti jakaa sedimenttikiviin ja vulkaanisiin kiviin. Sedimenttikivet ovat syntyneet vajoaman kerrostumisaltaisiin, kun taas vulkaanisia kiviä esiintyy kiteisen kallioperän korkeilla alueilla (King 1976). Sedimenttikivet jaetaan yläryhmään (engl. *upper group*) ja alaryhmään (engl. *lower group*) (King 1976). Alaryhmään kuuluvat sedimenttikivet ovat kerrostuneet esivajoaman kehitysvaiheessa oligoseenilta miooseeniin, vastaavasti yläryhmän sedimenttikivet ajoittuvat varsinaisen vajoaman kehitysvaiheeseen myöhäisplioseeniltä holoseeniin (King 1976). Alaryhmän sedimentit ovat kerrostuneet matalien järvien, jokien ja soiden kuljettamasta aineksesta (King 1976). Yläryhmän sedimentit ovat kerrostuneet ympäröivien vuorijonojen eroidoitumistuotteista (King 1976), ja niiden kerrospaksuudet vaihtelevat 500 m ja 1200 m väliltä, kun taas alaryhmän kerrospaksuudet ovat jopa 1000–3000 m paksuja (King 1976).

Sedimentaatioaltaiden muodostuminen alkoi hautavajoamavyöhykkeen keskiosan syventymisellä ja levenemisellä, missä nykyään sijaitsee Baikaljärvi (Ivanov et al. 2015). Nopea maankohoaminen aiheutti äkillisen muutoksen sedimentaatioissa, mikä mahdollisti karkearakeisten sedimenttien kerrostumisen, ja yli 5 km paksuja karkearakeisia sedimenttejä kasaantui Selenga-Deltan alueelle (Keller et al. 1995). Sedimenttikerrokset ovat myöhemmin iskostuneet hiekkakivi- ja konglomeraattikerroksiksi (Keller et al. 1995). Nykyään Selenga-deltan alapuolella sedimenttikiviä on yli 8 km (Scholz et al. 1993). Myös Tunka-vyöhykkeellä vajoaman alkuvaiheessa altaisiin kerrostui hienorakeisia järvi- ja suosedimenttejä (Mazilov et al. 1972). Repeäminen kiihtyi Tunka-vyöhykkeellä vasta mioseenin loppupuolella, jolloin altaisiin alkoi kerrostua Baikalin tapaan karkearakeisempia sedimenttejä (Chebotarev et al. 2024). Sedimenttikivikerroksien enimmäispaksuudet ovat 7, 7,5 ja 4,4 km Etelä-, Keski- ja Pohjois-Baikalin altaissa (Hutchinson et al. 1992). Etelä- ja Keski-Baikalilla on myös pidempi kehityshistoria kuin Pohjois-Baikalilla, sillä altaiden ja sedimenttikivikerroksien laajuus on suurempi (Hutchinson et al. 1992; Mats 1993). Suurimmat kerrokset ovat kasautuneet siirrostien rajaamiin leveisiin vajoamiin (Hutchinson et al. 1992).

Esivajoaman yksikkö ajoittuu keskimioseenistä varhaisplioseeniin (Nikolayev et al. 1985). Välivajoaman yksikkö on erittäin katkonainen, jonka alkaminen viittaa suuren muutoksen tapahtuneen altaan geometriassa, sedimenttikivikerrostumissa ja siirrostumistyyllissä (Hutchinson et al. 1992). Välivajoaman alkuvaiheessa karkearakeisempia sedimenttejä kerrostui repeämisen ja litosfäärin kohoamisen voimistuessa (Hutchinson et al. 1992). Tämä vaihe kesti varhaisplioseenin loppuvaiheesta pleistoseeniin (Hutchinson et al. 1992). Ensimmäinen (hidas) repeämisajankohta ja toinen (nopea) repeämisajankohta on todennäköisesti vaihtunut esi- ja välivajoaman yksiköiden rajalla. Tämä voisi viitata esivajoaman kuuluvan Kingin (1976) mainitsevaan alaryhmään.

Yläryhmää ovat todennäköisesti väli- ja esivajoaman yksiköt. Hutchinson et al. (1992) mukaan toinen repeämisvaihe voidaan jakaa vielä kahteen osavaiheeseen: välivajoamavaihe ja nykyvajoamavaihe. Välivajoamavaihe voidaan liittää Etelä- sekä Keski-Baikalin kehitysvaiheeseen, ja nykyvajoamavaihe vastaa siirrostumien aktivoitumista altaiden reunoilla sekä Pohjois-Baikalin täydellistä kehittymistä (Hutchinson et al. 1992).

Sedimentaation lisäksi vulkanismi on ollut merkittävä osa Baikalin kehityshistoriaa. Kolme ensisijaista nykypäivänäkin aktiivista vulkaanista-alueita ovat Khamar-Daban vuorijono lounaassa, sekä Vitimin ja Udonkanin vulkaaniset kentät koillisessa (Kuva 2) (Logatchev & Florensov 1978). Vulkanismin päävaihe sijoittui mioseenistä plioseeniin, mutta Tunka-vyöhykkeellä se on voinut alkaa jo paleogeeniltä (esim. Kiselev et al. 1978).

Vulkanismi alkoi 76–74 Ma Baikalin hautavajoamavyöhykkeen keskiosassa (Ivanov et al. 2015). Nykyään vulkanismia esiintyy hautavajoamavyöhykkeen kiteisen kallioperän kohonneissa osissa, kuten horsteissa tai kaarissa (King 1976). Vulkanismin tuotteet vaihtelevat kemiallisesti lievästi alkalisesta tholeiitista emäksisiin oliviinibasalteihin (Keller et al. 1995). Basalteista tholeiitit olivat ensimmäisiä purkautumistuotteita hautavajoamavyöhykkeessä, ja niitä löytyy pääosin Baikalin lounaisosasta Tunka-vyöhykkeestä (Keller et al. 1995). Nuoremmat sekä enemmän emäksiset basaltit sijaitsevat kauempana repeämälaaksoista (Keller et al. 1995). Emäksisten basalttien ja intermediääristen vulkaanisten kivien määrä kasvaa kohti koillista (Keller et al. 1995).

Hautavajoaman muodostumisen ensimmäisen vaiheen aikana (35–4 Ma) vulkanismi oli voimakkainta, jonka intensiivisin jakso oli 18–15 Ma välillä (Logatchev & Florensov 1978; Logatchev & Zorin 1987; Ivanov et al. 2015). Vulkanismi keskittyi Lounais-Baikalissa Khamar-Dabamin alueelle sekä Keski-Baikalissa Vitimin vulkaaniselle kentälle (mm. Kiselev et al. 1978).

