

TARTU ÜLIKOOLI
TOIMETISED

УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ ТАРТУСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

934

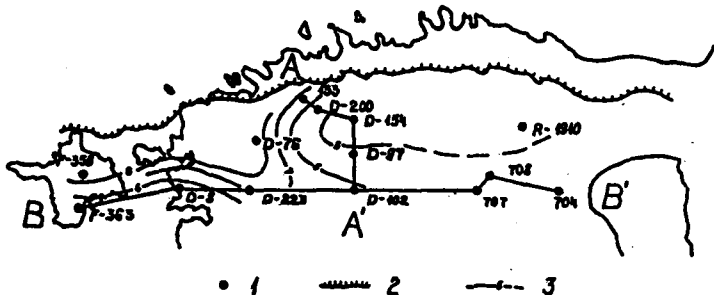
EESTI ORDOVIITSIUMI
PALEONTOLOOGIA
JA STRATIGRAAFIA

Tõid geoloogia alalt XII

SETTETSÜKLITE KASUTAMINE KARBONAATSETE LÄBILÕIGETE DETAILSEL KORRELATSIOONIL PÄÄSKÜLA KIHISTIKU (D_{II}P) NÄITEL PÕHJA-EESTIS

L. Ainsaar

Käesolev artikkel põhineb autori uuritud 14 Põhja-Eesti puursüdamikul (jn. 1). Töös on kasutatud eelkõige puursüdamike makrokirjeldusi. Põhitähelepanu on pööratud karbonaatkivimite savikusele, tekstuurile ja iseloomulikele kihipindadele (nt. katkestuspinnad), vähemal määral teistele kivimi makrotunnustele. Puuraugust D-200 on autor teinud 16 lahustumatu jäägi määrangut.



Joonis 1. Puuraukude asendi skeem koos Pääsküla kihistiku paksusega: 1 — käesolevas töös käsitletud puuraugud, 2 — Keila lademe levila põhjapiir, 3 — Pääsküla kihistiku samapaksusjooned (intervalliga 1 m)*

Keila lademe põhilisele osale Eestis vastab Keila kihistu, mis koosneb kolmest kihistikust: Kurtna, Pääsküla ja Saue. Pääsküla kihistiku eraldas esmakordselt V. Jaanusson [1945, S. 213] Pääsküla

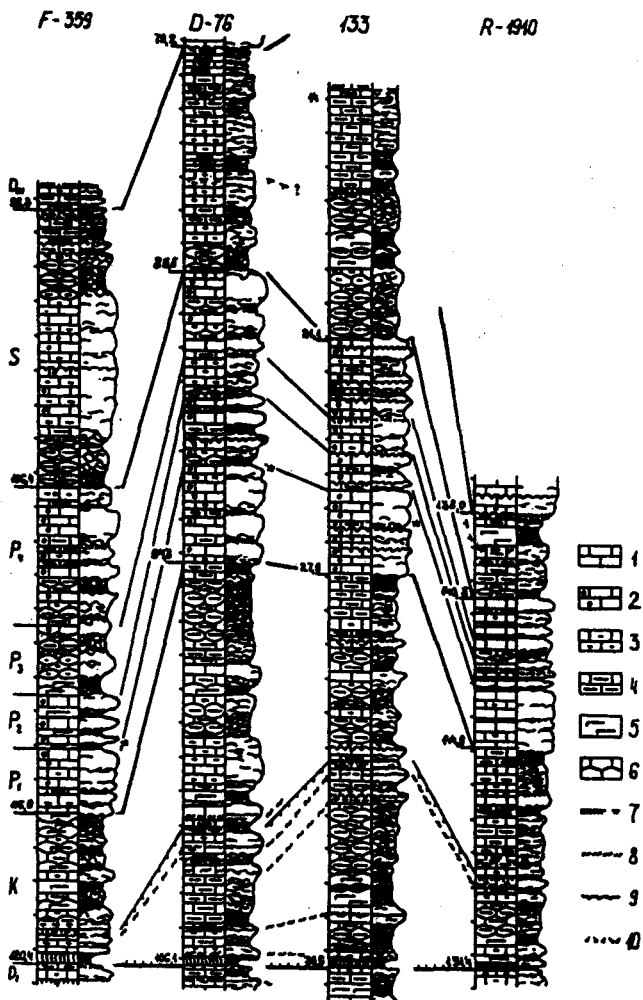
* Paksuse skeemi koostamisel on täiendavalt kasutatud geoloogilise kaardistamise aruandeid: Коппельмаа Х., Громов О. и др. Отчет о глубинном геологическом картировании площади Таллин-Кярвемаа (Сев. Эстр.). Кäsikiri EGF-s. 1982.; Коппельмаа Х., Громов О. и др. Отчет о глубинном геологическом картировании площади Кейла-Рийзипере (Сев. Эстр.). Кäsikiri EGF-s. 1985.

