



PÕHJA-EESTI KLINT

Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut
Turu Ülikooli geoloogiaosakond

PÕHJA-EESTI KLINT

Tallinn 2006

**Põhja-Eesti klint.
MTÜ GEOGuide Baltoscandia,
Tallinn.**

ISBN-10: 9985-9675-9-3

Koostajad: Alvar Soesoo
Avo Miidel

Täname: Olle Hints

Toimetaja: MTÜ GEOGuide Baltoscandia

Kujundus: Andres Abe

Joonised: Heikki Bauert

Fotod: Heikki Bauert

Esikaas: talvine vaade Põhja-Eesti klindile Pakri poolsaarel

Tagakaas: Põhja-Eesti klint Pakri poolsaarel (foto: Meeme Veisson)

© MTÜ GEOGuide Baltoscandia, 2006



Raamatu väljaandmist kaasfinantseerisid: SA Keskkonnainvesteeringute Keskus, Euroopa Regionaalarengu Fond, Eesti Vabariigi Sise- ja TTÜ Geoloogia Instituut INTERREG IIIA Lõuna-Soome ja Eesti programmi raames.

PÕHJA-EESTI KLINT

Eestimaa on rikas erinevate loodusmälestiste poolest. Lõuna-Eestit ilmestavad mandrijää taandumisest maha jäänud moreenkuplid aga ka Devonიაegsetesse liivakividesse lõikunud sügavad ja kohati väga järsuveerulised ürgorud. Lääne-Eesti paisab silma ulatuslike tasaste madalate alade ja soodega. Kesk-Eestit iseloomustab suur maastikuline vaheldus alates ulatuslikest soomassiividest kuni mandrijää setetest tekkinud voorte ja mõhnadeni. Põhja-Eesti ühe markantsema loodusmälestisena paistab silma meie põhjarannikul tihti maa ja mere piiri moodustav järsk paekiviastang. Me kutsume seda astangut Põhja-Eesti klindiks.

MIS ON KLINT?

Sõnal klint on arvatavasti skandiinaavia päritolu. Näiteks rootsi ja taani keeles tähendab *klint* rannaastangut. Ilmselt sealtkandist jõudis see mõiste ajapikku ka teistesse Läänemeremaadesse. Sõna kirjutusviis on ajapikku muutunud, aga selle sisu on ikka olnud seotud järsu merekalda, piirde või kaljuga. Eesti keeles on tihti klindi sünonüümina kasutusel paekallas või paesein. Paekallas on küll ilus sõna, sümboliseerides ka eesti rahvuskivi paasi, aga see ei ole siiski täpne väljend, kuna Eesti paekallas ei koosne üksnes paest, vaid ka savist ja liivakivist.

Põhja-Eesti klint on ka üheks väga omapäraseks piirstruktuuriks – nimelt

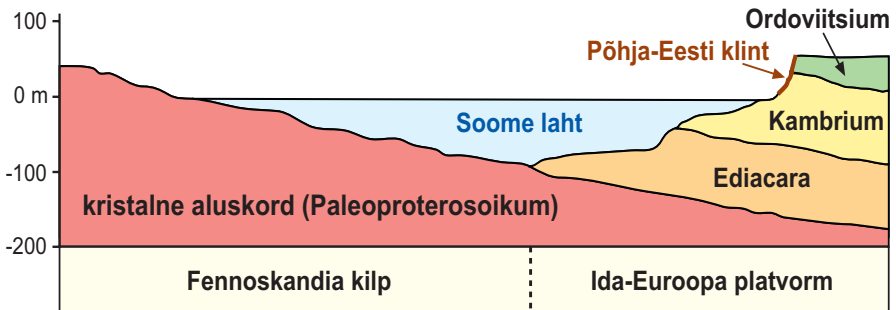


markeerib see kahe ulatusliku maa-koore struktuuri – Fennoskandia kilbi ja Ida-Euroopa platvormi settekiivimite vahelist piiri. Poolteist kuni kaks miljardit aastat vana Fennoskandia kilp koosneb peaaesjalikult tugevatest kurrutatud kristalsetest kivimitest. Ida-Euroopa platvorm koosneb siin seevastu aga moondumata, tihti horisontaalselt lasuvatest pehmetest settekiivimitest. Seega, klindist põhjasuunas avanevad Maa iidse kilbi kristalsed kivimid, näiteks sellised, mida näeme maapinnal Helsingis ja kõikjal mujal Lõuna-Soomes. Klint ise aga ongi suure platvormse struktuuri settekiivimite põhjapoolsem serv. Settekihid on väikese nurga all kaldu lõuna suunas. Kui näiteks Põhja-Eestis on settekiivimite lasundi paksuseks 100 m, siis Lõuna-Eestis on nende paksus juba kuni 800 m ning see suureneb jätkuvalt Läti ja Leedu suunas, kus settelasundite paksus saavutab juba mitmeid kilomeetreid.

BALTI KLINT

Põhja-Eesti klint on vaid osa palju ulatuslikumast astangu tüüpi struktuurist, nn. Balti klindist, mis ulatub Rootsist Ölandi saare lähedest üle Läänemere kuni Laadoga järveni Venemaal. Linnulennult on Balti klindi pikkuseks umbes 1200 kilomeetrit, mööda astangujoont aga on tema pikkus pea poole võrra enamgi. Loodusteadlased on Balti klindi jaganud erinevateks osadeks, igaühel omad geograafilised ja looduslikud omapärad.

Astanguid moodustavate kivimite vanuse järgi eristatakse kahte klindivööndit: nn. tõelist, Kambriumi kuni Ordoviitsiumi vanusega (so. umbes 540-460 miljonit aastat) kivimitesse lõikunud Balti klinti ja sellest pisut lõuna poole jäävat Siluri vanusega (so. umbes 440-420 miljonit aastat) kivimitesse lõikunud Gotlandi



Põhja-lõunasuunaline läbilõige Soome lahest ja Põhja-Eesti klindi asend

- Lääne-Eesti klinti. Kuna Siluri klint ei moodusta nii pikki ja kõrgeid astanguid kui Balti klint, on ta siiani teenimatult vähe rahva seas teada ja ka külastatud.

Kõige läänepoolsem Balti klindi osa ehk Ölandi klint kulgeb ligi 150 km ulatuses mööda Ölandi saare läänerannikut ja Läänemere põhja, kasvades kohati kuni 100 m kõrguseks astanguks. Sellele järgneb ligi 500 km pikkune mere põhjas asuv Läänemere klint, mis lõpeb Osmussaare lähedal. See klindi osa on võrreldes maismaal asuvaga laugem ja tihti paksude setendite alla maetud. Sellest lõigust idapoole on klint jälgitav maismaal. Just seda Balti klindi osa – Osmussaare ja Narva vahelisel alal – nimetatakse Põhja-Eesti klindiks. Linnulennult on

selle pikkuseks umbes 300 km, kuid arvestades rannikujoone sakilisust, mis on tingitud sellesse lõikunud jõeorgude ja väiksemate klindilah- tede olemasolust, lisandub Põhja- Eesti klindi pikkusele veel samapalju, küündides kokku ligi 600 kilomeetri- ni. See klindilõik, mis meie põhjaran- nikut palistab ongi Balti klindi tähe- lepanuväärsem osa nii oma kõrguse kui ka paljanduva osa ulatuse ja kuju poolest. Näiteks 280 kilomeetrist, mille ulatuses on Balti klint otse sil- male nähtav, jääb Eestisse tervelt 240 kilomeetrit. Alates Narvast kaugeneb klint merest, jätkudes Laadoga jär- vest lõunasse jääva alani. Seda osa kutsutakse Ingeri klindiks. Siinkohal on klint juba enamasti mattunud ja paljandub peamiselt vaid klinti lõika- vates jõeorgudes.