Hautavajoaman muodostumisen myöhemmässä vaiheessa pleistoseeniltä nykyaikaan (4–0 Ma) vulkanismi ei ollut enää pääosassa (Keller et al. 1995). Vulkanismia on esiintynyt vain Baikalin koillisessa osassa Udonkan kentässä, jossa kerrostui felsisempää andesiittia tai trakyyttia (King 1976). Esiintymät ovat piirikkaita johtuen kentän alla sijaitsevan paksun litosfäärin vaikutuksesta magman koostumukseen (Ivanov et al. 2015). Baikalin hautavajoamavyöhykkeeseen muodostuneet vulkaaniset kivet ovat kuitenkin pääosin emäksistä hawaiiittia (Ivanov et al. 2015).

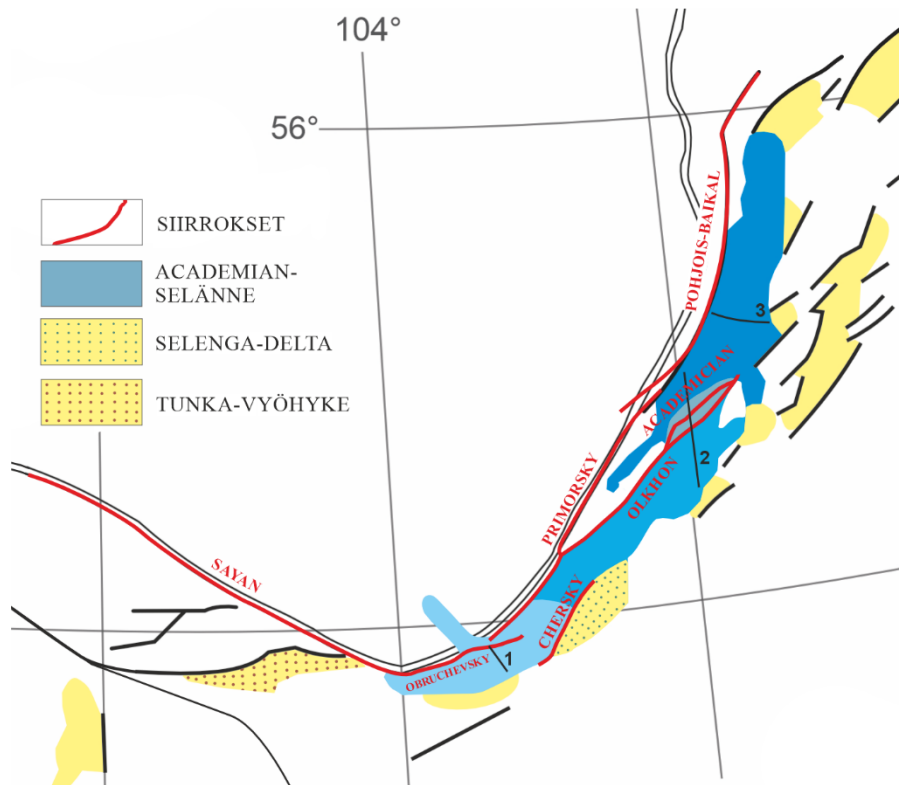
3. Baikalin hautavajoaman merkittävimmät rakennepiirteet

3.1 Baikaljärvi

Selenga-delta ja Academician-selänne jakavat Baikaljärven kolmeen altaaseen (kuva 3). Selenga-delta erottaa Etelä- sekä Keski-Baikalin toisistaan ja Academician-selänne jakaa Keski- sekä Pohjois-Baikalin omiksi altaiksi (Hutchinson et al. 1992). Vajoamien luoteispuolta rajaa (puoligrabeneiden) pääsiirrokset, jotka poikkeavat pystysuunnassa kiteisen kallioperän alkuperäisestä sijainnista 6–9 km verran (Poort et al. 1998).

Baikaljärven altaissa ei ole havaittu voimakasta epäsymmetriaa, ja niitä rajaavat siirrokset ovat suhteellisen suorina (Sherman 1992). Hautavajoamavyöhykettä hallitsee jyrkkäkulmaiset normaalisiirrokset, joissa on havaittu myös vaakasuuntaista liikettä (kulkuliuku-siirrokset) (Keller et al. 1995). Altaiden pääsiirrokset sijaitsevat järven luoteisrannalla, joiden kaade on yli 65° (Scholz et al. 1993). Baikalin läntistä kylkeä reunustavat pääsiirrokset: Sayan-siirros, Obruchev-siirros, Primorski-siirros, Olkhon-siirros (Morski-siirros) ja Pohjois-Baikal-siirros (Kuva 3) (Mats et al. 2000; Petit & Déverchère 2006; Chebotarev et al. 2024). Myös Baikalin itäistä puolta reunustaa Chersky-siirros (Solonenko 1981, Shchetnikov et al. 2012).

Suurin osa altaista ovat epäsymmetrisiä puoligrabeneita (Logatchev & Zorin 1992). Niiden pohjois- tai luoteisreunat yhtyvät jyrkkien altaita rajaavien pääsiirrosten kanssa, kun taas etelä- tai kaakkoisreunat ovat yleisesti loivempia, joissa kuori on kaareutunut (Logatchev & Zorin 1992). Vaikka Baikaljärven altaat vaikuttavat läheisesti liittyvän toistensa syntytapaan, niiden välillä on merkittäviä eroja, esimerkiksi Etelä-Baikalin altaan kulkusuunta muuttuu Pohjois-Baikaliin mentäessä itäkoillisesta (ENE) pohjoiskoilliseen (NNE) (Poort et al. 1998).



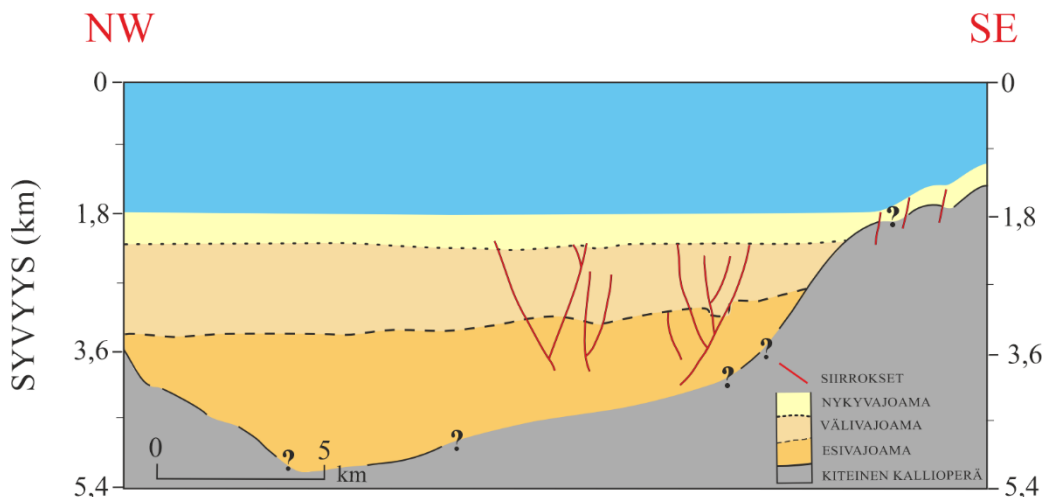
Kuva 3. Tärkeimmät rakennepiirteet Baikalin hautavajoamavyöhykkeellä. (Etelä-Baikalin allas on värjätty vaaleansiniseksi, Keski-Baikal siniseksi ja Pohjois-Baikal tummansiniseksi.) Mukailten Mats 1993; Mats et al. 2000; Shchetnikov et al. 2012.