paljandites Keila lademe keskmiste kihtidena, täpsustamata nende piire. Kihistiku mahtu Loode-Eesti läbilõigetes näitas esimesena R. Männil [Мяньиль, 1958]. Seejuures asus kihistiku alumine piir stratotüüpses Pääsküla paljandis Keila lademe sisesel bentoniidil "e" (E. Jürgensoni indeksid: [Юргенсон, 1958]), eemal asuvates puuraukudes aga sellest mitu meetrit kõrgemal. Samu piire aktsepteerib ka A. Rõõmusoks [Рыумусокс, 1970]. Üksikasjalikum ülevaade Keila lademest stratotüüpses piirkonnas antakse L. Põlma, L. Sarve ja L. Hintsil hiljutises monograafias [Пылма и др., 1988]. Selle töö autorid leiavad, et Pääsküla kihistiku alumist piiri on kogu stratotüüpsel alal otstarbekas paigutada 4,8–7,0 m kõrgemale bentoniidist "e". Toodud piirides see kihistik Pääsküla paljandites puudub. Seal esinevad litoloogiliselt Pääsküla kihistikule sarnased kihid arvatakse Kurtna kihistiku koosseisu, mis pole nomenklatuurselt muidugi korrektned.

Pääsküla kihistikku iseloomustab nõrgalt savikas või puhas, mikro- või peitkristalne, tombulist materjali sisaldav keskmisekihiline, kollaka värvusega lubjakivi õhemate savikamate vahekihtidega. L. Põlma peab kihistiku olulisemaks tunnuseks Viru seerias haruldase tombulise materjali leidumist. Nende tunnuste alusel on Pääsküla kihistiku levila piirideks idas Tapa ja lõunas Rapla piirkond, läänes levib ta üle Hiiumaa [Пылма и др., 1988]. Vaatamata vastuoludele algstratotüübi küsimuses lähtutakse käesolevas töös L. Põlma, L. Sarve ja L. Hintsil [Пылма и др., 1988] poolt ette pandud Pääsküla kihistiku piiridest (nt. Keila ja Munalaskme puuraugud), pidades neid litoloogiliselt põhjendatuks laial alal Põhja-Eestis. Keila lademe kihistikke käsitletakse selles artiklis kronostratigraafilise sisuga kohalike ühikutena, analoogiliselt Kukruse lademe kihistikega [Мяньиль, 1986], seega geograafiliselt laiemalt kui eelmised uurijad.

Litoloogilisi reepereid lademesiseseks korrelatsiooniks on Keila lademes rohkesti. Loode-Eesti läbilõigete sidumine ida ja lääne suunas litoloogiliste tunnuste abil on näidatud joonisel 2. Põhilisteks reeperiteks on K-bentoniidi (metabentoniidi) kihid, tsükliitide piirid ja kukersütsed vahekihid.