Põhja-Eesti klint Osmussaarel

SILURI EHK GOTLANDI KLINT

Siluri vanusega kivimitesse lõikunud klindiastang paikneb Balti klindist lõunas, ulatudes Gotlandi saarest edelas asuvast alast üle Saaremaa põhjarranniku, Kessulaiu ja Muhu saare kuni Kesk-Eestis paikneva Linnamaa külani. Siluri klindi kogupikkuseks on umbes 500 kilomeetrit. Lääne-Eesti mandriosas esineb klint umbes 100 kilomeetri ulatuses tavaliselt 3 kuni 7 meetri, harvem kuni 15 meetri kõrguste astangute ja paekühmude vööndina. Paremini jälgitav on Siluri klint aga Lääne-Eesti saartel, kus ta esineb ligi 90 kilomeetri pikkusel lõigul mitmete rannaastangute ja pankadena. Kessulaiul, Muhus ja Saaremaal ulatuvad pankade kõrgused kuni paarikümne meetrini. Siluri klint ei ole Eestis aga pikalt jälgitav; saartel on klindiastangute pikkus kuni kaks ja pool kilomeetrit, aga tavaliselt kõigub see paarisaja meetri piires.

Saaremaast lääne suunas sukeldub klint Läänemere põhja, kus see moodustab kohati kuni 100 meetri kõrguseid astanguid. Kõige kõrgem on Siluri klint aga Gotlandi ja Fårö saartel, kus klindiastangu kõrgus on kohati üle 50 meetri ülevalpool vee-pinda.

KUIDAS TEKKIS KLINT?

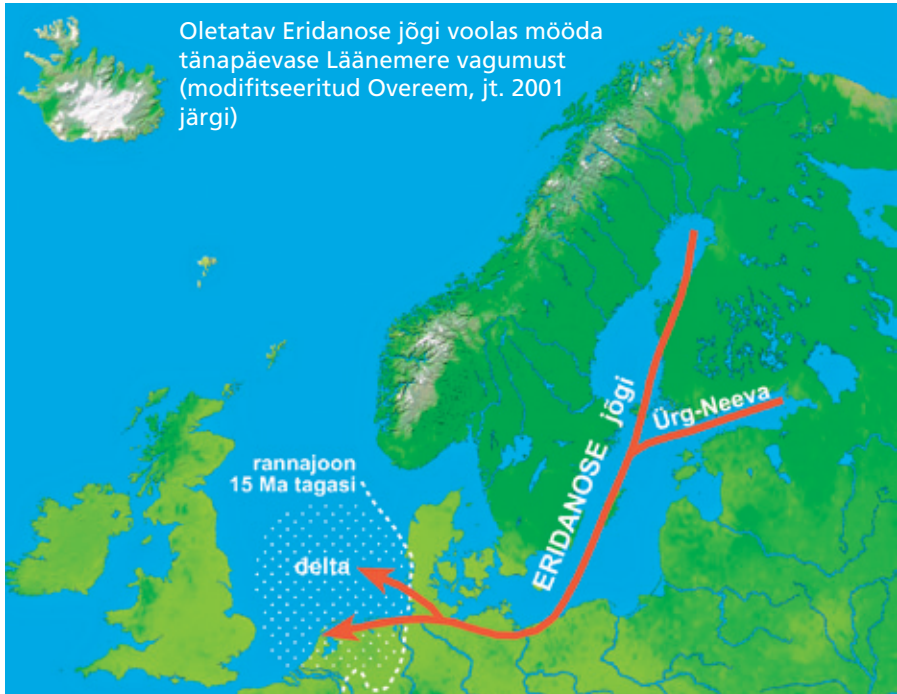
Juba aastasadu on inimesi huvitanud kuidas siis ikkagi moodustus Põhja-Eesti järsk paekallas. Ega väga ühemõttelist seletust sellele küsimusele ei ole tänapäevalgi. Püstitatud ja uuritud on mitmeid hüpoteese. Vaatleme siinkohal põhilisi neist.

1. Tektoonilise hüpoteesi pooldajad väidavad, et Põhja-Eesti klindi teke on seotud sügavate maakoort lõhestavate lõhede ja murrangutega. Juba 1845. a. seletas kuulus Šoti geoloog Murchison nii Soome lahe kui ka klindi teket piki Soome lahte kulgeva maakoore lõhega. Mitmed tänapäevased uurijad on tektoonilist hüpoteesi laiendanud ning seletavad maakoore murrangute ja plokilise liikumisega ka mitmete teiste järvede ja merede teket joonel, mis algab Valge merega, kulgeb üle Äänisjärve, Laadoga, Neeva, Soome lahe, Läänemere kuni Taani väinadeni. Nimetatud veekogud justkui markeerivad Fennoskandia iidse kilbi ja Ida-Euroopa platvormi horisontaalsete settekivimite lasundite vahelist piiri. Kas selline seos on puhtalt juhuslik või näitab see tõesti ulatuslikke maakoore plokilisest liikumisest tingitud protsesse, ei ole siiani selge. Igatahes piisava ulatusega süvamurranguid, mis ühtiksid klindi suunaga, ei ole siiani leitud.

2. Kas võis järsku olla tegu hoopis meie ala katnud mandriliustike purustava tegevusega? Juba üle-eelmise sajandi lõpus pakuti välja, et Põhja-Eesti klindi võis üles "lükata" mööda pudedamat Kambriumi liivakivide pinda libisenud tohutu paksusega mandriliustik. Sel juhul oleks liustik küll pidanud liikuma ida-läänesuunaliselt, et vormida sügav liustikuorg tulevase Soome lahe näol. Uurimistulemused aga viitavad siiski mandrijää põhja-lõunasuunalisele valdavale liikumisele, mille läbi oleks klindi teket raske seletada. Kindlasti

on mandrijää muutnud jääaja-eelseid pinnavorme, lihvinud astanguid ja süvendanud klindilahtesid ja sügavaid jõeorgusid, teisi aga täitnud paksude setetega.