3.1.1 Etelä-Baikal

Etelä-Baikalin altaan (kuva 3) läntistä reunaa rajaava Obrucevsky-siirros on jyrkkä vasenkätinen kulku-liuku-siirros, ja sen arvellaan haarautuvan muinaisista siirroksista (Petit & Déverchère 2006). Puoligrabenin länsipuolta rajasivat joukko listrisiä siirroksia, joiden kulku oli 55° koilliseen (Mats & Perepelova 2011). Tämä siirrosjärjestelmä tunnetaan nykyään Obrucevsky-siirroksena (Mats & Perepelova 2011). Myöhäisligoseenistä varhaismiooseeniin Obrucevsky-siirros hallitsi laajojen ja matalien vajoamien muodostumista, mutta nykyään se on mukautunut vinon vajoaman mukaan (Petit & Déverchère 2006).

Haarautuvat suuremmat siirrokset pysähtyvät pääosin välivajoaman ja nykyvajoaman kerrosten rajalle, kun taas pienemmät siirrokset altaan kaakkoisosassa muodostamat poikkeamia nykyvajoaman sedimenttikivikerrostumissa sekä kiteisessä kallioperässä (kuva 4). Poikkileikkauksen kaakkoisosa päättyy vajoaman reunaan, josta alkaa Khamar-

Daban vuorijono (kuvat 3 ja 4). Kaakkoisosan siirrokset ja niiden aiheuttamat poikkeamat voivat johtua vajoaman liikkeestä. Khamar-Dabanin vuorijonossa ei havaita aktiivisia ekstensionaalisia rakenteita ja kuoren ohentunut kohta sijaitsee epäsymmetrisesti korkean vuorijonon alla (Petit & Déverchère 2006). Tämä viittaa kuoren Etelä-Baikalin alla olevan paksumpi mitä sen pitäisi olla (Petit & Déverchère 2006). Sen lisäksi Siperian kratonin eteläinen reuna sijaitsee lähes pystysuoraan Etelä-Baikalin alla (Petit & Déverchère 2006). Siperian kratonin rajalla lounais-koillissuuntaiset puristusvoimat aiheuttavat vasenkätisiä ylityöntösiirroksia, jotka vaihtuvat äkisti luode-kaakkoissuuntaisiksi normaalisiirrostumiksi Etelä-Baikalissa ja aiheuttavat siellä samansuuntaista ekstensiota (Radziminovitch et al. 2005). Etelä-Baikalin eteläisimmässä osassa on havaittu vasenkätistä ekstensiota sekä holoseenin ikäisiä siirtymiä siirrosten jyrkänteillä (kuva 4) (Radziminovitch et al. 2005).



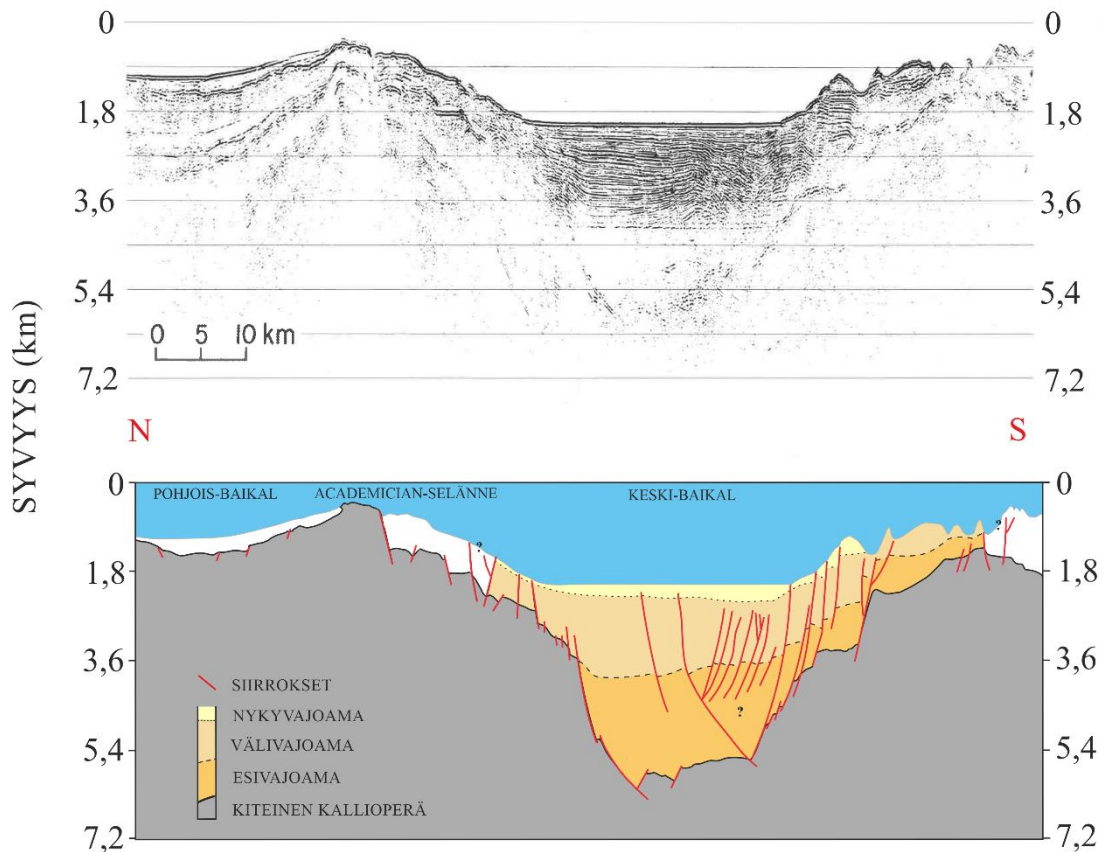
Kuva 4. Poikkileikkauskuva Etelä-Baikalin altaan rakenteesta. Mukailten Hutchinson et al. 1992.

