

TARTU ÜLIKOOL
Füüsika-keemiateaduskond
Keskkonnanfüüsika instituut
Eksperimentaalfüüsika ja tehnoloogia instituut

Lennart Neiman

**ATMOSFÄÄRI LÄBIPAISTVUS TARTUS
1931–1940**

Magistritöö
keskkonnanfüüsika erialal

Juhendaja: dots, knd (füüs-mat) Hanno Ohvril

Tartu 2006

SISUKORD

1. SISSEJUHATUS	3
2. AKTINOMEETRILISTE SUURUSTE ARVUTAMISE MEETODID.....	4
2.1. Päikese kauguse ja kõrgusnurga arvutamine SITMO (J. Meeus'i) valemitega	4
2.2. Atmosfääri suhtelise massiarvu leidmine	7
2.3. Integraalse otsekiirguse nõrgenemine	8
2.4. Forbes'i efekti elimineerimine taandamisvalemitega	10
2.5. Läbipaistvuse kolmekomponendiline struktuur	11
2.6. Integraalse otsekiirguse neeldumine puhtas kuivas atmosfääris.....	12
2.7. Integraalse otsekiirguse neeldumine veeaurus.....	12
2.8. Integraalse otsekiirguse neeldumine aerosooliosakestes.....	13
2.9. Pürheliomeetrilise skaala korrektsioon.....	14
3. MÕÕTMISED.....	15
3.1. Otsekiirguse mõõtmised Tartus 1931–1940.....	15
3.2. Otsekiirguse mõõtmised Tiirikojal 2004–2005.....	15
4. PÄIKESE KÕRGUSE JA ATMOSFÄÄRI LÄBIPAISTVUSE ARVUTUSED.....	16
5. LÄBIPAISTVUSE AASTA– JA KUUKESKMISED.....	17
6. LÄBIPAISTVUST MÕJUTANUD FAKTORID.....	22
6.1. Stratosfääri vulkaanilise aerosooli mõju.....	22
6.2. Metsatulekahjude võimalik mõju.....	27
6.3. Antropogeenne mõju õhu läbipaistvusele.....	32
7. AEROSOOI OPTILINE TIHEDUS	35
7.1. Aerosooli optilise tiheduse kuukeskmised.....	35
7.2. Aerosooli optilise tiheduse aastakeskmised.....	38
8. KOKKUVÕTE.....	43
9. SUMMARY.....	44
10. KASUTATUD KIRJANDUS.....	45
11. TÄNUAVALDUSED.....	48
12. LISAD.....	49

1. SISSEJUHATUS

Kliima ja selle võimalik muutumine pälvib üha enam tähelepanu. Et vastata küsimusele, kas kliimaga on midagi juhtumas, tuleb uurida atmosfääri parameetrite ajalist ja ruumilist muutumist.

Peaaegu kõik Maa atmosfääris toimuvad protsessid kulgevad Päikese kiirgusenergia arvel. Päikesekiirgus on Maa jaoks võimsaim energiaallikas. Maa pinnale jõuab energiat ka Maa sisemusest, kuid 20 000 korda vähem kui Päikeselt (*Vikipedia*).

Päike on stabiilne kiirgusallikas, mille kiirgusvõimsus 11-aastase tsükli jooksul muutub vähem kui 0.1% (*Solar Forcing of Climate*, 2001). Seega aktinomeetrilised ehk Päikese kiirguse mõõtmised annavad teavet atmosfääri seisundist, sealhulgas õhu läbipaistvusest. Õhu läbipaistvus omakorda sisaldab informatsiooni atmosfääri koostise, seega ka õhus leiduvate saasteainete kohta. Atmosfäärisamba saastatuse mõõtmisel ongi läbipaistvuse uurimine üheks tähtsamaks meetodiks. Aktinomeetriliste mõõtmiste kaudu saame uurida nii looduslike saastajate (vulkaanipursked, metsatulekahjud) kui ka antropogeensete saastajate mõju Maa kliimale.

Käesoleva töö eesmärgiks on uurida Päikese otsekiirguse arhiveeritud mõõtmiste alusel atmosfääri läbipaistvuse muutlikkust Eestis, arvutada uuesti sõjaeelsed läbipaistvused Tartus, täiendada kahe aastaga (1939, 1940) sõjaeelse Tartu atmosfääri läbipaistvuse aegrida ning arvutada läbipaistvused Tiirikojal aastatel 2004 ja 2005. Nii sõjaeelse kui viimaste aastate läbipaistvuse muutlikkust Eestis on seostatud vulkaanipursete, metsatulekahjude ja antropogeensete faktoritega. Võrdluseks on kasutatud Moskva ja Feodossia läbipaistvuse aegridasid.

Atmosfäärisamba läbipaistvust iseloomustavate põhiliste füüsikaliste suurustena on kasutatud integraalset (ehk laiaribalist) läbipaistvuskoeffitsienti ja atmosfäärisambas olevate aerosooli-osakeste kihi optilist paksust.

2. AKTINOMEETRILISTE SUURUSTE ARVUTAMISE MEETODID

2.1. Päikese kauguse ja kõrgusnurga arvutamine SITMO (Jean Meeus'i) valemitega

Päikese kõrgusnurk ja Päikese kaugus Maast on ühed tähtsamad aktinomeetrilised suurused. Kõrgusnurga arvutamiseks kasutame käesolevas töös eelkõige kvantitatiivse modelleerimisega tegeleva organisatsiooni SITMO koduleheküljel (<http://www.sitmo.nl/index>) avaldatud valemeid, mis põhinevad Jean Meeusi astronoomilistele algoritmidele.

Kõrgusnurga arvutamiseks leiame kõigepealt nn koordineeritud maailmaaja (UTC) mõõtmishetkel. Mainime, et varem, kuni 1970ndate lõpuni, kasutati meteoroloogias UTC asemel keskmist Greenwichi aega (GMT), mille erinevus UTC-st on kuni 0.9 sekundit, seega võib neid kaht ajasüsteemi lugeda meteomõõtmistel kokkulangevateks. Kuna 1931–1940 meteoroloogia aastaraamatutes on mõõtmishetked avaldatud Ida-Euroopa aja järgi, siis lahutame sellest UTC saamiseks 2 tundi. Järgnevates valemites kasutame kõrgusnurga arvutamisel ainult koordineeritud maailmaega.