Eesti piires ei valmista erilisi raskusi ära tunda peabentoniiti "d" Keila lademe alumisel piiril tema suure paksuse tõttu (10 cm-st Ida-Eestis kuni 50 cm-ni saartel; vt. ka [Вингисаар, 1972]). Samuti on kogu Põhja-Eestis jälgitav eelmisest 1–6 m kõrgemal asuv bentoniit "e" paksusega 3 cm-st Ida-Eestis kuni 10 cm-ni Loode-Eestis. Bentoniit "e" jagab Kurtna kihistiku kaheks peaaegu võrdseks pooleks. Sellest kihist 0,1–0,8 m kõrgemal asub tihti veel üks bentoniitne tase vilgukristallidega [Аянсаар, 1990]. Pääsküla kihistikus selliseid kihte pole leitud. Saue kihistiku alumises kolmandikus on üks vilgukristallidega bentoniitne tase, mis on Lääne-Eestis selgem, ida pool raskemini jälgitav [Мяньиль, 1976; Пылма и др., 1988].



Joonis 2. Keila lademe korreleerimine litoloogiliste tunnuste abil nelja Põhja-Eesti läbilõike näitel: *K* — Kurtna kihistik, *P*₁–*P*₄ — Pääsküla kihistiku osad (selgitus tekstis), *S* — Saue kihistik. Vasakpoolsel tulbapoolel kivimi koostis: 1 — puhas lubjakivi, 2 — tombulist materjali sisaldav karpliku murdega lubjakivi, 3 — nõrgalt savikas lubjakivi, 4 — keskmiselt või tugevalt savikas lubjakivi, 5 — mergel, 6 — muguljas tekstuur, 7 — bentoniitsed kihid, 8 — kukersiit, 9 — katkestuspind, 10 — püriitse detriidi kuhje. Paremal tekstuurid; must — mergel, valge — lubjakivi, tärn — *Baltocrinus hrevicaensis*'e varrelülide esinemise ülemine pür; läbilõike kõver näitab suhtelist savikust.

Tsükliitide piiriks loetakse selles töös regressiooni maksimumi taset, mis võib kajastuda katkestuspinnana, mõningase püriitse detriidi kuhjena või olla märkamatu puhta lubjakivi kihi sees. Eri läbilõigetel võib sama tsükliiti tunda tema asendi järgi läbilõikes, paksuse, savikuse, iseloomuliku tekstuuri (muguljus), tsükliidi väljakujunemise selguse, piiri (katkestuspinna) ning tsükliidi sisemise ehituse järgi (alatsükliidid, muutuste suunatus). Kuigi karbonaatide settimise tsükliilisus on olnud laial alal väga ühtlane, tuleb arvestada läbilõigete fatsiaalset muutlikkust. Kihtide käsitletav tsükliiline ehitus on tavaliselt jälgitav ka karotaaždiagrammidel.

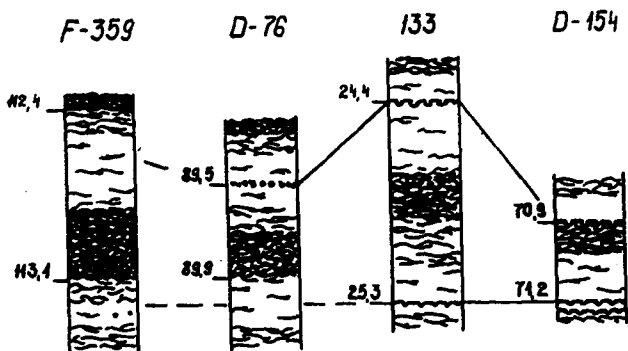
Kukersiitsed vahekihid on iseloomulikud eelkõige Kurtna kihistikule, seostudes selgelt karbonaatkivimite tsükliilise ehitusega [Айнуцаап, 1990]. Need vahekihid levivad Põhja-Eestis laia vööndina ja on koos bentoniitidega hästi korreleeritavad.

Peale ülalkirjeldatu on läbilõigete sidumisel abiks iseloomulik makrofauna (nt. *Baltocrinus hrevicaensis*'e (Yelt.) varrelülid). Kasutades kõiki neid tunnuseid komplekselt, on võimalik üsna usaldusväärset liigestada ladet eri läbilõigetel ja näiteks koostada selliseid paksuste skeeme, mis peegeldavad settimiskiirusi (vt. jn. 1).