3.1.2 Keski-Baikal

Keski-Baikalin alueen pinnalla havaittavat normaalisiirrokset sijaitsevat lähellä Siperian kratonin saumakohtaa (Petit & Déverchère 2006). Myös Keski-Baikalissa myöhäisligoseeniltä varhaiseen mioseeniin leveät ja matalat painaumat kehittyivät Olkhon-sirrosta pitkin, kuten Etelä-Baikalissa Obruvchevsky-sirroksen mukaan (Petit & Déverchère 2006). Keski-Baikalin altaan kaksi pääsiirrosta ovat jyrkät (60°) ja kaakkoon kaatuvat Primorsky ja Olkhon -siirrokset (Delvaux et al. 1995). Ne ulottuvat

jopa 30 km asti ja saattavat leikata Siperian kratonin pohjaa (Déverchère et al. 2001; Petit & Déverchère 2006). Siperian kratonin reunan kaakkoon osoittava kaadekulma määrittää siirroksen syntymispaikan sekä ohentuvan alakuoren sijainnin (Petit & Déverchère 2006). Siperian kratonin tapauksessa reuna on kaateeltaan loiva, jolloin erkaantuminen on alkanut reunan kohdalta ja siihen on muodostunut Primorsky-siirros (Petit & Déverchère 2006). Olkhon-siirros on puolestaan syntynyt ekstension edetessä itään päin (Petit & Déverchère 2006). Keski-Baikalissa ekstensio tapahtuu pystysuorassa kuoreen nähden, ja siihen sekä Barguzin-vajoamaan kohdistuu luode-kaakkosuuntaista ekstensiota (Petit & Déverchère 2006). Kuoren paksuus on vähimmillään Keski-Baikalin alla (Petit & Déverchère 2006), ja sen kokonaisvenymä ulottuu 12 kilometriin (San'kov et al. 2000) tai jopa 19 kilometriin (Zorin & Cordell 1991). Kulku-liuku-siirrokset ovat Keski-Baikalissa tai Barguzin-vajoamassa hyvin harvinaisia (Petit & Déverchère 2006).

Kiteisen kallioperän topografia noudattelee normaalsiirroksia, jotka aiheuttavat myös selkeästi havaittavia siirtymiä kiteisen kallioperän, esivajoamakerrostumien ja välivajoamakerrostumien rajojen välillä (kuva 5). Välivajoaman kerrosta määrittävät myös sen sisäiset siirrokset, jotka ovat kaateeltaan jyrkkiä (Hutchinson et al. 1992). Suuret siirrokset vajoaman eteläisemmällä puolella reunustavat kiteisen kallioperän jyrkkää rinnettä, kun taas pohjoista puolta reunustaa vain yksi suurempi siirros (kuva 5), joka mahdollisesti edustaa Olkhon-siirrosta (kuva 3). Academician-selänne erottuu kuvassa 5 kiteisen kallioperän korkeana kohoumana, jonka halkaisee jyrkkä etelään kaatuva siirros. Nykyvajoaman yksikön yläosassa, järivialtaan pohjassa, ei ole siirrostumia, mutta sen jyrkillä reunoilla on havaittu siirtymiä aktiivisia siirroksia pitkin (Hutchinson et al. 1992). Nykyvajoama paksuuntuu itää kohti, joka viittaa siirrosten hallitseman ekstension tapahtuvan Keski-Baikalin itäisessä osassa (Hutchinson et al. 1992).



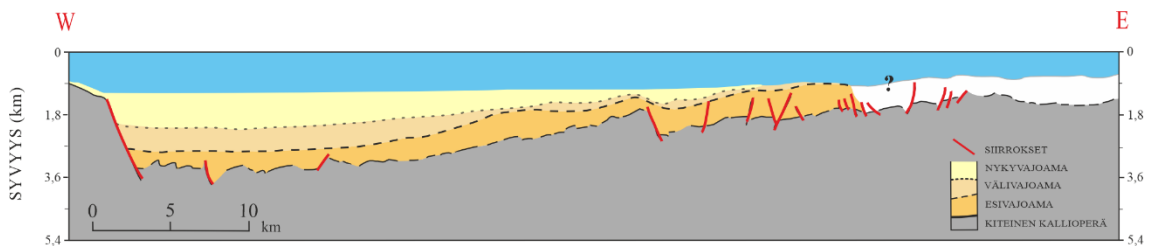
Kuva 5. Seismisten heijastuksien profiili (ylempi). Havainnollistava poikkileikkauskuva Keski-Baikalin altaan rakenteesta (alempi). Mukailten Hutchinson et al. 1992.

3.1.3 Pohjois-Baikal

Kuvassa 6 näkyy selkeästi puoligraben-muodostuma, jonka vallitseva jyrkkä pääsiirros sijaitsee sen länsipuolella, mikä mahdollisesti edustaa Pohjois-Baikal-siirrosta. Altaassa ei olla havaittu muita pääsiirroksia, vaan ainoastaan pienempiä siirroksia altaan itäosissa. Normaalisiirrokset kulkevat Pohjois-Baikalia pitkin lähes yhtäjaksoisesti, ja niiden suunta osoittaa 20° koilliseen (San'kov et al. 2000), joka on liki yhdensuuntainen Siperian kratonin saumakohdan kanssa (Logatchev & Zorin 1992). Poikkileikkauksen keskikohdilla havaitut vastakkaiseen suuntaan kaatuvat pienet siirrokset rajaavat väliinsä matalampia graben-muodostumia. Pohjois-Baikalilla on tyypillisen puoligrabenin piirteet ja se on deformoitunut vähiten Baikäljärven altaista (Hutchinson et al. 1992). Pinnalla havaittavat normaalisiirrokset paikantuvat Siperian kratonin saumakohdan lähetyville, kuten Keski-Baikalissakin (Petit & Déverchère 2006). Rakennepiirteiltään sitä voi pitää samanlaisena Keski-Baikalin esivajoamakerroksen kanssa (Hutchinson et al. 1992), josta

voi päätellä näiden kahden muodostuneen samaan aikaan. Allasta reunustavat myös korkeammat sivut (vuoristot) kuin Etelä- ja Keski-Baikalissa, ja itäisen sivun takana sijaitsee Pohjois-Baikalin kanssa muodoltaan samankaltainen ja yhdensuuntainen Barguzin-vajoama (Poort et al. 1998).

Pohjois-Baikalissa kuoren kokonaisvenymän on arvioitu olevan 9 km (Zorin & Cordell 1991) tai 7 km (San'kov et al. 2000) eli huomattavasti pienempi kuin Keski-Baikalissa. Pohjois-Baikalin alueella kuori on hyvin luja, eikä siellä ole havaittu kuoren ohentumista (mm. Déverchère et al. 1993). Pohjois-Baikalin pienempi syvyys, ohuemmat kerrostumispaksuudet ja yksinkertaisemmat deformaatorakenteet osoittavat Pohjois-Baikalin olleen eristetty kehitysvaiheessaan tai nuorempi kuin kaksi muuta allasta (Hutchinson et al. 1992).



Kuva 6. Poikkileikkauskuvaa Pohjois-Baikalin altaan rakenteesta. Mukailten Hutchinson et al. 1992.