Kasutame veel mõistet *Juliuse päev* 2000, inglise keeles *Julian day* 2000 (**JD2000**), mis väljendab aega päevades kuni 1. jaanurini 2000 kella 12:00-ni keskpäeval. Enne seda tähtaega on kõik **JD2000** väärtused negatiivsed, sellest hilisemad ajahetked aga positiivse väärtusega. **JD2000** leidmise valem antud kuupäeval ja kellaajal (<http://www.sitmo.nl/index>):

$$\text{JD2000} = 367 * \text{year} - \text{INT}((\text{year} + \text{INT}(3/4 + \text{month}/12)) * 7/4) + \\ + \text{INT}(\text{month} * 275/9) + \text{day} - 730531.5 + \text{UTC}/24,$$

siin UTC väljendab kellaega tundides, funktsioon INT (**integer**) leiab arvust täisosa.

Teine aega tähistav suurus *Juliuse sajand* (*T*) väljendab aega mõõtmishetkest kuni 1. jaanurini 2000 kella 12:00-ni keskpäeval, kuid mitte päevades, vaid sajandites.

$$T = \text{JD2000} / 36525,$$

kus arv **36525** on päevade arv sajandis.

Maa tiirlemisorbiit on elliptiline, kuid Päikese asukohanurkade arvutusskeemi lihtsustamiseks loetakse Maa orbiit esmalt ringikujuliseks, seejärel arvutatakse kaks elliptilisust arvestavat parameetrit. Seega arvutatakse Päikese asukohanurgad kolme sammuga:

1) eeldatakse, et Maa orbiit on ringikujuline ja arvutatakse Päikese keskmine pikkusnurk ehk pikkus L_0 , mis tähendab nurka Päikese suuna ja kevadpunkti suuna vahel; kevadpunkt on taevaekvaatori ja ekliptika lõikepunkt, mille Päike läbib kevadise pööripäeva ajal kevade saabumise hetkel, siis $L_0 = 0^\circ$; sügisese pööripäeval, kui päike on teisel pool Maad, kevadpunkti suunaga võrreldes vastassuunas, on pikkus $L_0 = 180^\circ$; keskmine pikkus kraadides avaldub sajandite arvu T kaudu:

$$L_0 = 280.46645 + 36000.76983 * T + 0.0003032 * T * T ;$$

2) elliptilisusele üleminekuks arvutatakse esmalt nn keskmine anomaalia M_0 (samuti kraadides):

$$M_0 = 357.5291 + 35999.0503 * T - 0.0001559 * T * T - 0.00000048 * T * T * T;$$

3) leitakse elliptilisust arvestav parandusnurk D_a ,

$$D_a = (1.9146 - 0.004817 * T - 0.000014 * T * T) * \sin M_0 + (0.019993 - 0.000101 * T) * \sin (2 * M_0) + 0.00029 * \sin (3 * M_0) .$$

Liites parandi keskmisele pikkusele, saadakse tõeline pikkus kraadides:

$$L = L_0 + D_a .$$

Maa–Päike kauguse leidmiseks arvutatakse kõigepealt nn tõeline anomaalia kraadides.

$$M = M_0 + D_a .$$

Maa–Päike kaugus R astronoomilistes ühikutes (AU = 149597871 km):

$$R = 0.999722 / (1 + 0.016708634 * \cos M) .$$

Järgnevalt läheme üle ekvatoriaalsetele koordinaatidele, milleks on otsetõus ja deklinatsioon.

Ekvatoriaalne koordinaatsüsteem on enim kasutatav astronoomiline koordinaatsüsteem tähtede ja meie päikesesüsteemi taevakehade asukohtade kirjeldamiseks taevaskeral. Ekvatoriaalne koordinaatsüsteem kasutab mõistet taevaskera. Taevaskera on suvalise raadiusega mõtteline kera, mille keskpunktis asub vaateleja. Taevapoolused vastavad Maa pöörlemistelje ja taevaskera kahele lõikepunktile, neid ühendab mõtteliselt maailma telg. Taeva põhjapooluse lähedal asub Põhjanaanel.. Taevaekvaator on taevaskera suurringjoon, mille tasand on risti maailmateljega. Objekti asukoht taevaskeral on määratud kahe nurgaga: otsetõusuga (Right Ascension, RA) ja deklinatsiooniga D .

Otsetõus on kevadpunkti ja Päikese käänderingi vaheline ekvaatori kaar loetuna vastupidi tähistaeva ööpäevase pöörlemise suunale, kusjuures kevadpunkti läbival käänderingil on otsetõus null. Otsetõusu mõõdetakse tundides ja ta võib omada väärtusi 0 kuni 24. Et teisendada tunde kraadideks, tuleb tundide arv korrutada 15-ga. Deklinatsioon on taevaekvaatori ja päikese vaheline käänderingi kaar. Deklinatsiooni väljendatakse kraadides. Deklinatsioon on taevaekvaatoril 0°, taeva põhjapoolusel 90° ja taeva lõunapoolusel –90°.

Üleminekuks ekvatoriaalsetele koordinaatidele teisendame kõigepealt Päikese asendi ristkoordinaadistikku. Ristkoordinaadistiku algus on vaateleja asukohas (vaateleja silmas), z-telg on suunatud taevaskera põhjapoolusele, x- ja y-telg on taevaekvaatori tasandil, x-telg on suunatud kevadpunktile, kusjuures

$$X = \cos L,$$

$$Y = (\cos 23.4399) * \sin L,$$

$$Z = (\sin 23.4399) * \sin L.$$

Koordinaadid X , Y ja Z määravad Päikese asukoha taevaskeral, parema arusaadavuse huvides võib taevaskera raadiuse lugeda ühikuliseks (üldjuhul suvaliseks, sellisel juhul annavad X , Y , Z Päikese suuna). Eelnevates valemities arv 23.4399 on Maa orbiidi tasandi ja Maa ekvaatori tasandi vaheline nurk kraadides.