3. Jää kõrval nähakse ühe võimsa maastikku kujundava tegurina vett. Mered ja suured järved on varemgi randu uhtunud ja omapärast pinnamoodi kujundanud. Soome lahe murrutustsoonis olevad astangud muudavad praegugi oma ilmet ja seda lausa inimpõlve jooksul. Meremurrutusega seostas klindi teket kuulus paleon-



toloog Eichwald juba 19. sajandil, seda meelt olid ja on ka mitmed teised toleaegsed ja tänapäevased teadlased. Siinkohal ei ole aga vastust leitud küsimusele, kuhu kadusid ärauhitud settekivimid või õigemini see, mis neist järele jäi. Läänemere põhjas ei ole seda tüüpi purdseteid avastatud. Aga setted teatavasti ei saa niisama haihtuda. Teadlased suunasid oma pilgud Läänemerest kaugemale, Põhjamere ja Atlandi ookeani suunas.

4. Põhjameres, Taani väinadest läände jääval alal, leitigi ulatuslikud, ligi 100 tuhandel ruutkilomeetril lasuvad ja ligi poolteist kilomeetrit paksumad purdsete setete lasundid. Nende setete vanuseks on umbes 10 miljonit aastat. Kust ja kuidas selline ulatuslik settemass kohale transportiti? Kas see võib olla osa ärakulutatud Põhja-Eesti klindi materjalist? See ei saa olla pelgalt hüpoteetiline Ürg-Neeva jõgi, praeguse Neeva esivanem, mida peeti ka üheks võimalikuks klindi kujundajaks. Viimastel aastatel on teadlased arvanud, et Skandinaavia aladel, alates kusagilt Lapimaalt kuni Taani väinadeni, voolas jõgi, mis oma võimsuselt oli võrreldav praeguse Amazonase jõega Lõuna-Ameerikas. Jõge ennast on nimetatud Eridanoseks ning arvatakse, et ligikaudu 9 miljoni aasta kestel

võisid enamus Skandinaavia jõgesid, sealhulgas ka Ürg-Neeva, kanda oma setted just Eridanose kaudu Põhjamere. Sellega saaks seletada suurt setetehulka Põhjameres. Seega jääks Ürg-Neevale vaid ühe väikese lisajõe osa, aga siiski sellise, mille tegevuse tulemusena vähemasti osa Balti klindist tekkis. Aga ka see hüpotees ei ole täiesti vaba vastuoludest. On selge, et jõeorgude tekkel on oma osa mängida ka tektoonikal, maa-koore plokkide liikumisel. Kujunenud pinnavorme lihvivad kahtlemata nii mere kui jõeveed ning võib kokkuvõttes öelda, et Põhja-Eesti klindi tekkes on mitmetel geoloogilistel protsessidel oma osa.

Nii Balti kui ka Siluri klindi tekkeküsimused on siiani lahtised ning ootavad geolooge ja teisi teadlasi klindi arengulugu lähemalt selgitama.



Talvine Põhja-Eesti klint Pakri poolsaarel

KAMBRIUMI JA ORDOVIITSIUMI KIVIMID PÕHJA-EESTI KLINDIL JA MUJAL

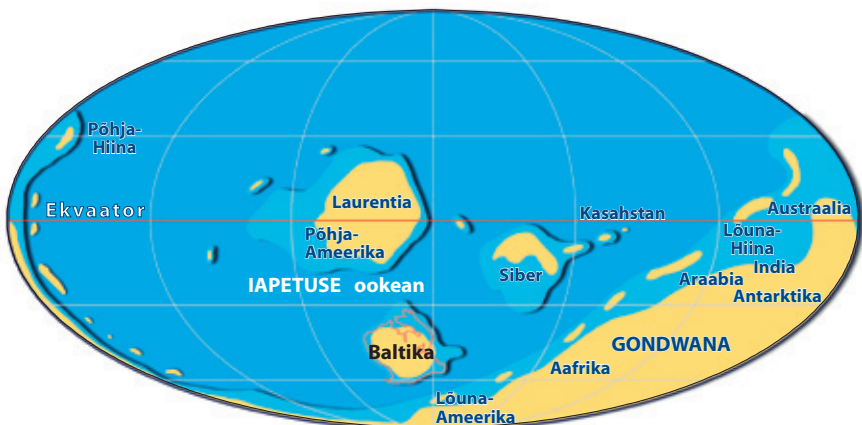
Kambriumi ajastu hõlmab geoloogilise ajavahemiku 542-488 miljonit aastat tagasi. Kambriumi ajastuga algas Maa ajaloo uus etapp, mida geoloogid nimetavad Vanaaegkonnaks ehk Paleosoikumiks. Praegune Eesti ala asus sel ajal hoopis lõunapoolkeral.

Kambriumi ajastul moodustunud setted ja nendest hiljem tekkinud settekivimid ulatuvad maapinnani vaid Põhja-Eesti pankrannikul, avanedes klindijärsaku alumises osas ja ka klindieelsel rannikuribal. Eesti settekivimite kihtide kallakuse tõttu lõuna suunas (mis teeb umbes 3 meetrit lan-gust kilomeetri kohta) laskuvad kihid järk-järgult sügavamale maapõue ning näiteks Ruhnu saarel ulatub

Kambriumi kihtide sügavus peaaegu 750 meetrini maapinnast. Kambriumi liivakivi- ja savilasundi kogupaksus jääb Eestis enamasti 80-120 meetri vahele, suurenedes mõnevõrra lääne suunas (näiteks Kesk-Saaremaal on ligi 140 m) ja vähenedes kagu suunas (Võrus ligi 50 m).