3.2 Selenga-delta

Selenga-delta sijaitsee Keski- ja Etelä-Baikalin välissä (kuva 3), ja se on yksi maailman suurimpia deltoja mantereisilla litosfäärillä, joka on muodostunut suuren Ust-Selenga painauman päälle (Shchetnikov et al. 2012). Ust-Selenga alkoi muodostua varhais-paleogeenin aikaan (Logatchev & Zorin 1987; Shchetnikov et al. 2012). Nuoren painauman hidas vajoaminen paleogeenikaudella johti kymmenien metrien syvyisten järvien syntyyn (Logachev 2001). Nämä matalat järvet yhdistyivät myöhemmin suureksi järvioltaaksi, joista ensimmäinen syntyi nykyisen Selenga-deltan kohdalle (Logachev 2001). Tämän altaan uskotaan olevan Baikalinjärven kehityshistorian alku (Logatchev & Zorin 1987).

Selenga-deltan alla kiteisen kallioperän pinta on paikoin hyvin jyrkkä kaatuen kohti luodetta (Shchetnikov et al. 2012). Kiteisen kallioperän pintaa hallitsee monimutkainen lohkosiiirrosrakenne, jolle on ominaista korkea seisminen aktiivisuus (Solonenko 1981), mikä tekee kerrostuvan Selenga-deltan alttiiksi merkittäville deformaatioille (Shchetnikov et al. 2012). Selenga-deltan alla onkin mitattu kiteisen kallioperän suurin vajoamismäärä, joka on eri tutkijoiden mukaan jopa 6–10 km syvä (Zorin 1971; Hutchinson et al. 1992; Scholz et al. 1993). Vajonnut pohja voidaan jakaa lounais- ja koillisosiin, joista koillisosassa vajoamisnopeus on suuri (Solonenko 1981).

Selenga-deltan muodostumisen kannalta tärkeimmät siirrokset ovat Chersky-siirroksen pohjoishaarat sekä Delta ja Fofanovsky -siirrokset (Kuva 7A) (Shchetnikov et al. 2012). Fofanovsky-siirros kulkee Selenga-jokea pitkin ja risteää kohtisuorassa samanikäisen Delta-siirroksen kanssa (Solonenko 1981). Fofanovsky-siirros erottaa koillis- ja kaakkoislohkot, jotka ovat vajonneet eri syvyyksille (Shchetnikov et al. 2012). Selenga-deltan rantaviiva rajoittuu pohjoisessa Chersky-siirroksen haarautuvaan osaan (Solonenko 1981). Haarassa esiintyy lukuisia kuumia lähteitä ja metaanipurkauksia (Granin & Granina 2002).

Yksi Chersky-siirroksen haarautuvista osista sijaitsee Baikalin hautavajoamavyöhykkeen seismisesti aktiivisimmalla alueella, jonka kohdalla on usein maanjäristysten episentrumi (Shchetnikov et al. 2012). Tälle alueelle on vuoden 1862 maanjäristyksessä syntynyt Provalinlahti (Keller et al. 1995; Shchetnikov et al. 2012), jonka rantaviivan muotoa kontrolloi Delta-siirros (Shchetnikov et al. 2012). Provalinlahti on piirteiltään hyvin erilainen verrattuna muihin Baikalin alueisiin, sillä sen rannat ovat matalia ja soisia (Shchetnikov et al. 2012). Siellä sedimenttikerrostuman maksimipaksuus on 3,6 m, joka on kerrostunut vuonna 1862 tapahtuneen maanjäristyksen jälkeen (Ladokhin 1960). Provalinlahden keskiosassa mitattu vuotuinen sedimentaationopeus on 1,7 cm/a Tulokhonov et al. (2006), mikä viittaa maksimipaksuuden kanssa erittäin nopeaan sedimentaationopeuteen nuoressa lahdessa (Shchetnikov et al. 2012).

Provalinlahtea ennen alueella sijaitsi aro nimeltään Tsagan-steppi (Shchetnikov et al. 2012). Lahti muodostui painauman koillisosaan Delta-siirroksen ja Chersky-siirroksen törmäysvyöhykkeelle (Shchetnikov et al. 2012) 7,5 magnitudin Tsagan-maanjäristyksessä (Kondorskaya & Shebalin 1982). Tsagan-maanjäristyksen johdosta

Delta-siirrokseen tuli syvien ja avonaisten halkeamien järjestelmä, joka on kokonaispituudeltaan 18 km, ja siirroksen kyljet ovat siirtyneet pystysuunnassa yli 3 m (Fitingof 1865).

3.3 Academician-selänne

Academician-selänne on siirtymävyöhyke, joka jakaa Keski- ja Pohjois-Baikalin omiksi altaiksi (kuva 3) (Hutchinson et al. 1992; Mats et al. 2000). Se on tyypillinen siirtymävyöhyke kahden puoligrabenin välissä, jossa pääsiirtymä vaihtuu siirrokselta toiselle (Fossen 2016). Academician-selänne on noin 80 km pitkä, epäsymmetrinen ja kalteva sedimenteillä peittynyt kiteisen kallioperän huippu (Mats et al. 2000). Academician-selänteen jakava siirros on Academician-siirros, joka on osittain yhdensuuntainen Olkhon-siirroksen kanssa (Mats et al. 2000). Olkhon ja Academician -siirrokset yhdistyvät siirrostensa molemmissa loppupäissä yhdeksi siirrokseksi (Kuva 7B) (Mats et al. 2000).

Academician-selänne jaetaan kaakkois- sekä luoteisrinteeseen. Luoteisrinteen korkeus on arvioilta 200–400 m, kun taas kaakkoisrinne yltää jopa noin 1 km korkeuteen (Mats et al. 2000). Selänteen kaakkoisosa muodostaa Academician-siirroksen kattopuolen, joka sijaitsee Academician-siirroksen sekä Olkhon siirroksen rajalla (Mats et al. 2000). Kaakkoisosa on peittynyt 1–1,5 km paksuisen epäjatkuuspintoja täynnä olevan sedimenttikivikerrosten alle (Moore et al. 1997). Kiteisen kallioperän raja kulkee 250–700 m syvyydessä (Mats et al. 2000).

Luoteisosassa kiteisen kallioperän pinta on epäsäännöllinen ja kallistunut suurilta osin kohti luoteista (Mats et al. 2000). Luoteisosa muodostaa Academician-siirroksen jalkapuolen, jonka kylkiä rajaavat pienemmät siirrokset (Mats et al. 2000). Sedimenttikivikerroksien paksuus vaihtelee melkein nolosta metristä muutamiin satoihin metreihin (Mats et al. 2000). Johtuen alueen voimakkaasta siirrostumisesta, kiteisen kallioperän syvyys vaihtelee 200–500 m välillä (Mats et al. 2000).