Toome sisse abisuuruse **R1** otsetõusu arvutamiseks

$$\mathbf{R1} = \mathbf{SQRT}(1 - \mathbf{Z}*\mathbf{Z}),$$

otsetõus **RA**:

$$\mathbf{RA} = 2*\mathbf{arc\ tan}[Y/(X + \mathbf{R1})].$$

Deklinatsioon:

$$\mathbf{D} = \mathbf{arc\ tan}(\mathbf{Z}/\mathbf{R1}).$$

Lõpuks teisendame Päikese asukohta ekvatoriaalsetest koordinaatidest horisondilistesse koordinaatidesse. Ka horisondilistes koordinaatides väljendatakse taevakeha asukohta kahe nurgaga: kõrguse ja asimuudiga. Kõrgus on nurk Päikese suuna ja horisondi vahel. Asimuut on horisontaalnurk põhjasuuna ja Päikese suuna vahel. Käesolevas töös huvitab meid ainult kõrgusnurk **h**.

Leiame sideerilise aja (täheaeg pretsessiooni arvestamisega). Sideeriline aeg on määratud kevadpunkti näiva liikumisega ja erineb veidi keskmisest täheajast, sest pretsessiooni tõttu liigub kevadpunkt väga aeglaselt tähtede suhtes. Seega sideeriline aeg on defineeritud kui kevadpunkti tunninurk.

Sideeriline aeg θ_0 kraadides:

$$\theta_0 = 280.46061837 + 360.98564736629*\mathbf{JD2000} + 0.000387933*\mathbf{T}*\mathbf{T} - \mathbf{T}*\mathbf{T}*\mathbf{T}/38710000.$$

Kohalik sideeriline aeg θ kraadides:

$$\theta = \theta_0 + \mathbf{LON},$$

kus **LON** tähistab vaatluskoha idapikkust kraadides.

Kohalik tunninurk (Local Hour Angle, **LHA**):

$$\mathbf{LHA} = \theta - \mathbf{RA}.$$

Päikese kõrgusnurga **h** siinuse valem tuletatakse sfäärilise trigonomeetria valemi abil taevaskeralt:

$$\mathbf{sin\ h} = (\mathbf{sin\ LAT})*\mathbf{sin\ D} + (\mathbf{cos\ LAT})*(\mathbf{cos\ D})*(\mathbf{cos\ LHA}),$$

siin **LAT** tähistab vaatluskoha põhjalaiust. Lõpuks avaldame Päikese kõrgusnurga **h**:

$$\mathbf{h} = \mathbf{arc\ sin}(\mathbf{sin\ h}).$$

2.2. Atmosfääri suhtelise massiarvu leidmine

Nii atmosfäärioptikas kui aktinomeetrias on massiarvu mõiste üks kesksemaid. Massiarv m näitab, mitu korda on Päikesele suunatud, ja seega kaldu asuva, ühikulise ristlõikega atmosfäärisamba mass M suurem kui seniidisuunaline atmosfäärisamba mass M_0 .

$$m = \frac{M}{M_0}.$$

Järgneva ülevaate koostamisel massiarvu m arvutamises on kasutatud dots H. Ohvrili loengukonспекти *Atmosfäärioptika ja aktinomeetria* (2006).

Seniidist ($h = 90^\circ$) kuni Päikese kõrguseni $h = 30^\circ$ kindlustab massiarvu piisava täpsuse lihtne siinusvalem:

$$m = \frac{1}{\sin h},$$

mis järeldub atmosfääri tasaparalleelsest mudelist ja refraktsiooni mitteamustamisest. Kui tasaparalleelset mudelit rakendada ka madalamatele Päikese kõrgustele, siis saaksime Maa atmosfääri kõveruse tõttu põhjendamatult suured massiarvud, piirjuhul, horisondi suunas peaks massiarv olema lõpmatu.

Paljude aastakümnete jooksul, ja jätkuvalt ka praegu, kasutati massiarvude arvutamiseks madalamate kõrgusnurkade jaoks kui $h = 30^\circ$ A. Bemporadi tabeleid (20. saj algusest), mis olid üsna korrektsed, välja arvatud horisondi ($h = 0^\circ$) lähedane piirkond. Seoses nii arvutustehnika arenguga kui ka atmosfääriprotsesside modelleerimise vajadusega on massiarvu arvutamise võtete juurde tagasi pöördutud ja tuletatud uusi analüütilisi lähendvalemiteid. Järgnevalt esitame kaks enamkasutatavat valemit.

Kasten-Youngi valem (1989; Lenoble (1993))

$$m = \frac{1}{\sin h + a(h+b)^{-c}},$$

kus

$$a = 0.50572, \quad b = 6.07995^\circ, \quad c = 1.6364.$$

Valemi põhiliseks eeliseks, Bemporadi tabeliga võrreldes, on täpsemad massiarvu väärtused horisondi ($h = 0^\circ$) lähedal. Tuleb aga kohe rõhutada, et teisel vaatesuuna piirväärtusel, seniidi suunas ($h = 90^\circ$), ei saada massiarvuks definitsioonist järelduv $m = 1$ vaid

$$\begin{aligned} m &= \frac{1}{\sin h + a(h+b)^{-c}} = \frac{1}{\sin 90^\circ + 0.50572(90^\circ + 6.07995^\circ)^{-1.6364}} = \\ &= \frac{1}{1 + 0.50572(96.07995^\circ)^{-1.6364}} = \frac{1}{1 + 0.000288} = 0.999712. \end{aligned}$$

Gueymardi valem (1993)

Põhjalikult on massiarvu arvutamise tegelenud prantsuse päritolu USA teadlane **Christian Gueymard**, kes on tuletanud massiarvu valemid ka ainult puhtast ja kuivast õhust, ainult veeaurust, ainult osoonist jne koosnevatele hüpoteetilistele mudelatmosfäärile (ainete kontsentratsioonide erineva kõrgusjaotuse tõttu on niisugustes mudelatmosfäärides massiarvud erinevad).

Gueymardi valem atmosfääri massiarvu leidmiseks kujutab endast modifitseeritud Kasteni valemit, kus on likvideeritud ebakõla seniidi suuna ($h = 90^\circ$) korral:

$$m = \frac{1}{\sin h + a(90-h)(b+h)^{-c}},$$

kus

$$a = 1.76759 \cdot 10^{-3}, b = 4.37515^\circ, c = 1.21563.$$

Tänu nimetajas olevale sulgavaldisele ($90 - h$) annab Gueymardi valem seniidi suunas massiarvu väärtuseks õige tulemuse $m = 1$.