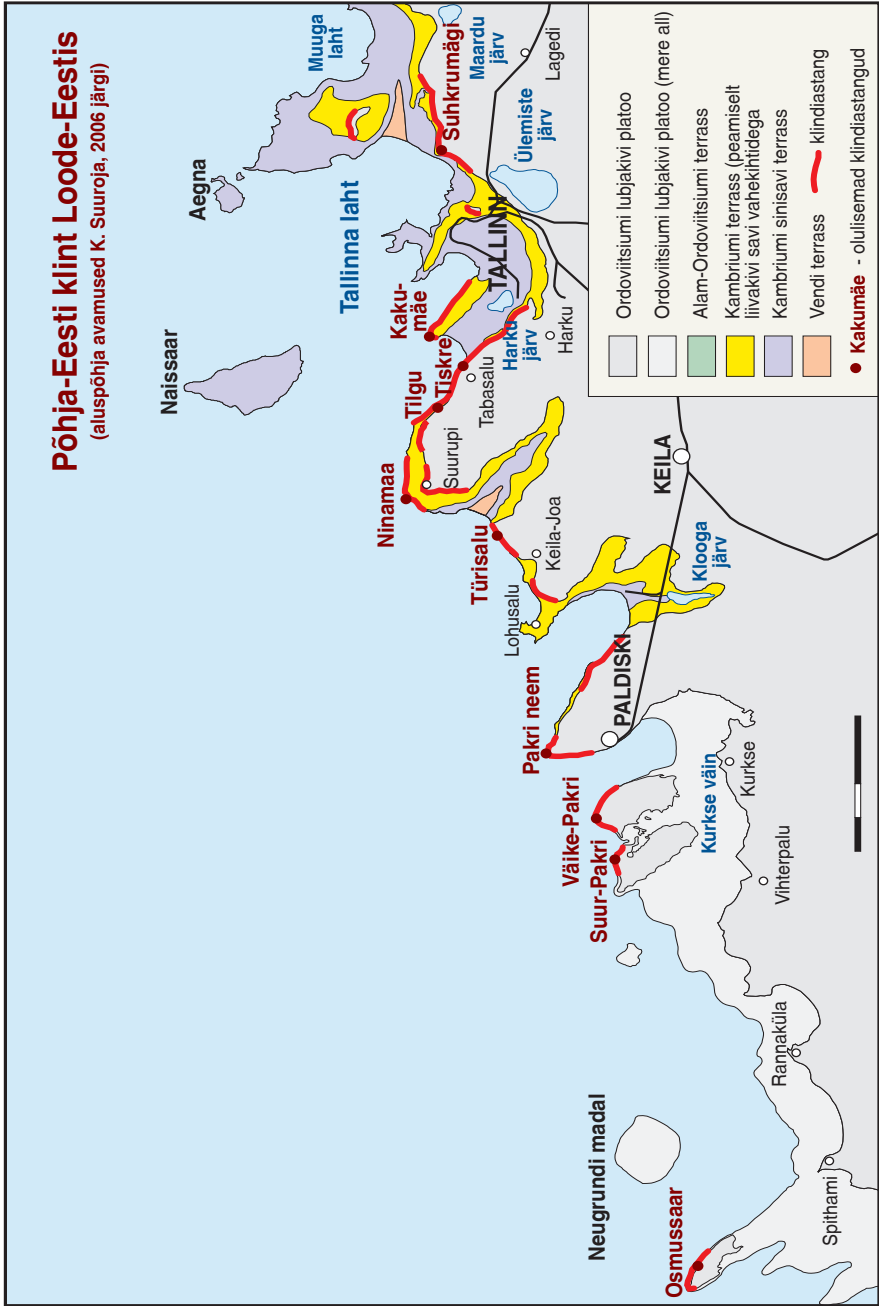
Kambriumi ladestu on Eestis esin-datud vaid liiva- ja savikivimitega. Selleaegsed lubjakivid Eestis puudu-vad, kuna Baltika ürgmanner, mille koosseisu Eesti kuulus, paiknes jahe-das lõunaparasvöötmes, umbes 50-60ndail laiuskraadidel. Kambriumis ladestunud setted on meie alal erineva levikuulatuse ja paksusega.

Mandrite asend Vara-Kambriumi lõ-pul, umbes 514 Ma (C.R. Scotese järgi “Plate tectonic maps and Continental drift animations”, PALEOMAP Project, www.scotese.com)



Põhja-Eesti klint Loode-Eestis

(aluspõhja avamused K. Suuroja, 2006 järgi)



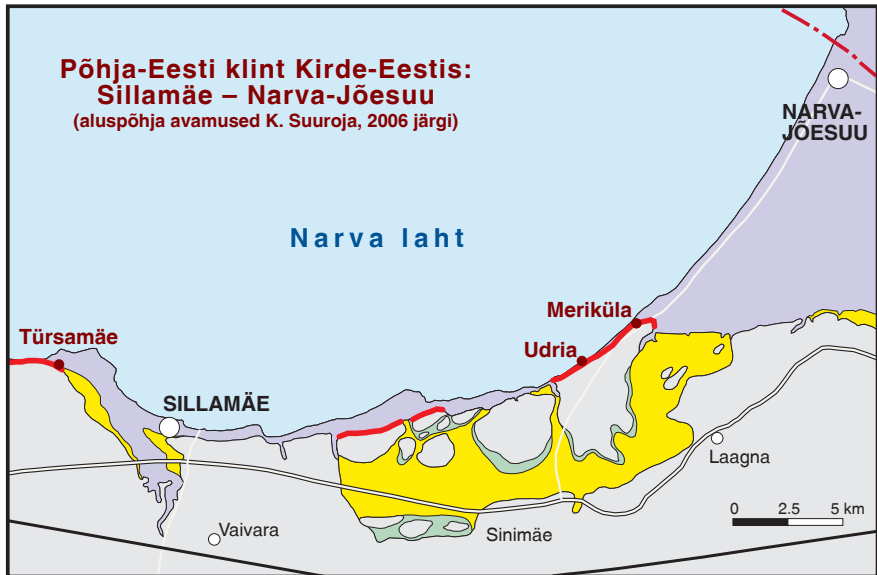
Viimane on tingitud asjaolust, et settimine Kambriumiäegses meres oli väga katkendlik ning osa settekihte ka ilmselt settimise vaheaegadel ära kulutati.

Kambriumiäegsed mandrid kujutasid endast elutut kivikõrbe, kus päikeselt saabuv ultraviolettkiirgus oleks hävitanud kõik elava. Osoonikiht formeerus atmosfääris hiljem, mistõttu plahvatuslik elu areng Kambriumis toimus just meredes. Soolsuse tõus meres lõi võimaluse organismidel mineraalse väliskesta ehitamiseks. Algul olid need kitiinilaadsed orgaanilisest ainest koorikud, hiljem lisandus sellele fosfaataine ja veelgi hiljem, eriti soojaveelistes meredes, lubiaine – kaltsiumkarbonaat. Toimus planktilise vetikafloora plahvatuslik areng. Peatselt ilmusid Kambriumi loomariiki mitmesuguste selgrootute

loomarühmade esindajad: käsnad, ainuõssed, käsijalgsed, lüljaljalgsed, molluskid ja mitmed ussilaadsed vormid. Kambriumi alguses oli tegemist väikeste, mudas roomavate ussilaadsete olenditega, kelle täpne süstemaatiline kuuluvus on ebaselge. Üldtuntud, mitmekesine Kambriumi fauna kujunes välja mõnevõrra hiljem, umbes 530 miljonit aastat tagasi. Selle kõige iseloomulikumateks liikmeteks kujunesid vähjalaadsed trilobiidid, lukuta käsijalgsed ja eriti pokaalilaadse kujuga käsnad – arheotsüaadid. On andmed ka keelikloomade sekka kuuluvate koonodontide esinemise kohta Kambriumi

Mandrite asend Hilis-Ordoviitsiumi algul, umbes 460 Ma (C.R. Scotese järgi “Plate tectonic maps and Continental drift animations”, PALEOMAP Project, www.scotese.com)





lõpul. Mitmeid nimetatud loomade fossiile võib leida ka Eesti Kambriumi kivimitest Põhja-Eesti klindil.

Kambriumi ajastule järgnes Ordoviitsiumi ajastu, mille alumise ja keskmise osa kivimid paljanduvad ka klindiasangutel. Ordoviitsiumi ajastu hõlmab geoloogilise ajavahemiku 488-443 miljonit aastat tagasi. Ordoviitsiumit on peetud merede võimutsemise ajastuks. Eesti ala asus jätkuvalt ürgmandri Baltika koosseisus lõunapoolkeral. Vara-Ordoviitsiumis, ajavahemikul 488 kuni 472 miljonit aastat tagasi, ladestusid Eesti ala katnud jahedas Paleobalti meres vaid liiva- ja savisetendid, mis sisaldasid väga vähe kivistisi. Erandiks on

Ordoviitsiumi vanima – Pakerordi lademe liivakivid, milles on kohati rikkalikult fosfaatse kojaga käsijalgse *Ungula* karbipoolmikke. Need karbid moodustavadki nn. oobolusfosforiidi läätsjaid lasundeid. Pakerordi lademe heledatele liivakividele ja pruunikatele kiltsavidele (nn. graptoliitargilliidile e. diktüoneemakildale) järgnevad Varangu lademe savid, Hunnebergi lademe rohekad glaukoniit-liivakivid ja Billingeni lademe liiva-lubjakivid. Kõik need Alam-Ordoviitsiumi lademed paljanduvad vaid Põhja-Eesti pankrannikul, Põhja-Eesti klindi keskmises osas.