Pääsküla kihistiku tsükliilist ehitust kirjeldab esmakordselt L. Põlma [Полма и др., 1988, с. 56]. 2–3 m paksune tsükliit (rütm) koosneb tema järgi kolmest osast: 1) alumine, savikam, poolmuguljas või lainjaskihiline osa, 2) keskmine, üleminekuosa ning 3) ülemine, karbonaatne, tombulist materjali sisaldav paksukihiline osa. Tsükliidi osade savikuse määrab eelkõige merglikelmete tihedus ning tsükliit algab ja lõpeb püriitse katkestuspinnaga.

Tegelikult ei asu antud tüüpi tsükliidi piiri tähistav katkestuspind tavaliselt karbonaatse kihi ülemisel piiril, vaid selle ülemises pooles, u. 10 cm allpool savika kihi algust. Sellest tulenevalt võib jagada tsükliidi kaheks pooleks: 1) alumine, transgressiivne pool, mida iseloomustab savikuse suurenemine ülespoole; 2) ülemine, regressiivne pool, kus savikus ülespoole väheneb. Ülemine pool ületab paksuselt alumise tavaliselt 3–4 korda ning mõnikord ei ole alumine pool üldse eraldatav. Kuna transgressiooni maksimum on läbilõikes raskelt määratav, peaks olema otstarbekohasem käsitleda tsükliiti kolmeosalisena: 1) alumine karbonaatne osa, 2) keskmine, savikas osa, 3) ülemine karbonaatne osa. Savika osa alumine piir on tavaliselt teravam kui ülemine. Alumist karbonaatsset osa ei saa selge piiri puudumisel alati eraldada lamava tsükliidi ülemisest osast.

Tsükliidid ja nende piirid alluvad fatsiaalsele muutlikkusele (jn. 3). Loode-Eestis tähistavad paljude Pääsküla kihistiku tsükliitide piire katkestuspinnad, kaugemal asenduvad need püriitse detriidi mõningase kuhjega ja veel kaugemal kaob silmaga nähtav piir. Tsükliitide savikat osa esindav merglikelmetega lubjakivi võib asendada teistes Põhja-Eesti piirkondades läätsjasmugulja mergliga. Mõne



Joonis 3. Näide tsükliidi ja tema piiride fatsiaalsest muutlikkusest (VI tsükliit joonistel 4 ja 5). Tingm. vt. jn. 2.

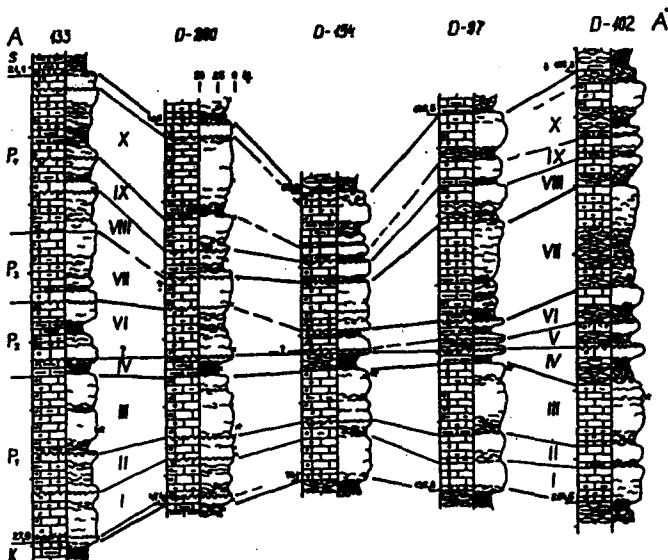
tsükliidi piir on Loode-Eestis ilmselt kulutustunnustega, millele viitab tsükliidi puudulikkus (vt. jn. 3, p.a. *D-154*). Pääsküla kihistikus võib uuritud puursüdamike põhjal eraldada 0,1–2 m paksuseid tsükliite, soovi korral ka paksemaid (s.t. kõrgemat järku tsükliite).