Päikese kõrgusel 5° (minimaalne lubatav Päikese kõrgus Janiševski aktinomeetriga mõõtes) on Bemporadi massiarv ainult **1%** suurem kui Kasten-Youngi või Gueymardi oma. Umbes sama erinevus säilib ka 4° puhul.

Horisondil ($h = 0^\circ$) on Gueymardi valemi järgi $m = 37.808$.

2.3. Integraalse otsekiirguse nõrgenemine

Ka selles osas on ülevaate koostamisel kasutatud dots H. Ohvrili konspekti *Atmosfäärioptika ja aktinomeetria* (2006).

Monokromaatse otsekiirguse nõrgenemine toimub eksponentsiaalse seaduse järgi:

$$S_{m\lambda} = S_{o\lambda} e^{-\delta_\lambda m} = S_{o\lambda} p_\lambda^m, \quad (1)$$

kus $S_{o\lambda}$ – Päikese kiirguse spektraalne kiiritustihedus atmosfääri ülemisel piiril,

$S_{m\lambda}$ – aluspinnani jõudnud Päikese otsekiirguse spektraalne kiiritustihedus,

$\delta_\lambda = \delta_{\lambda, \text{neeld}} + \delta_{\lambda, \text{haj}}$ – atmosfääri optiline paksus (optiline sügavus), avaldub neeldumisest tingitud optilise paksuse ja hajumisest tingitud optilise paksuse summana,

$p_\lambda = e^{-\delta_\lambda}$ – atmosfääri spektraalne läbipaistvuskoeffitsient (Bouguer koeffitsient).

Monokromaatse valguse kiiritustiheduse valemit (1) ei saa automaatselt laiendada integraalsele ehk liitvalgusele. Põhjuseks on optiliste paksuste δ_λ ja läbipaistvuskoeffitsientide p_λ sõltuvus lainepikkusest λ . Füüsikalisi põhjusi, miks erinevatele lainepikkustele vastavad atmosfääri optilised paksused on erinevad, on kaks:

- 1) atmosfääris toimub päiksekiirguse selektiivne, lainepikkusest sõltuv neeldumine,

- 2) päiksekiirguse hajumine sõltub samuti lainepikkusest (molekulaarne ehk Rayleigh hajumine on proportsionaalne λ^{-4} -ga, hajumine aerosooliosakestel (mis on oluliselt suuremad molekulidest) sõltub aerosooliosakeste suurusest, kuid väiksemate osakeste (klastrid ehk liitunud molekulid) puhul on samuti pöördvõrdeline λ mingi astmega, seega lühemad lainepikkused hajuvad rohkem.

Sõltuvus lainepikkusest tähendab seda, et integraalse päiksekiirguse spektraalne koostis sõltub kiirte teepikkusest atmosfääris ehk massiarvust, mis on määratud Päikese kõrgusega. Mida pikem trajektoor atmosfääris, seda rohkem on otsekiirgusest hajunud lühemaid lainepikkusi. Päiksekiirguse spektraalse koostise muutumine on visuaalselt vaadeldav – seniidilähedane Päike on valkjaskollane, horisondilähedane Päike punakas.

Eksponentsiaalne nõrgenemisseadus on mugav, mistõttu teda ikkagi püütakse laiendada ka integraalsele juhule. Avaldame aluspinnani jõudnud integraalse ehk laiaribalise otsekiirguse S_m järgmiselt

$$S_m = \int_0^{\infty} S_{m\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} S_{o\lambda} p_{\lambda}^m d\lambda = p_m^m \int_0^{\infty} S_{o\lambda} d\lambda = p_m^m S_0,$$

kus

p_m – antud massiarvule vastav atmosfääri keskmine integraalne (laiaribaline) läbipaistvuskoeffitsient (**A**ILK – **A**tmosfääri **I**ntegraalne **L**äbipaistvus**K**oeffitsient, **A**ITC – the **A**tmospheric **I**ntegral (broadband) **T**ransparency **C**oefficient); sõltub massiarvust m , väljendab kiirguse nõrgenemist **Päikese suunas** asuvas ühes (ühikulises) atmosfäärikihis ($m = 1$);

p_m^m – läbitavus kogu kaldu asuvas atmosfäärisambas m

$$S_0 = \frac{1.367}{R^2} \frac{\text{kW}}{\text{m}^2} \text{ atmosfääri ülapiirile langev integraalne otsekiirgus,}$$

R – Maa–Päike kaugus astronoomilistes ühikutes.

Läbipaistvuskoeffitsiendi p_m sõltuvust massiarvust m on kvalitatiivselt lihtne põhjendada. Kui Päike asub horisondi lähedal, siis on aluspinnani jõudnud kiirgusesse jäänud alles need lainepikkused, mis nõrgenevad (nii neelduvad kui hajuvad) atmosfääris vähem. Teisisõnu, aluspinnani jõuavad suurema läbitungimisvõimega, vastupidavamad kiired. Kiirte teepikkuse kasvades, st Päikese langedes horisondile veel lähemale, nõrgenevad need kiired vähem. Seega, massiarvu kasvades kasvab läbipaistvuskoeffitsient p_m . Atmosfääri läbipaistvus- ja sumedusparameetrite sõltuvust Päikese kõrgusest nimetatakse *Forbes'i efektiks*. Teadaolevalt esimesena (1842) kirjutas atmosfääri läbipaistvuse paranemisest väiksemate Päikese kõrguste korral Šoti füüsik James David Forbes.

2.4. Forbes'i efekti elimineerimine taandamisvalemitega

Kui mingil massiarvul m on mõõdetud Päikese integraalne otsekiirgus S_m , siis vastav integraalne läbipaistvuskoeffitsient (AILK) p_m avaldub järgmise valemi järgi:

$$p_m = \left(\frac{S_m}{S_0} \right)^{\frac{1}{m}}.$$

Forbes'i efekt AILK p_m käitumises avaldub selles, et eeldades atmosfääri koostise muutumatust, vastavad suurematele massiarvudele (st väiksematele Päikese kõrgustele) suuremad p_m väärtused. Läbipaistvuskoeffitsiendi suurematest väärtustest järeldub, et väiksematel Päikese kõrgustel on atmosfääri läbipaistvus integraalsele kiirgusele parem. Loomulikult raskendab Forbes'i efekt erinevatel Päikese kõrgustel mõõdetud integraalsete läbipaistvuskoeffitsientide ning teiste läbipaistvuse ja sumeduse parameetrite omavahelist võrdlemist.