Academician-siirroksen siirros-pinta on alueella monin paikoin esillä ja sitä pitkin jyrkänne vaikuttaa kauttaaltaan pohjan pinnanmuotoihin. Siirroksen lounaisosassa siirrosreunan korkeus on maksimissaan noin 300 m korkeudella, jossa kaakkoisosan

kerrokset erottuvat luoteisosasta kiteisen kallioperän paljastumien avulla (Mats et al. 2000). Siirrosreunan korkeus pienenee 20 metriin siirryttäessä kohti koillista, missä sedimentit ovat täyttäneet ja tasoittaneet reunaa (Mats et al. 2000). Pidemmälle koilliseen mentäessä siirrosreunan korkeus kasvaa, jolloin kiteisen kallioperän kivilajit paljastuvat uudelleen (Mats et al. 2000). Kiteisen kallioperän syvyys vaihtelee merkittävästi luoteisosassa kohtisuoraan siirroksen suuntaan (Mats et al. 2000).

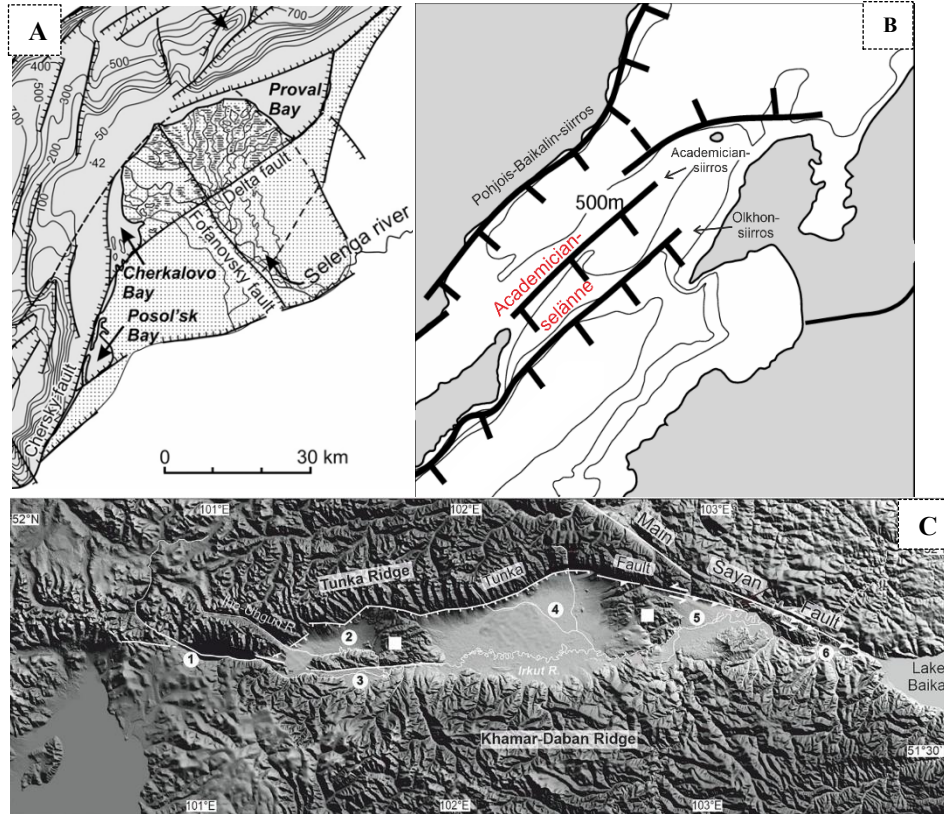
3.4 Tunka-vyöhyke

Tunka-vyöhyke koostuu itä-länsisuuntaisesta puoligrabeneiden järjestelmästä, jossa sijaitsee painaumat: Bystraya, Tory, Tunka, Turan, Khoytogol ja Mondy (nimetty järjestyksessä idästä länteen) (Kuva 7C) (Chebotarev et al. 2024). Vyöhykkeen toisina merkittävänä rakennepiirteinä ovat aktiiviset siirrokset Tunka ja Sayan (Larroque et al. 2001; Chebotarev et al. 2024), joista Tunka-siirros sijaitsee vyöhykkeen pohjoispuolella (Kuva 7C). Vyöhyke on 170 km pitkä (Chebotarev et al. 2024) sekä 40 km leveä, ja muodoltaan linssimäinen (Zonenshain & Savostin 1981). Itäpuolella vajoama päättyy Itä-Sayanin, Mongolian ja Euraasian laattojen kolmoisliittymään (Zonenshain & Savostin, 1981).

Vyöhykkeen vajoaminen alkoi oligoseenillä, jolloin Baikalin hautavajoamavyöhyke oli venyttävässä deformaatiovaiheessa (Larroque et al. 2001). Tällöin Tunka-siirros deformoitui vasenkätiseksi vinosiirrokseksi (Larroque et al. 2001). Vajoamisnopeus kasvoi myöhäisplioseenillä (3,5 Ma) Tunka-vyöhykkeen aktivoituttua (Chebotarev et al. 2021), kun Indo-Euraasian törmäyksen puristusvoimat alkoivat vaikuttaa Aasian pohjoisosiin Baikalin alueella (mm. Larroque et al. 2001). Puristusvoimien vaikutuksesta hallitseva jännityskenttä Tunka-vyöhykkeellä muuttui venyttävästä puristavaan (mm. Larroque et al. 2001). Jännitystavan vaihtuminen johti kohoaviin kohtiin Tunka-vyöhykkeen vajoamissa (Chebotarev et al. 2024).

Tunka-vyöhykkeen ja Etelä-Baikalin reunan väliin jäävä kaistale (kuva 3) on osa Sayan-siirrosta sekä Mongolian ja Euraasian laattojen raja, jota pitkin on havaittu oikeakätisiä kulku-liuku-siirroksia (Zonenshain & Savostin 1981), joiden kulkusuunta osoittaa luoteeseen (Sherman 1992). Tunka-vyöhykkeestä etelään lähellä Mongolian pohjoisrajaa

sijaitsee itä-länsisuuntainen Bolnai-siirros, jossa esiintyy myös oikeakätisiä kulku-liukuliikkeitä (kuva 2B) (Zonenshain & Savostin 1981).



Kuva 7. Kuvasarja. A: Selenga-delta. Logachev (2003); Shchetnikov et al. (2012). B: Academician-selänne. Mukaillen Moore et al. 1997. C: Tunka-vyöhyke. Mukaillen Chebotarev et al. 2024.