Pääsküla kihistiku ehitus on näidatud kahel läbilõigete joonel (vt. jn. 1). Kihistikus on autor eraldanud 10 tsükliiti, mida saab suurema või väiksema tõenäosusega jälgida kogu Põhja-Eesti struktuur-fatsiaalses võõndis. Meridionaalne profiil *A-A'* (jn. 4) lõikab fatsiaalset võõndilisust ja seal on korrelatsiooniraskused seetõttu suuremad. Ida-lääne-suunalise profiili *B-B'* (jn. 5) läbilõiked on vaatamata suurematele kaugustele paremini seotavad.

Pääsküla kihistiku võib tsükliilise ehituse mõningate erinevuste põhjal jagada neljaks osaks, mis käesolevas töös on tähistatud indeksitega P_1 , P_2 , P_3 ja P_4 (vt. jn. 2, 4, 5). Tsükliidid on tähistatud rooma numbritega I–X.

P_1 (I–III tsükliit). See on kihistiku alumine, suhteliselt karbonaatne osa. Tsükliidid ei ole eriti hästi jälgitavad, nende savikat osa esindab tugevalt või keskmiselt savikas lainjate merglikelmetega lubjakivi. III tsükliit koosneb mitmest halvasti jälgitavast alatsükliidist. Kogu sellele osale on iseloomulik *Baltocrinus hrevicaensis*e varrelülidite hulgaline esinemine, lasuvates kihtides ta puudub (vaid p.a. *F-359* on teda leitud IV tsükliidist). Loode-Eestis markerivad tsükliidi piire tihti katkestuspinnad. P_1 paksus uuritud läbilõigetel on 0,6–3,0 m, tsükliitide paksus 0,1–0,6 m.

P_2 (IV–VI tsükliit). Seda osa iseloomustavad kolm väga selget tsükliiti, mis peaaegu kogu Põhja-Eestis lõpevad püriitsete katkestuspindadega. Tsükliitide savikas osa, on enamasti esindatud läätsjasmugulja mergliga. Sellesse kihistiku osasse kuulub L. Põhna ja

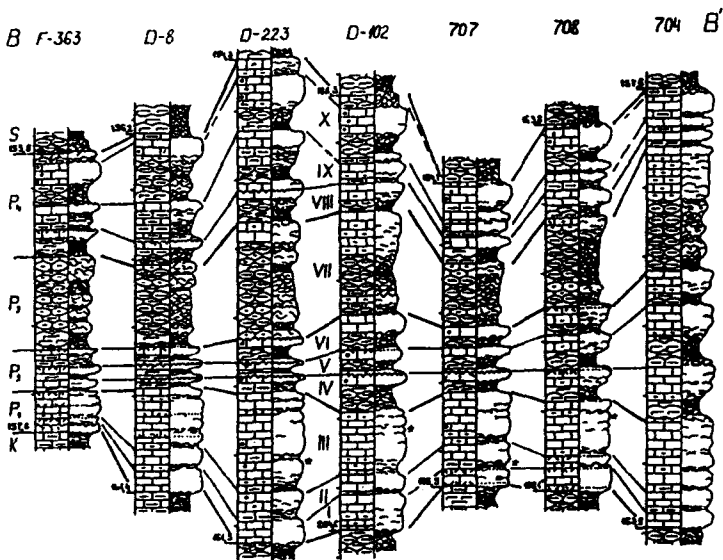


Joonis 4. Pääsküla kihistiku korreleerimine tsüklite (I-X) järgi profiilil A-A' (vt. jn. 1). Tingm. vt. jn. 2. Läbilõikel D-200 on näidatud proovide asukoht ja lahustumatu jäägi hulk (lj., %).

A. Haasi poolt Rakvere piirkonnas esiletoodud savikas reeperikiht, mis paistab hästi silma karotaažidiagrammil [Пыльма, Хаас, 1987]; tõenäoliselt on see V tsüklidi savikas osa. Loode-Eestis on mõned tsüklidi piirid arvatavasti kulutuslikud ning mõnes läbilõikes (nt. D-154) V tsüklit võibolla hoopis puudub. P_2 paksus on 0,6–2,1 m, tsüklite paksus kuni 0,8 m.