Forbes'i efekti elimineerimiseks taandatakse läbipaistvused mingile ühesugusele Päikese kõrgusele. Paremini sobiksid täisarvulistele massiarvudele vastavad Päikese kõrgused:

$$\begin{aligned} m = 1, h = 90^\circ, \\ m = 2, h = 30^\circ, \\ m = 3, h = 19.3^\circ, \\ \text{jne,} \end{aligned}$$

millest omakorda kõige otstarbekamaks on osutunud

$$m = 2, h = 30^\circ.$$

Ajalooliselt on kasutatud ka taandamist massiarvule $m = 1$, kuid siis on Päike formaalselt seniidis, mis võimaldab kontrollmõõtmisi ainult troopikas; $m = 3$ korral on Päike juba nii madalal horisondi kohal, et sageli segab vaatlusi pilvisuse kasv seniidist horisondini (pilvisuse kasvu põhjuseks on pilvede paksuse olemasolu).

Põhjalikult ja tulemuslikult uuris atmosfääri integraalsete läbipaistvuse ja sumedusarakteristike teisendamist ühelt Päikese kõrguselt teisele TÜ dotsent Herman Mürk (21.08.1908–12.08.1988)

H. Mürk lähtus Bouguer-Lamberti seadusest diferentsiaalsel kujul

$$dS_m = -\alpha_m S_m dm,$$

kus α_m on otsekiirguse nõrgenemiskoeffitsient (seega optiline paksus).

H. Mürk arvestas, et Forbes'i efekti tõttu α_m pole konstant, vaid kahaneb massiarvu m kasvades, H. Mürki teooria lõppvalem (Mürk, Ohvril 1990):

$$p_2 = p_m \left(\frac{2}{m} \right)^{\frac{\log p_m + 0.009}{\log m - 1.848}}.$$

Venemaal Moskva Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumis tuletasid Evnevich ja Savikovski läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 arvutamiseks kaks alternatiivset valemit, milles mõlemas arvutatakse koeffitsient p_2 integraalse otsekiirguse väärtusest S_m (peab olema eelnevalt taandatud Maa-Päike keskmisele kaugusele):

$$p_2 = 0.978 \left(\frac{S_m}{1.307} \right)^{\frac{\sin h + 0.15}{1.3}}, \text{ mudel ES-1,}$$

$$p_2 = \left(\frac{S_m}{1.367} \right)^{\frac{\sin h + 0.205}{1.41}}, \text{ mudel ES-2}$$

Ohvrili ja Okulovi (1996) poolt teostatud koeffitsiendi p_2 arvutusvalemite võrdlus näitas, et nii H. Mürgi kui Evnevich-Savikovski valemid annavad ligilähedased tulemused. Taandamise etaloniks oli Sivkovi koostatud ja Evnevichi poolt täiendatud koeffitsientide p_2 tabel, mis tugines enam kui 13000 mõõtmisele. Öhu erinevate sumeduste korral võrreldi taandamist Päikese kõrguselt $h = 30^\circ$ Päikese kõrgustele $h = 10^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ, 90^\circ$. Kõikide mudelite korral esines maksimaalne viga väga halva läbipaistvuse korral ($p_2 = 0.410$). Parima tulemuse andis mudel ES-1, mille maksimaalne suhteline viga, **2.31%**, oli üleminekul $30^\circ \rightarrow 10^\circ$. Mudeli ES-2 suhteline viga samal üleminekul oli **6.40%**. H. Mürgi valemi maksimaalne suhteline viga, **2.65%**, oli üleminekul $30^\circ \rightarrow 90^\circ$.

Suurimaid suhtelisi vigu põhjustanud üleminekul tulevad praktikas harva ette. Seega võib kõiki kolme taandamisvalemit soovitada praktiliseks kasutamiseks. Moskva Ülikoolis kasutatakse valemit ES-2, Eestis H. Mürgi valemit.

2.5. Läbipaistvuse kolmekomponendiline struktuur

Atmosfääri võib mõtteliselt jagada kolmeks komponendiks:

- 1) ideaalne ehk puhas ja kuiv atmosfäär (CDA = Clean and Dry Atmosphere), mille koostises on ka osoon (O_3) ja teised tugevalt neelavad gaasid (NO_2 , NO jt),
- 2) veeaur,
- 3) aerosooliosakesed.

Iga kiht neelab ja hajutab Päikese otsekiirgust erinevalt, kuid teistest sõltumatult.

Aluspinnani jõudnud otsekiirguse S_m järgi arvutatakse läbipaistvuskoeffitsient p_m ja optiline läbitavus τ_m :

$$\tau_m = \frac{S_m}{S_0}.$$

Eeldades nõrgestavate substantside sõltumatust on optiline läbitavus τ_m mõtteliste kihtide läbitavuste korrutis:

$$\tau_m = \tau_{CDA,m} * \tau_{W,m} * \tau_{aer,m}.$$

2.6. Integraalse otsekiirguse neeldumine puhtas kuivas atmosfääris

Otsekiirguse nõrgenemise uurimisel käsitletakse eraldi ühe päikesekiirte teele jääva kiirgust nõrgestava ainenä (keskkonnana) puhast ja kuiva atmosfääri moodustavaid segunenud gaase (CDA = Clean and Dry Atmosphere). Puhast ja kuiva atmosfääri vaadeldakse ideaalse atmosfäärina (ideaalne niiskuse ja aerosooliosakeste puudumise mõttes). Gueymardi (1998) valemite järgi arvutades saame Eesti oludes puhta ja kuiva õhu läbitavuseks keskmiselt $\tau_{\text{CDA},2} = 0.819$. Tegelikult on otsekiirguse nõrgenemine puhtas, kuivas atmosfääris arvutatud üksikute kitsaste lainepikkuse vahemike kaupa.