Kesk-Ordoviitsiumi (472–460 Ma tagasi) kivimid on Eestis esindatud

Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe ja Uhaku lademega. See Ordoviitsiumi osa koosneb Põhja-Eestis suhteliselt puhastest lubjakividest, Lõuna-Eestis valdavalt punavärvilistest savikatest lubjakividest. Kompleksi kogupaksus on Põhja-Eestis umbes 10 m, Lõuna-Eestis aga kuni 60 m. Kivimites on palju trilobiitide, okasnahksete ja käsijalgsete skeletiosiseid ehk detriiti. Üsna palju on ka sammalloomade poolkera kujulisi kivistisi. Korallide kivististe puudumine annab veelkord tunnistust, et sel ajal toimus settimine parasvöötmelistes tingimustes.

Kesk-Ordoviitsiumi jooksul toimus Eesti ala katnud mere järk-järguline sügavnemine ja laienemine, kivimid muutusid savikamaks ja settimine pidevaks. Kesk-Ordoviitsiumi paekihid paljanduvad Põhja-Eesti klindi kõige ülemises osas. Klindi lae moodustavad Lasnamäe ja Uhaku lademe kõvad ning vastupidavad lubjakivid, mida on aastasadu kasutatud ulatuslikult ehitustegevuses.



Merest kõrguv Põhja-Eesti klint Pakri poolsaare otsas



Keila-Joa klindiastring

KLINT - TÜKIKE EESTI MAAKOORE LÄBILÕIGET

Nagu ülalpool mainitud, moodustavad Põhja-Eesti klindi erinevad kivimikihid. Geoloogidel ja loodussõpradel on siin hea võimalus jälgida kivimeid, mis kaugemal põhjarannikust asuvad sügaval maapõues. Klindijärsakud annavad hea ettekujutuse Eesti aluspõhjakevimeite omavahelisest suhtest ja ka kivimite erinevatest omadustest. Rannikujärsakutel on selgesti näha, et näiteks osa sette kivimeid purustatakse ja uhitakse vee poolt välja kergemini kui teisi.

Klindi kõige alumise osa moodustavad Kambriumi vanusega (so. umbes 535 miljonit aastat vanad) savikivimid, mida tihti kutsutakse ka Lontova sinisaviks. Selle peal lasuvad kohati ka kaldajärsakutes jälgitavad liivakivide üksikute savikate vahekihtidega, mida geoloogid kutsuvad Tiskre ja Kallavere kihistuteks. Et savikivimid on vettpidavad, niriseb põhjavesi mööda neid kihte jättes väljumiskohtades maha rauaroostekarva jäljed. Kambriumi ja Ordoviitsiumi ajastute piir asub Kallavere kihistu pruunikavärvilistes liivakivides. Pisut kõrgemal asenduvad liivakivid tumedavärviliste kiltsavidega.

Vaade Põhja-Eesti klindile Kirde-Eestis (umbes 2 km Valaste joast idas)