P_3 (VII tsüklit). Tegemist on suhteliselt ühtlase savikama kihiga, mis koosneb mitmest raskesti jälgitavast tsüklidist. Katkestuspindu esineb vaid väga kitsal alal Loode-Eestis. Suhteliselt suure fatsiaalse muutlikkuse tõttu on see osa profiilil A-A' korreleeritav eelkõige lamavate ja lasuvate kihtide abil. P_3 paksus on 0,5–2,0 m.

P_4 (VIII–X tsüklit). Kihistiku see osa sarnaneb P_2 -ga, koosnedes kolmest või neljast selgest tsüklidist. Katkestuspindade levik on piiratum kui P_2 -s. Stratigraafiliselt oluliseks reeperiks on X-tsüklidi ülemine karbonaatne osa, mis on Keila lademe kõige paksem (kuni 0,8 m) puhta lubjakivi kiht. Viimast on R. Männil käsitletud Haapsalu kihtide ülemise osana ($D_{II}H^2$; [Мяньиль, 1976]). Sellel kihil on kõige laiemal alal Pääsküla kihistikule iseloomulikud tunnused: poolkarpliku murdega, kollaka varjundiga, tombulist materjali sisaldav puhas lubjakivi. Pääsküla kihistiku koostisse tuleb lugeda, lähtudes stratotüüpsetest läbilõigetest, ka selle reeperikihi peal olev



Joonis 5. Pääsküla kihistiku korreleerimine tsüklitide järgi profiilil B-B' (vt. jn. 1). Tingm. vt. jn. 2.

õhuke kiht, mis on ilmselt lasuva tsükliidi alumine osa. P_4 paksus on 0,9–4,1 m, tsüklitide paksus 0,2–1,7 m.

Ülalkirjeldatud ühikud peaksid olema välitingimustes tuntavad kogu Põhja-Eestis. Need osad tähistavad ühtlasi nelja arenguetappi Pääsküla eal. Korrelatsiooni usaldusväärsuse huvides tuleks seda skeemi muidugi kontrollida suurema faunistilise materjali abil. Kirjeldatud ühikute — nii kihistiku osade kui ka üksikute tsüklitide — kronostratigraafiline sisu annab võimalusi neid kasutada nii basseini lito- kui ka biofatsiaalsel analüüsil.

Autor on tänulik TK "Eesti Geoloogia" töötajatele K. Suurojale, A. Uusmaale, A. Põldverele, K. Ploomile ja H. Liivrannale ning TA Geoloogia Instituudi töötajatele nende käsutuses oleva puurmaterjali uurimise võimaluste eest, samuti geol-miner-doktor R. Männilile ja geol-miner-kand. R. Einastole kriitiliste märkuste ja nõuannete eest.

KIRJANDUS

- Jaanusson V. Über die Stratigraphie der Viru-resp. Chasmops-Serie in Estland // Geol. Fören. Stockholm Förhandl. — 1945. — Vol. 67, H. 2. — S. 212-224.
- Айнсаар Л. О кукерситовых слоях в Ямхвиском и кейласком горизонтах Эстонии // Tartu Ülikooli Toimetised. — 1990. — Vihik 885. — С. 95-108.
- Вингисаар П. О распространении главного слоя метабентонита (d; XXII) в среднем ордовике Балтоскандии // Eesti NSV TA Toimetised. Keemia. Geoloogia. — 1972. — 21. kd., nr. 1. — С. 62-70.
- Мянииль Р. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии // Eesti NSV TA Toimetised. Tulu ja Füüs.-mat. teaduste seeria. — 1958. — VII kd., nr. 3. — С. 235-246.
- Мянииль Р. Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики // Граптолиты и стратиграфия. — Таллин, 1976. — С. 105-118.
- Мянииль Р. Стратиграфия кукерситоносных отложений C_{7b}-C_{III} // Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев-кукерситов. — Таллин, 1986. — С. 12-24.
- Пылма Л., Сарв Л., Хинтс Л. Литология и фауна типовых разрезов карадокского яруса в Северной Эстонии. — Таллин, 1988. — 101 с.
- Пылма Л., Хаас А. Кейлаский горизонт // Геология и полезные ископаемые Рахвереского фосфоритовосного района. — Таллин, 1987. — С. 59-61.
- Рыгусекос А. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. — Таллин, 1970. — Ч. 1. — 346 с.
- Юргенсон Э. Метабентониты Эстонской ССР // Eesti NSV TA Geoloogia Instituudi Uurimused. — 1958. — II — С. 73-85.