Puhta kuiva õhu läbitavus ei ole siiski kõikjal ja alati ühesugune. Osooni ja lämmastikdioksiidi kihi paksuse ning õhurõhu muutumise tõttu muutub ka puhta kuiva õhu läbitavus. Arvestades osoonikihi paksuse aasta keskmist käiku Eesti kohal on Okulov (2003) leidnud iga kuu jaoks puhta, kuiva õhu optilise läbitavuse $\tau_{\text{CDA},2}$, mis on esitatud tabelis 1. Neid puhta, kuiva õhu läbitavusi on kasutatud ka käesolevas töös.

Tabel 1. Puhta kuiva õhu keskmine optiline läbitavus Eestis.

Kuu	$\tau_{\text{CDA},2}$	Kuu	$\tau_{\text{CDA},2}$
Jaanuar	0.818	Juuli	0.818
Veebruar	0.817	August	0.818
Märts	0.816	September	0.819
Aprill	0.816	Oktoober	0.820
Mai	0.817	November	0.820
Juuni	0.818	Detsember	0.819

Kui ideaalse atmosfääri ülapiirile langeb otsekiirgus S_0 , siis alumisel piiril on see S_{CDA} . Seega

$$\tau_{\text{CDA},m} = \frac{S_{\text{CDA},m}}{S_0} = p_{\text{CDA},m}^m.$$

2.7. Integraalse otsekiirguse neeldumine veeaurus

Teiseks Päikese otsekiirgust nõrgestavaks aineks on veeaur, mille kogus atmosfäärisambas antakse sadestatava veekihi paksusena W (*precipitable water*). Päikese otsekiirguse nõrgenemine atmosfäärisambas sisalduvas veeaurus arvutatakse samuti spektraalsete ribade kaudu ja tulem antakse lähendvalemiga. Christian Gueymard on koostanud ligi kahekümnest valemist koosneva valemipaketi otsekiirguse veeaurust tingitud nõrgenemise arvutamiseks. Gueymardil atmosfääri kogu massiarv ja veeauru massiarv üldiselt erinevad. Juhul, kui

$h = 30^\circ$, võib siiski lugeda $m = m_w = 2$: Gueymardi valemipaketi lähendas üheks valemiks massiarvu $m = 2$ korral O. Okulov (2003):

$$\tau_{w,2}(W_1) = 1 - 0.11 \cdot (2W_1)^{0.32},$$

kus W_1 on sadestatava veesamba kõrguse seniidi suunas, st massiarvul $m = 1$.

Atmosfääri niiskusesisalduse W_1 kaudseks määramiseks kasutati käesolevas töös O. Okulovi (2003) valemit, mille ta tuletas Tallinna päevaste (kell 12 UTC) vertikaalsete raadiosondeerimiste tulemusi ja maapealse veeaururõhu väärtusi võrreldes. Valemit kasutades on võimalik, lähtudes maapealsest veeauru osarõhust e_0 , välja arvutada sadestatava veekihi paksus W_1 (cm):

$$W_1(\text{cm}) = 0.148 e_0 + 0.04,$$

kus e_0 on veeauru osarõhk maapinnal hektopaskalites. Selle valemi tuletamisel kasutas O. Okulov ainult päikesepaistelist, otsekiirguse mõõtmisteks sobivate päevade andmeid. Siin on kogu päevale omistatud ühesugune sadestatava veekihi paksus. Tegelikult sadestatava veekihi paksus päeva jooksul muutub, aga see muutus on suhteliselt väiksem kui maapealse veeauru osarõhu muutus. See valem annab sadestatava veehulga üksikväärtused suhtelise veaga umbes 25%. Keskmistamisel üle kalendrikuude annab see valem umbes 5-protsendilise suhtelise vea (Okulov, 2003).

Veeauru osarõhu arvutamiseks on käesolevas töös kasutatud Magnuse tüüpi valemit. Küllastava veeauru rõhk E sõltub temperatuurist t järgmiselt (teatmik *Atmosfera*, (1991, lk 76)):

$$E = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.665 \cdot t}{243.33 + t}}$$

kus E on hektopaskalites ja t on $^\circ\text{C}$.

Relatiivse niiskuse RH ja küllastava veeauru rõhu E järgi on arvatud veeauru osarõhk e_0 :

$$e_0 = \frac{RH \cdot E}{100},$$

kus e_0 ja E on hektopaskalites ning RH protsentides.

2.8. Integraalse otsekiirguse neeldumine aerosooliosakestes

Nüüd me saame optilise läbitavuse valemist avaldada aerosooliosakeste "kihi" läbitavuse:

$$\tau_{\text{aer},2} = \frac{\tau_2}{\tau_{\text{CDA},2} \cdot \tau_{w,2}} = \frac{p_2^2}{\tau_{\text{CDA},2} \cdot \tau_{w,2}}$$

ja lõpuks saame leida aerosooli laiaribalise optilise tiheduse:

$$\delta_{\text{aer},2} = -0.5 \ln \tau_{\text{aer},2}.$$

Kui õhus on aerosooliosakesi vähe, võib juhtuda, et arvutuse tulemused annavad aerosooli optilise läbitavuse väärtuseks

$$\tau_{\text{aer},2} > 1$$

ja aerosooli optilise tiheduse:

$$\delta_{\text{aer},2} = < 0$$

See on füüsikaliselt võimatu. Sellised juhtumid võivad tekkida, kui antud hetke sadestatava vee hulka W_1 on maapealsete niiskusandmete põhjal ülehinnatud.

2.9. Pürheliomeetrilise skaala korrektsioon

Sõjajärgsetel aastatel toimunud erinevat tüüpi pürheliomeetrite võrdlemisel selgus, et Ångströmi pürheliomeetrite näidud on väiksemad kiirgusvoo tiheduse tegelikest väärtustest. Alates 1. juulist 1957 suurendati Ångströmi pürheliomeetrite näitusid 1.5% võrra ja alates 1. juulist 1980 veel 2.2 % võrra. Kogu skaala muutus:

$$1.015 * 1.022 = 1.03733 \quad \text{ehk } 3.733\%$$

Seepärast käesolevas töös on kõik mõõdetud otsekiirguse intensiivsuse näidud aastatest 1931–1940 korrutatud koefitsiendiga 1.03733.