4. Johtopäätökset

Baikalin hautavajoamavyöhyke on pitkälle kehittynyt puoligrabeneista koostuva järjestelmä Euraasian ja Amurin laatan saumassa, joka ulottuu lounaassa Mongolian ja Itä-Sayanin mikrolaatalle asti. Baikalin muodostuminen on ollut kiistanalaisena monia vuosikymmeniä, ja siitä on vakiintunut kaksi eri kahden repeämisvaiheen mallia: aktiivinen ja passiivinen. Näistä kahdesta mallista kumpikaan ei ole pystynyt selittämään vyöhykkeen kehittymistä täysin aukottomasti. Uusia teorioita, jotka yhdistävät aktiivisen ja passiivisen mallin tai lisäävät niihin uusia vaiheita, on kehitelty lisää 2000-luvun puolella. Laajalti hyväksyttävää vastausta mallien välisestä sopivuudesta ei ole vielä saavutettu ja Baikalin kehityshistoria onkin edelleen aktiivisesti tutkimusten kohteena.

Vaikka kehityshistoriaa ei tunneta täysin, voidaan olla yhtä mieltä siitä, että Baikalin hautavajoaman kehityksessä on ollut ainakin kaksi päävaihetta. Ensimmäinen päävaihe eli hitaan repeämisen vaihe (35–4 Ma) tunnetaan piirteiltään voimakkaasta vulkanismin määrästä ja esivajoaman kehittymisestä. Toinen päävaihe eli nopean repeämisen vaihe (4–0 Ma) kattaa nykyisen Baikalin hautavajoaman muodostumisen litosfäärin äkillisen doomimaisen kohoamisen johdosta. Muodostumisvaiheet ovat vaikuttaneet vulkanismin esiintymiseen ja sedimentaatioon. Esivajoaman aikana kerrostuneet sedimentit kuuluvat alaryhmään ja koostuvat hienorakeisemmasta materiaalista, kun taas väli- ja nykyvajoaman sedimenttikivikerrokset ovat muodostuneet karkearakeisemmasta aineksesta ja kuuluvat ylärühmään. Vulkanismi on liikkunut hautavajoaman reunan mukana sen levittäytyessä, ja nykyisinkin vulkanismi keskittyy lähinnä reuna-alueisiin lounaassa sekä koillisessa. Suurin osa vulkaanisista kivilajeista ovat emäksisiä, sillä ne ovat muodostuneet kohonneen vaipan materiaalista.

Hautavajoamavyöhykkeen pääosiin kuuluvat: Baikaljärvi, ja sen kolme allasta Etelä-, Keski- ja Pohjois-Baikal sekä Selenga-delta, Academician-selänne ja Tunka-vyöhyke. Baikaljärvi sijaitsee vyöhykkeen keskiosassa, jossa Etelä- ja Keski-Baikalin rajalla sijaitsee Selenga-delta, kun taas Academician-selänne jakaa Keski- ja Pohjois-Baikalin. Vulkaanisesti ja seismisesti aktiivinen Tunka-vyöhyke sijaitsee Baikalin hautavajoamavyöhykkeen lounaisella rajalla.

Etelä- ja Keski-Baikal ovat vanhimmat sekä syvimvät altaat, kun taas Pohjois-Baikal on nuorin ja vähiten deformoitunut. Merkittävimpien vajoamien länsipuolta rajaavat jyrkät pääsiirrokset, jotka ovat usein kinematiikaltaan normaalisiirroksia, ja joissa on havaittu myös vaakasuoraa liikettä. Vyöhykkeen lounaisinta osaa (Tunka-vyöhyke) vallitsee oikeakätisten kulku-liuku-siirrostien järjestelmä.

Vallitsevan jännityskentän muutokset ovat vaikuttaneet hautavajoamavyöhykkeen kinematiikan uudelleenjärjestäytymiseen (Delvaux et al. 1997; Petit & Déverchère 2006). Nykyinen vetojännitys Baikalissa on voimakkaasti suuntautunut luoteis-kaakkoissuunnassa, jossa esiintyy myös koillis-lounaissuuntaista puristavaa jännitystä (Keller et al. 1995). Vaikka vajoaman luoteispuolella erottuvat selkeämmin korkeat ja jyrkät seinämät, merkittävimmät tektoniset prosessit, kuten litosfäärilaatan venyminen ja oheneminen sekä siirroslohkojen uudelleenjärjestäytyminen viittaavat hautavajoaman olevan aktiivisin sen itäosissa (Shchetnikov et al. 2012). Baikalin hautavajoama on siis yhä aktiivinen ja jatkaa levittäytymistään lounais-koillissuunnassa.

5. Lähdeluettelo

- Artyushkov, E.V., Letnikov, F.A. & Ruzhich, V.V. 1987. One of possible mechanisms of Baikal origination. Teoksessa: N.A. Logatchev (toim.). Intracontinental Mountain Areas. Abstr. Int. Symp. Irkutsk. 281-282.
- Artyushkov, E.V., Letnikov, F. A. & Ruzhich, V. V. 1990. The mechanism of formation of the Baikal basin. *Journal of geodynamics*. 11 (4), 277–291.
- Chebotarev, A., Arzhannikova, A. & Arzhannikov, S. 2021. Long-term throw rates and landscape response to tectonic activity of the Tunka Fault (Baikal Rift) based on morphometry. *Tectonophysics*. 810 s.
- Chebotarev, A.A., Arzhannikov, S. G., Arzhannikova, A. V. & Kurbanov, R. N. 2024. Origin of the Badar Sand Field and the late pleistocene tectonic movements in the Tunka depression, the Baikal Rift Zone, Eastern Siberia. *Journal of Asian earth sciences*. 260, 105957.
- Delvaux, D., Melnikov A. & Ermikov V. D. 1995. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, I, Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics*. 252, 61–101.
- Delvaux, D., Moyes, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnitchenko, A., Ruzhich, V. & Sankov, V. 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region. Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1–38.
- Déverchère, J., Houdry, E., Solonenko, N.V., Solonenko, A.V. & Sankov, V.A. 1993. Seismicity, active faults and stress field of the North Muya Region, Baikal Rift: New insights on the rheology of extended continental lithosphere. *Journal of geophysical research*. 98 (B11), 19895–19912.
- Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V. & San'Kov, V. 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International*. 146 (3), 714-730.
- Fitingof, A. 1865. Description of the land near the Selenga River mouth, subsided after the earthquakes of December 30 and 31, 1861. *Mining Journal (Gorny Zhurnal)* 7, 95–101 (venäjäksi).
- Fossen, H. 2016. *Structural Geology*. Second edition. Cambridge: Cambridge University Press. 382, 388-389.
- Fowler, C. M. R. 2012. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Second edition. Cambridge University Press. 14 s.
- Granin, N.G. & Granina, L.Z. 2002. Gas hydrates and gas venting in Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 43, 629–637.
- Hutchinson, D.R., Golmshtok, A.J., Zonenshain, L.P., Moore, T.C., Scholz, C.A. & Klitgord, K. 1992. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data. *Geology*. 20, 589–592.
- Ivanov, A. V. Demonterova, E. I., He, H., Perepelov, A. B., Travin, A. V. & Lebedev, V. A. 2015. Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion. *Earth-science reviews*. 14818–14843.
- Jolivet, M., De Boisgrollier, T., Petit, C., Fournier, M., Sankov, V. A., Ringenbach, J.-C., Byzov, L., Miroshnichenko, A. I., Kovalenko, S. N. & Anisimova, S. V. 2009. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology. *Tectonics (Washington, D.C.)*. 28 (3).
- Keller, G. R., Bott, M. H. P., Wendlandt, R. F., Doser, D. I. & Morgan, P. 1995. Chapter 8 The Baikal rift system. Teoksessa: K.H. Olsen (toim.) *Developments in Geotectonics*. 25, 325–341.
- Khain, V. E. 1990. Origin of the Central Asian Mountain belt: Collision or mantle diapirism. *Journal of geodynamics*. 11 (4), 389–394.
- King B.C. 1976. The Baikal Rift. Teoksessa: Quennell A.M. (toim.) *Continental rifts*. Geological Society of London Jour. 132, 348–349.
- Kiselev, A. I. Golovko, H. A. & Medvedev, M. E. 1978. Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone. *Tectonophysics*. 45 (1), 49–59.
- Kondorskaya, N.V. & Shebalin, N.V. 1982. New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 (Vol. 31). World Data Center A for Solid Earth Geophysics.
- Ladokhin, N.P. 1960. Recent tectonic motions in the Proval Bay and their associated research methods. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Series of Geology* 1–2, 59–66. (venäjäksi).
- Larroque, C., Ritz, J.F., Stéphane, J.F., Sankov, V., Arzhannikova, A., Calais, E., Déverchère, J. & Loncke, L. 2001. A compression–extension interaction on the Siberian-Mongolian border. Preliminary analysis of recent and actual deformations in the Tunka basin. *Earth and Planetary Sciences*. 332, 177–184.
- Logatchev, N.A. 2001. Historic core of the Baikal rift zone. *Doklady Earth Sciences*. 376, 43–46.