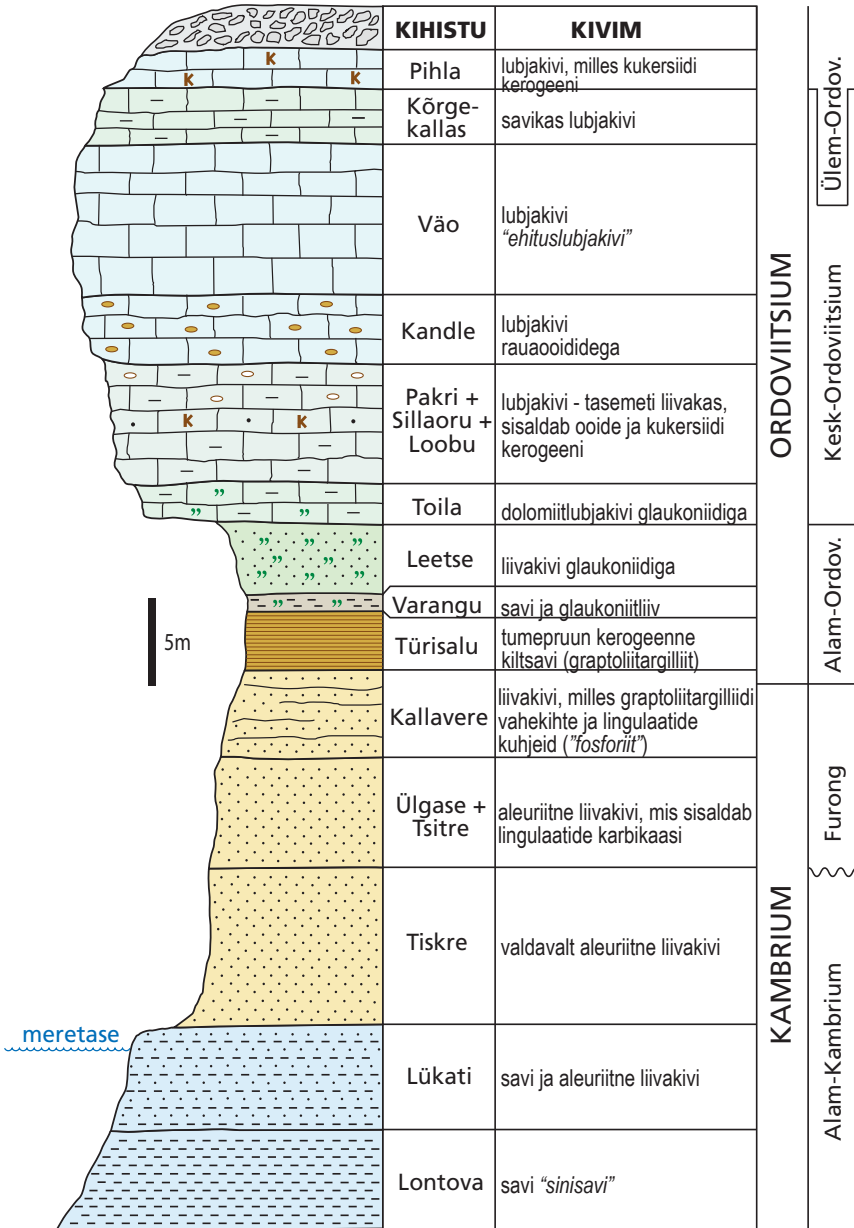


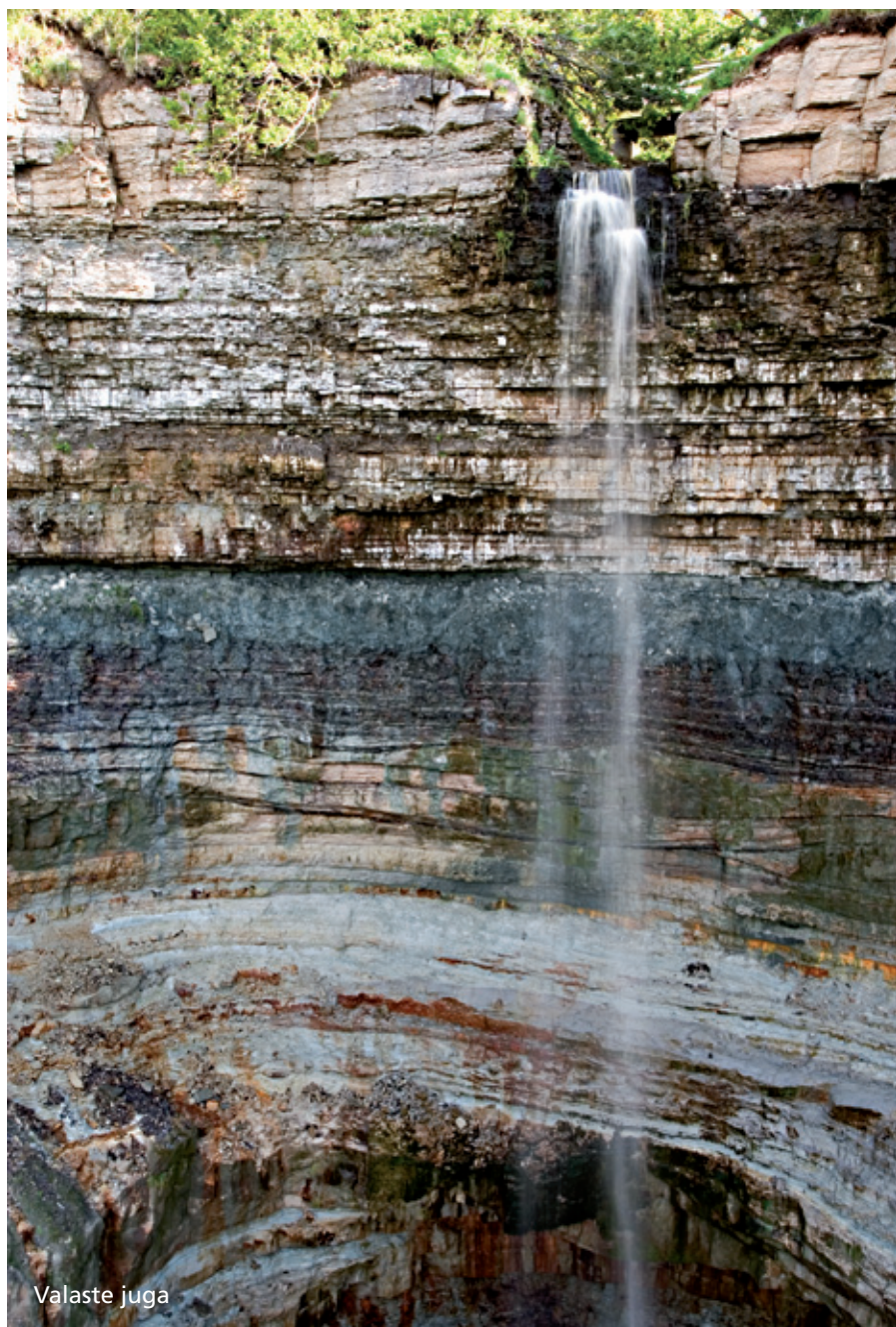
Üks paremaid vaateid klindile avaneb Kirde-Eestis Päite pangalt

Martsa pank loojangupunas



PÕHJA-EESTI KLINDI koondläbilõige





Valaste juga

Seda mustavärvilist, kergesti õhukes-
teks liistakuteks lagunevat savikivi-
mit kutsutakse diktüoneemakildaks
või graptoliitargilliidiks, praeguseks
väljasurnud mereasuka – graptoliidi
järgi. Diktüoneemakildaga on seotud
kõrged raskete elementide, sh. ter-
visele kahjulike elementide, sisaldu-
sed, isesüttimisenähtused maavara-
de kaevandamise käigus kuhjatud
kildahunnikutes ja kuni mitmesaja
grammini tonnis ulatuvad uraani-
sisaldused ning sellega seonduvad
kahjuliku gaasi – radooni anomaal-
liad. Diktüoneemakilda peal lasub
mitmemeetrise kihina roheka too-
niga savi ja liivakivilasund. Roheka
toon annab mineraal glaukoniit, mis
on keerulise keemilise koostisega
kaaliumi ja raua mineraal.

Kõrgemalasuavad kihid sisaldavad juba
rohkesti karbonaatseid kivimeid –
lubjakivi ja dolomiitset lubjakivi. Seda

klindi osa võib juba õigustatult kut-
suda paeastanguks. Aga ega siingi
ei ole tegu puhta lubjakivi või dolo-
miidiga, settekivimid on siin väga
vaheldusrikkad. Õhukesed puhtama
lubjakivi kihikesed vahelduvad lub-
jaka liivakiviga, esineb raudoiididega
rikastunud kihte ja ka põlevkivi sisal-
davat liivakivi. Kivimeid läbistavad
tektoonilised lõhed. Klindi alumine
osa koosneb pehmematest ehk kulu-
tamisele kergemini alluvatest kivi-
mitest kui ülemine osa. See kivimite
vastupidavuse erinevus ja lõhesüs-
teemide esinemine Eesti aluspõhja-
kivimites on tihedalt seotud aeg-ajalt
toimuvate pangaste allavarisemisega.
See on täiesti looduslik protsess, mis
viib klindiastangu jätkuvalle taandu-
misele sisemaa suunas. Seega meie
pankrannik on dünaamiline süsteem,
mis muudab oma asendit ja väljanä-
gemist aja jooksul.



Udria pank Kirde-Eestis

Udria pank - esiplaanil
Kambriumi liivakivi



KLINT MAASTIKUELEMENDINA

Tänapäeva klint ja seda ümbritsev maastik on rikas oma geomorfoloogiliste vormide poolest. Klindiservast maismaa suunas laiuvad ulatuslikud paeplatood. Väiksemad platood, nagu näiteks liivakiviplatood, laiuvad üksikutel terrassidel, klindisaartel või poolsaartel, viimase heaks näiteks on Kakumäe poolsaar Tallinna lähistel.