USE OF SEDIMENTARY CYCLES FOR DETAILED CORRELATION OF CARBONATE SECTIONS: AN EXAMPLE OF THE PÄÄSKÜLA MEMBER (D_{II}P), KEILA FORMATION, THE VIRUAN OF NORTH ESTONIA

L. Ainsaar

Summary

This paper is based on preliminary studies of 14 boring cores of North Estonia. The members of the Keila Formation (main part of the Keila Regional Stage) are here considered as local stratigraphical units with approximately isochronous boundaries. These members in such an interpretation are distributed in the whole area of North-Estonian confacies belt. The Pääsküla Member, middle part of the

Keila Formation, is described here with the boundaries defined by L. Põlma et al. [1988] in stratotype area of the Keila Stage.

Main lithological marker beds in the Keila Formation are: 1) K-bentonites (metabentonites), 2) cyclites and their boundaries, 3) kukersite beds (Fig. 2). Using these marker beds in complex it is possible to distinguish and trace laterally the units of the Keila Formation in sections of North-Estonia.

The same cyclite is recognizable in different sections by its position in the sequences, thickness, content of argillaceous material, structures, specific bed surfaces, clarity of the cyclite, sybcyclites and by other characteristics. The cyclic deposition of the carbonates was quite uniform in studied area, but some facial variations exist there, particularly in longitudinal profile (Figs 3, 4).

The cyclites of the Pääsküla Member with thicknesses 0.1-2 m are generally represented by both transgressive and usually well developed regressive part, with the content of argillaceous material increasing and decreasing upwards in section, respectively. The maximum regression is considered here as a boundary of the cyclite. Depending on facial variations it may be expressed by discontinuity surface, by accumulation of pyritized skeletal debris or to be invisible in the bed of pure limestone. As the boundary between transgressive and regressive parts is not strict, for the practical purposes it is suitable to divide the cyclite into three parts: 1) lower limestone part, 2) argillaceous part (marl or argillaceous limestone), 3) upper limestone part. In some cases (e.g. for denudation) some parts of the cyclite may be absent.

A possible correlation of ten cyclites of the Pääsküla Member is demonstrated in two profiles of borehole sections (Figs 4, 5). The Pääsküla Member is divided here into four parts reflecting certain phases of sedimentation in Pääsküla time. 1) The lower part (P_1) represents beds of quite pure limestone consisting of some indistinct cyclites. 2) The second part (P_2) is characterized by three very clear cyclites with pyritized discontinuity surfaces traced in large area. 3) The third part (P_3) is a bed of indistinct cyclites with quite high content of argillaceous material. 4) The upper part (P_4) is similar to P_2 and contains a significant marker bed of very pure limestone (thickness up to 0,8 m) occurring near the upper boundary of the Member.

The correlation scheme of cyclites and units described here can be used for litho- or biofacial research (e.g. for compiling maps of thicknesses expressing the sedimentation rates, Fig. 1). Further, the examination of the suggested units of correlation by detailed biostratigraphic studies would be useful.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ
ЦИКЛОВ ПРИ ДЕТАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
КАРБОНАТНЫХ РАЗРЕЗОВ НА ПРИМЕРЕ
ПЯЭСКЮЛАСКОЙ ПАЧКИ (D_{II}P),
КЕЙЛАСКАЯ СВИТА,
СЕВЕРНАЯ ЭСТОНИЯ**

Л. Айнсаар

Резюме

На основе предварительного макроскопического изучения 14 кернов буровых скважин предлагается возможное сопоставление пачек кейлаской свиты по всей территории Северной Эстонии, используя литологическими реперами седиментационные циклиты, бентонитовые и кукурситовые слои. Более детально характеризуются разрезы пяскюлаской пачки, где выделено 10 явных циклитов. Пачка расчленяется по характеру циклитов на четыре части.