- Logachev, N.A. 2003. History and geodynamic of the Baikal rift. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)*. 44, 391–406.
- Logatchev, N. A. & Florensov, N. A. 1978. The Baikal system of rift valleys. *Tectonophysics*. 45 (1), 1–13.
- Logachev, N.A. & Zorin, Y.A. 1987. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift. *Tectonophysics*. 143, 225–234.
- Logatchev, N. A. & Zorin, Yu. A. 1992. Baikal rift zone: Structure and geodynamics. *Tectonophysics*. 208 (1), 273–286.
- Mats, V. D. 1993. The structure and development of the Baikal rift depression. *Earth-science reviews*. 34 (2), 81–118.
- Mats, V. D., Khlystov, O. M., De Batist, M., Ceramicola, S., Lomonosova, T. K. & Klimansky, A. 2000. Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations. *International journal of earth sciences: Geologische Rundschau*. 89 (2), 229–250.
- Mats, V.D. & Perepelova, T.I. 2011. A new perspective on evolution of the Baikal Rift. *Geoscience Frontiers*. 2 (3), 349–365.
- Mazilov, V.N., Lomonosova, T.K. & Klimanova, V.M. 1972. Lithology of Tertiary Sediments in the Southwestern Baikal Rift Zone. Nauka, Moscow. (venäjäksi).
- Misharina, L.A., 1972. Stresses in earthquake foci of the Mongolo-Baikal folded zone. Teoksessa V.R. Solonenko (toim.) The Field of Elastic Stresses and the Earthquake Mechanism. *Seismology*. 1972. (8), 161-171 (venäjäksi).
- Molnar, P. & Tapponnier, P. 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*. New York. 189 (4201), 419–426.
- Moore, T., Klitgord, K., Golmshtok, A. & Weber, E. 1997. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy. *Geological society of America bulletin*. 109 (6), 746–766.
- Nikolayev, V.G., Vanyakin, L.A., Kalinin, V.V. & Milanovskiy, V.Y. 1985. The sedimentary section beneath Lake Baikal. *International Geology Review*. 27 (4), 449-459.
- Olds, M., Barnard, L. & Hallanaro, E.-L. 2009. Geologica: elävä ja muuttuva maapallo: geologinen aika, supermantereet, ilmasto, pinnanmuodot, eläimet, kasvit. Königswinter: Ullman. 576 s.
- Shchetnikov, A. A., Radziminovich, Ya. B., Vologina, E. G. & Ufimtsev, G. F. 2012. The formation of Proval Bay as an episode in the development of the Baikal rift basin: A case study. *Geomorphology (Amsterdam, Netherlands)*. 177–178, 1–16.
- Petit, C. & Déverchère, J. 2006. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis. *Geochemistry, geophysics, geosystems*. 7 (11).
- Poort, J., van der Beek, P. & ter Vooorde, M. 1998. An integrated modelling study of the central and northern Baikal rift: evidence for non-uniform lithospheric thinning? *Tectonophysics*. 291 (1), 101–122.
- Radziminovitch, N. Déverchère, J., Melnikova, V., San'kov, V. & Giljova, N. 2005. The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications. *Geophysical journal international*. 161 (2), 387–400.
- Rassakov, S. V. 1993. Magmatism of the Baikal Rift System. 141 s. Nauka, Novosibirsk, Russia. (venäjäksi).
- San'kov, V., Déverchère, J., Gaudemer, Y., Houdry, F. & Filippov, A. 2000. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia. *Tectonics (Washington, D.C.)*. 19 (4), 707–722.
- Scholz, C.A., Klitgord, K.D., Hutchinson, D.R., Ten Brink, U.S., Zonenshain, L.P., Golmshtok, A.J. & Moore, T.C. 1993. Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal. *EOS Transactions American Geophysical Union*. 74 (41), 465–470.
- Sherman, S.I. 1992. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone. *Tectonophysics*. 208 (1), 297–307.
- Solonenko, V.P. (Ed.). 1981. Seismogeology and Detailed Seismic Zoning of the Baikal region. Nauka, Novosibirsk. (venäjäksi).
- Tuchkov, S. A. 1984. Convection inside the mantle and movements of platform areas. Nauka, Novosibirsk. 122 s. (venäjäksi).
- Tulokhonov, A.K., Andreev, S.G., Batoev, V.B., Tsydenova, O.V. & Khlystov, O.M. 2006. Natural microchronicle of recent events in the basin of Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)*. 47, 1030–1034.
- Zorin, Y.A. 1971. Neostucture and Isostasy of the Baikal Rift Zone and Adjacent Area. Nauka, Moscow. (venäjäksi).
- Zorin, Y.A. & Cordell, L. 1991. Crustal extension in the Baikal rift zone. *Tectonophysics*. 198 (1), 117–121.

Zonenshain, L. P. & Savostin, L. A. 1981. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. *Tectonophysics*. 76 (1), 1–45.

Tässä tutkielmassa on käytetty ChatGTP:tä apuna käsitteiden kääntämisessä.