Põhja-Eesti rannikule on iseloomulikud ka erineva suurusega klinditerrassid, mis iseenesest on nagu pisikesed klindiplatood, erinevuseks on vaid see, et nad on mõlemast küljest piiratud klindiastangutega. Põhja-Eesti klindil on astanguid tavaliselt 2-4, mõnes kohas Lääne- ja Ida-Viru klindilõigul isegi kuni 5. Peamisest klindiastangust eemal asuvaid isoleeritud kõrgemaid alasid

nimetatakse klindisaarteks. Osa neist kõrgendikest asuvad vee all, nagu näiteks Pakri neemest ligi poolteist kilomeetrit põhja pool asuv Pakri klindisaar. See ala on tuntud ka kui Pakri madal. Osa klindisaari asuvad maismaal. Neist enimasustatuks ja seeläbi kuulsamaks on Tallinna süda – Toompea. Toompea klindisaar on tegelikult Kopli klindipoolsaare kõrgeim, kuni 48 meetrit üle merepinna kõrguv osa.

Veega kontaktisolevatel aladel on arenenud erineva kuju ja suurusega klindilahed või siis -neemikud. Jõgede suudmeosades on klint tavaliselt sügavalt kulutatud ja neis asuvad klindiorud. Väiksematel ojadel ja kraavidel on erosiooniprotsess alles arengujärgus, mis omakorda loob head eeldused jugade tekkimiseks. Joad ja joastikud on kahtlemata Eesti



Jägala juga kevadise suurvee ajal



Treppoja Looe-Eestis



Aluoja joastik Toila juures

pankranniku üks ligitõmbavamaid maastikuelemente. Klindiga seoses on Eestis kokku loetud vähemalt 32 juga või joastikku, milledest 6 asuvad silmailu pakkuva veehulgaga jõgedel. Märkimist väärivad Keila, Jägala ja

Narva joad. Põhja-Eesti klindi jugade kõrgus varieerub suuresti, kõrgeimaks neist on 30 meetrise veelanuga Valaste juga. 5-10 meetrise kõrgusega jugasid tuleb kokku ligi tosin.

KLINT JA ELUSKOOSLUSED

Klindipiirkond on rikas taimekoosluste poolest. Klindiplatoosid iseloomustavad lood. Lood on kaetud lubjalembese, madalakasvulise, kuid liigirohke taimestikuga. Lagelood arenevad ajapikku põõsasloodeks, kus valdavaks liigiks on kadakas, aga ka mõned lehtpuud. Väiksemate massiividena esineb Põhja-Eesti klindialadel veel loometsa, kus domineerivad kuusk, mänd, kask, saar ja jalakas.

Tihedamat ja kõrgemat metsa esineb klindiesisel alal. Astangualusele alale on iseloomulik omapärane mikrokliima, aga ka klindiplatoodest erinev veerežiim ning pinnase- ja toiteainete tüüp. See kõik on loonud head tingimused iselaadse metsatüübi tekkeks, mida ka vahel tänu oma lopsakuse-

le ja läbipääsmatusele on kutsutud "Eestimaiseks džungliks". Lopsaka laialehelise lehtpuumetsa alumine rinne koosneb kõrgetest ja kohati väga tihedatest sõnajalgadest, millele lisavad omapärast pilti puutüvedel väänlevad ja ripuvad humalaväädid. Klindimetsa alune maastik on tihti üsna niiske. Põhjavesi niriseb klindi jalamit moodustavate sinisavikihtide pealt välja tekitades siin-seal liigniiskeid alasid, mis ei kuiva ka suvistel kuivaperioodidel. Klindimets on eriti iseloomulik klindile Ida-Eestis, kus selle ees on lai ja suhteliselt suure paksusega rusukalle.

Klindiala on kahtlemata habras ökosüsteem. Nii siinasuvad taimekooslused kui ka omapärane maastikumuster vajavad kaitset. Seda eriti uue Eestit haaranud ehitusbuumi



Saka mõisa juures varjab klindivaadet tihe lehtpuumets

tingimustes, kus inimesed trügivad merele ikka lähemale ja lähemale kõigi oma ehitiste ja rajatistega.

Põhja-Eesti klindi piirkonnas on 2006. aasta seisuga 14 erineva kategooriaga kaitseala alates maastiku-kaitsealast kuni rahvuspargini välja.

Väiksemate kaitsealade pindala, nagu näiteks Narva jõe kanjoni maastiku-kaitseala või Türisalu maastikukaitseala, jääb vaid mõnekümne hektari suurusjärku. Suurimaks kaitsealaks, hõlmates ligi 72 000 hektarit, on Lahemaa Rahvuspark.

SÕNASELETUSI

Ajastu – üleilmse geoloogilise ajaskaala põhiühik, kümneid miljoneid aastaid kestnud kindel ajaetapp Maa geoloogilises arengus

Aluspõhi – pinnakatte all olev, umbes 350-600 miljonit aastat vana settekivimite lasund

Argilliit – kiltsavi, kõvastunud, plastsuse kaotanud savikivim

Avamus või paljand – ala, kus kindla vanuse või koostisega kivimid ulatuvad otse maapinnale, või on kaetud õhukeste kivistumata pinnakatte setetega

Balti klint – ligi 1200 km pikune, Ölandi saare lähistelt algav ja Laadoga järve lõunakaldani ulatuv järskude astangute süsteem. Põhja-Eesti rannik on Balti klindi osa

Dolomiit – kaltsiumi ja magneesiumi süsihappesooladest (Ca/MgCO_3) moodustunud mineraal ja kivim

Fennoskandia kilp – osa Ida-Euroopa platvormist, mis koosneb maapinnale avanevatest (või õhukese pinnakatte all olevatest) kristalsetest kivimitest

Glaukoniit – rohekas, sageli teradena esinev, keerulise koostisega silikaatne rauamineraal

Graptoliit – väljasurnud, kolooniatena elanud planktilise eluviisiga poolkeelikloom

Iga – teatud kindel ajaetapp mingi piirkonna geoloogilises arengus

Karbonaatsed kivimid – süsihappe (H_2CO_3) mineraalidest (kaltsiit, dolomiit) moodustunud kivimid, rahvakeeles tuntud paekivina või lihtsalt paena

Kihistik – kihistu alajaotus

Kihistu – enam-vähem ühtlase koostisega kivimikeha, mille nimetus on tuletatud kohanimest, kus kihistu on esindatud oma tüüpilisel kujul

Klint – pankrannikul esinev ulatusliku levikuga aluspõhjaline rannajärsak, võib olla osaliselt kaetud või astmeline; ebatäpse vastena on kasutatud nimetust „paekallas“. Ilmselt tuleneb rootsi ja taani keelest kus tähenduseks „rannaastang“

Konodondiloom – väljasurnud keelikloom, millest on mikrofossiilidena säilinud vaid lõuaaparaadi hambalaadsed moodustised - konodondid

Lade – teatud piirkonnas geoloogilise eajooksul moodustunud kivimid; lade me nimi on tuletatud kohanimest, kus lade on tüüpilisel kujul esindatud

Paas – karbonaatkivimite (lubjakivi, dolomiit jm) rahvapärane nimetus, peetakse Eesti rahvuskiviks

Pank – meremurrutuse tulemusena tekkinud aluspõhjakivimeist rannajärsak

Siluri klint – ka Gotlandi – Lääne-Eesti klint; Balti klindist lõunas paiknev Siluri kivimite astangute süsteem, mis algab Gotlandi saare lähistel ja on jälgitav kuni Lääne-Eesti mandrialani