1. 3. MÕÕTMISED

3.1. *Otsekiirguse mõõtmised Tartus 1931–1940*

Eestis alustati tänapäevasel tasemel Päikese otsekiirguse mõõtmisi prof Kaarel Kirde juhendamisel Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumis 6. mail 1931. Mõõte-instrumendina kasutati Ångströmi pürheliomeetrit nr 197. Mõõtmistulemused, tollal kasutatud ühikutes, $\text{gcal}/(\text{cm}^2 \text{ min})$, esitati Eesti Meteoroloogia Aastaraamatutes. Mõõtmisprotokollis märgiti iga mõõtmise kellaaeg (Ida-Euroopa aeg) ja õhurõhk, alates 1932. aastast ka veeauru osarõhk. Lisatud oli ka Päikese kõrgus, mille arvutamise või mõõtmise kohta aga puuduvad selgitused. Otsekiirguse mõõtmistulemused aastatest 1931–1938 jõuti aastaraamatutena avaldada trükis ja on seetõttu laiemalt kättesaadavad. Neid andmeid kasutas TÜ üliõpilane Karin Kaasik oma 1993. aastal valminud diplomitöös (Kaasik, 1993). Ta arvutas iga mõõtmise põhjal atmosfääri läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 ning keskmistas tulemused üle mõõtmispäevade, kalendrikuude ja aastate.

TÜ Meteoroloogia Observatooriumi 140. aastapäeva eel observatooriumi raamatukogu korrastades avastas dr Piia Post, et käsikirjalisel kujul on säilinud meteoroloogia aastaraamatud ka aastatest 1939 ja 1940. Avanes võimalus täiendada sõjaeelse Tartu õhu läbipaistvuse uuringuid kahe aastaga.

3.2. *Otsekiirguse mõõtmised Tiirikojal 2004–2005*

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) Tiirikoja Järvejaam paikneb Mustvee põhjapiiril Peipsi kaldal. Jaamas teostatakse meteoroloogilisi ja hüdrooloogilisi vaatlusi eesmärgiga saada ülevaadet Peipsi järve ja selle lähiümbruse keskkonnaseisundist. Samas on Tiirikoja käesoleval ajal Tõravere kõrval teiseks kohaks Eestis, kus mõõdetakse aktinomeetrilisi suurusid, sh Päikese otsekiirgust. Esimene otsekiirguse mõõtmine Tiirikojal toimus 31. novembril 1955, seega esimene nn täisaasta oli 1956. Kuni 20nda sajandi lõpuni toimusid otsekiirguse mõõtmised iga kolme tunni järel (kell 6:30, 9:30, 12:30, 15:30 ja 18:30 tõelise päikeseaja järgi), kui Päike oli nähtaval ja pilvevaba. Seejärel hakati mõõtma kell 9, 12, 15 ja 18 UTC, ning alates 2005. aastast mindi üle automaatsele, seega praktiliselt pidevale registreerimisele. Mõõtmisteks kasutati ja kasutatakse jätkuvalt Janišeovski aktinomeetrit AT50. Kuigi aktinomeetri AT50 mõõtevigaga on hinnatud väiksemaks kui 1% (Ross 1957), annab EMHI otsekiirguse kui kogu vaatluse veaks 4%, mis tundub olevat ülehinnatud.

Tiirikoja läbipaistvuse aegrida aastatele 1956–2003 oli arvutatud TÜ füüsikaosakonnas atmosfäärioptika ja aktinomeetria töörühma poolt (Ohvril, Teral, Okulov jt). Käesolevas magistritöös on seda aegrida täiendatud aastatega 2004 ja 2005. Tiirikoja Järvejaama otsekiirguse andmed 2004. ja 2005. a kohta koondas kokku ja edastas meile jaama juhataja dr Oleg Okulov. Edastatud failid sisaldasid mõõtmise kellaaega (2004. a kohta tõelist päikeseaega ja 2005. a kohta koordineeritud maailmaaega), otsekiirguse kiirgusvoo tihedust (W/m^2), samuti õhu niiskuse andmeid (relatiivne niiskus koos temperatuuriga või õhusamba koguniiskus).

4. PÄIKESE KÕRGUSE JA ATMOSFÄÄRI LÄBIPAISTVUSE ARVUTUSED

Ajavahemikul 6. mai 1931 kuni 11. november 1940 toimus Tartus 677 päeval kokku 1302 otsekiirguse mõõtmist. Arvutasime kõikide mõõtmiste jaoks uuesti Päikese kõrguse, atmosfääri massiarvu ja läbipaistvuse p_2 . Mainime, et K. Kaasik ei arvutanud Päikese kõrgusnurka, vaid usaldas aastaraamatutes esitatud kõrgusnurga väärtusi. Atmosfääri integraalse (laiaribalise) otsekiirguse läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 leidmiseks kasutasime H. Mürgi taandamisvalemit (Mürk, Ohvril, 1990), massiarvu m leidmiseks Gueymardi (1993) valemit. Päikese kõrgusnurga ja Maa–Päike kauguse arvutamiseks kasutasime nelja erinevat meetodikat:

- 1) Spenceri (1971) valemid,
- 2) SITMO valemid (<http://www.sitmo.nl/index>),
- 3) CalSKY online-kalkulaator (<http://www.calsky.com/cs.cgi/Sun/1?>),
- 4) Oregoni Ülikooli *online*-kalkulaator (<http://solardat.uoregon.edu/SolarPosition>).

Spenceri valemite abil arvutatud Päikese kõrgusnurgad ja Metobs-i mõõtmisprotokollis esitatud kõrgusnurga väärtused erinevad. Kahe vaatluse korral 1939. aastal on erinevus 1° , paljude mõõtmiste korral 0.2° , 1936. aastal on erinevused kuni 1.7° ja ligi pooled mõõtmised nurkade erinevusega üle 0.5° . Spenceri järgi arvutatud ega ka aastaraamatutes esitatud kõrgusnurgad ei lange kokku Interneti kalkulaatorite nurkadega. Kvantitatiivse modelleerimisega tegeleva organisatsiooni SITMO koduleheküljel on valemid, mis põhinevad Belgia astronoomi Jean Meeus'i algoritmidel. Nende valemite maksimaalne viga Päikese kõrgusnurga arvutamisel väidetakse olevat vaid 0.01° . Pistelisel kontrollimisel erinevate aastate, aastaegade ja kellaaegade SITMO järgi arvutatud kõrgusnurgad erinevad CalSKY ja Oregoni Ülikooli kalkulaatoritega arvutatutest vähem kui 0.01° , Spenceri järgi arvutatud kõrgusnurgad aga erinevad kuni 0.18° .