Sinisavi - Alam-Kambriumi sinakas kuni lillakaskirju, kohati kuni 90 m paksust kihti moodustav savi. Savilasundi ülemine osa paljandub ka klindi jalamil

Trilobiit – väljasurnud vähilaadsete lülilalgsete klassi kuuluv kivistis

KIRJANDUST

- Bekker, H. 1919. Paeseina profiil Martsal. Eesti paeseina geoloogiline ülevaade. Odamees, Tartu, 24 lk.
- Miidel, A. 1992. Põhja-Eesti klindi päritolu. Eesti Loodus 2, 76-81.
- Miidel, A. & Raukas, A. 2005. Slope processes at the North Estonian Klint. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology 54, 209–224.
- Overeem, I., Weltje, G.J., Bishop-Kay, C. & Kroonenberg, S.B. 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? Basin Research 13. Blackwell Science Ltd., 293-312.
- Paal, J., Vellak, K. & Ingerpuu, N. 2005. The species composition of Estonian klint forests, their composition and their correlation with the main soil parameters. Forest Studies XXXV, 104–132.
- Paatsi, V. 1995. Kust tuli klint eesti keelde? Eesti Loodus 8, 229.
- Suuroja, K. 2005. Põhja-Eesti klint. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 220 lk.
- Suuroja, K. 2006. Baltic Klint in North Estonia as a symbol of Estonian nature. Ministry of Environment, Tallinn, 224 p.
- Tuuling, I. & Tilk, K. 2004. Saaremaa ja Gotlandi ühendab klindivöönd. Eesti Loodus 6, 42-46.
- Vilbaste, G. 1938. Järskranniku moodustisi Põhja-Eestis. Loodusvaatleja 4/5, 114–121.

Põhja-Eesti klint kui geoloogiline objekt ja maastikuelement koos sellega seotud taime ja loomaliikidega väärrib kahtlemata hoidmist ja säilitamist ka tulevastele põlvedele. See on samuti hea loodusobjekt geoloogilise ja bioloogilise maailma tutvustamiseks erinevatele rahvagruppidele alates kooliõpilastest lõpetades erialaspetsialistidega nii Eestist kui ka välismaalt. Ka sellisuunaline arendustegevus käib ning kes teab, võib-olla tulevikus kulmineerub see ka Põhja-Eesti klindi geopargi loomisega. Kasu sellest oleks kahtlemata meile kõigile.

Põhja-Eesti klint on dünaamiline maastikuelement ja geoloogiline struktuur. Nii jõgede tegevus kui ka merelained liigestavad ja muudavad klindimaastikku. Lääne- ja Põhja-Eesti asub pealejäääegses maakoore kerkepiirkonnas, kus iga aastaga maapind kerkib 1-2 mm. Seega meri taganeb ja pankrannik kerkib, nagu ta on teinud juba viimased kümme tuhat aastat. See omakorda mõjutab jõgesid ja aktiivse rannikuvööndi asendit. See protsess on olnud idas ja läänes erinev. Näiteks kui Ontikal oli umbes 10300 aastat tagasi ligi 17 meetri kõrgune astang, siis Osmussaare kohal oli sel ajal 75 meetri sügavune meri. Osmussaar kerkis merest alles paar tuhat aastat tagasi.

Kindlasti ei ole meie pankrannik 100 aasta pärast enam täpselt sarnane praegusega. Selle üheks tõenduseks on sagedased varingud. Suuremaid varinguid toimus 22. aprillil 1996. aastal Pakri neemel. Varingu tagajärjel maapind rappus sedavõrd, et arvati lausa maavärinat varingu põhjuseks olevat. Samas langes 2003. aasta lõpul alla ligi 1500-2000 tonnine, 9,4 m lai ja 27 m pikk kivimiplokk. 2004. aasta kevadel Leetses alla kukkunud ploki mass oli tõenäoliselt veelgi suurem.

Aga see kõik on loomulik looduslik protsess. Inimene peaks hea seisma selle eest, et klindipiirkonna habras ökosüsteem saaks vähemmõjutatud igapäevase inimtegevuse poolt ning meie kena pankrannik jääks ikka avatud meile endile ja sõbralikele loodusõpradele teistest maadest.

Geoloogiline ajaskaala

IUGS ICS Geological Time Scale 2004 (www.stratigraphy.org), mugandanud ja eestindanud Eesti Stratigraafia Komisjon 2004 (www.gi.ee/ESK/)

EOON	AEGKOND	AJASTU	AJASTIK	Vanus (milj. aastat)	
Fanerosoikum	Kainosoikum <i>Uusaegkond</i>	KVATERNAAR	Holotseen	0,00	
			Pleistotseen	0,0115	
		NEOGEEN	Pliotseen	1,806	
			Miotseen	5,332	
		PALEOGEEN	Oligotseen	23,03	
			Eotseen	33,9 ± 0,1	
			Paleotseen	55,8 ± 0,2	
		Mesosoikum <i>Keskaegkond</i>	KRIIT	Hillis-Kriit	65,5 ± 0,3
				Vara-Kriit	99,6 ± 0,9
			JUURA	Hillis-Juura	145,5 ± 4,0
	Kesk-Juura			161,2 ± 4,0	
	Vara-Juura			175,6 ± 2,0	
	TRIIAS		Hillis-Triias	199,6 ± 0,6	
			Kesk-Triias	228,0 ± 2,0	
			Vara-Triias	245,0 ± 1,5	
	Paleosoikum <i>Vanaaegkond</i>		PERM	Loping	251,0 ± 0,4
				Guadalup	260,4 ± 0,7
		KARBON	Cisural	270,6 ± 0,7	
			Pennsylvania	299,0 ± 0,8	
		DEVON	Mississippi	318,1 ± 1,3	
			Hillis-Devon	359,2 ± 2,5	
			Kesk-Devon	385,3 ± 2,6	
		SILUR	Vara-Devon	397,5 ± 2,7	
			Pfidoli	416,0 ± 2,8	
			Ludlow	428,2 ± 2,3	
	Wenlock		428,2 ± 2,3		
	ORDOVIITSIUM	Llandovery	443,7 ± 1,5		
		Hillis-Ordoviitsium	443,7 ± 1,5		
		Kesk-Ordoviitsium	460,9 ± 1,6		
	KAMBRIUM	Vara-Ordoviitsium	471,8 ± 1,6		
		Furong	488,3 ± 1,7		
		Kesk-Kambrium	501,0 ± 2,0		
		Vara-Kambrium	513,0 ± 2,0		
	Proterosoikum <i>Agueoon</i>	Neoproterosoikum	EDIACARA	542,0 ± 1,0	
KRÜOGEEN			630		
TON			850		
Mesoproterosoikum		STEN	1000		
		ECTAS	1200		
		CALYMM	1400		
Paleoproterosoikum		STATHER	1600		
		OROSIR	1800		
		RHYAC	2050		
		SIDER	2300		
Arhalkum <i>Ürgeoon</i>	Neoarhalkum	2500			
	Mesoarhalkum	2800			
	Paleoarhalkum	3200			
	Eoarhalkum	3600			
				~4500	