Pistelisel kontrollimisel selgus, et SITMO valemitega arvutatud Maa–Päike kauguse ruudud R^2 , astronoomilistes ühikutes (AU)², erinesid CalSKY vastavatest väärtustest maksimaalselt 0.00013 võrra. Samad suurused, arvutatuna Spenceri järgi, erinesid aga CalSKY väärtustest maksimaalselt 0.00078 võrra. Ilmselt annab SITMO valemite kasutamine suurema täpsuse.

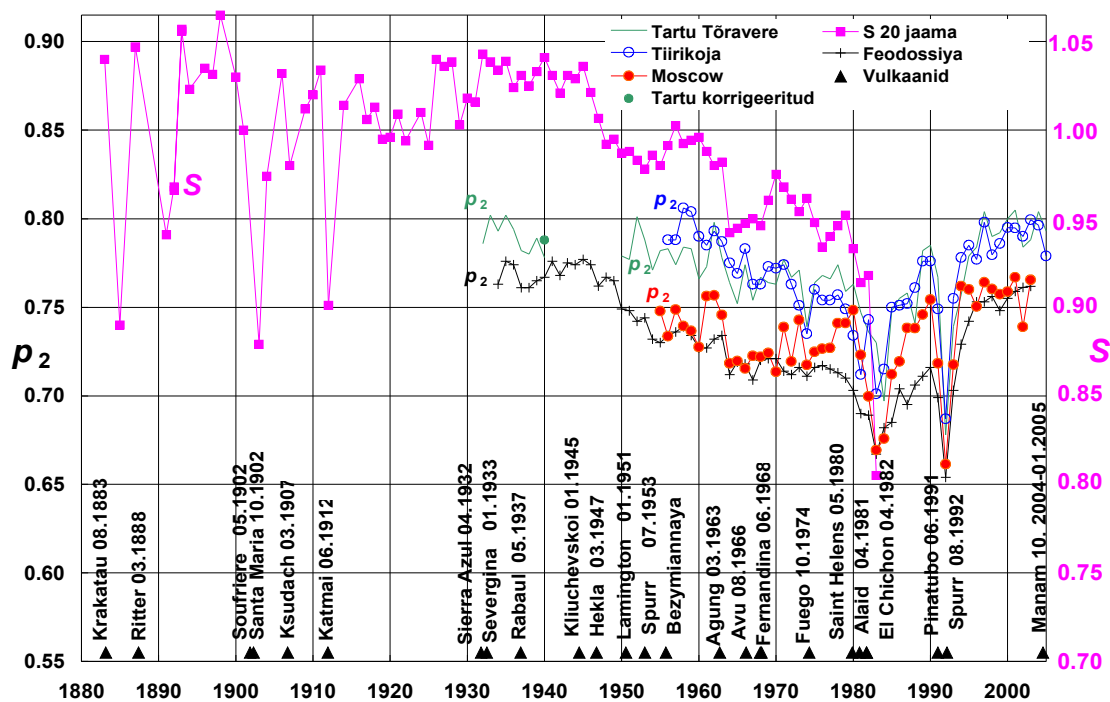
Arvutasime SITMO valemite kasutades p_2 väärtused kõikide otsekiirguse mõõtmiste jaoks 1931–1940. Selgus, et K. Kaasiku arvutatud ja meie poolt SITMO valemitega arvutatud üksikmõõtmiste ja kuude keskmised p_2 väärtused erinevad maksimaalselt 0.005 võrra, aastate keskmised p_2 väärtused aga vaid 0.002 võrra. Spenceri valemitega ja SITMO valemitega arvutatud üksikmõõtmiste p_2 väärtused erinevad maksimaalselt 0.003, kuude keskmiste väärtused 0.002 ja aastate keskmiste väärtused 0.001 võrra. Arvestades aga ka praegust otsekiirguse mõõtmise täpsust (suhteline viga 1–4%), võib väita, et ka Spenceri valemid annavad aktinomeetriteks arvutusteks rahuldava täpsusega tulemusi. Käesolevas töös kasutame aga siiski SITMO valemite kui täpsemaid. Ka Karin Kaasiku poolt arvutatud p_2 väärtused on rahuldava täpsusega ja annavad kuukeskmiste läbipaistvuste õige käigu läbi aasta ning naaberaastate võrdluses läbipaistvuse kasvamise või kahanemise ajavahemikul 1932–1938. Aastatel 2004–2005 oli Tiirikojal 240 päeval kokku 486 mõõtmist ja neid andmeid me töötlesime samade meetoditega.

5. LÄBIPAISTVUSE AASTA- JA KUUKESKMISED

Joonisel 1 on esitatud atmosfääri läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 aastakeskmiste väärtuste kõik Tartus-Tõraveres, Tiirikojal, Feodossias ja Moskvast. Lähtunud on TÜ keskkonnanfüüsika instituudi, Tartu Observatooriumi, Moskva Ülikooli ja Krimmi Observatooriumi teadlaste mõõtmistest, mis olid ühele alusjoonisele kantud TÜ keskkonnanfüüsika instituudis (Ohvril jt, 2005). Käesoleva magistr töö autori poolt on lisatud Tartu andmed 1932–1940 ja Tiirikoja andmed 2004–2005. Lisatud on veel dr V. Russaku publitseerimata andmed Tartu läbipaistvustest aastatel 1950–1954 ja Tõravere läbipaistvustest 2004–2005.

Võrdluseks on lisatud veel 20 jaamas ($32\text{--}62\text{ }^\circ\text{pl.}$) Päikese integraalse otsekiirguse keskmised suhtelised väärtused S (Pivovarova, 1986). Joonise ajateljel on märgitud suuremad vulkaanipursked.

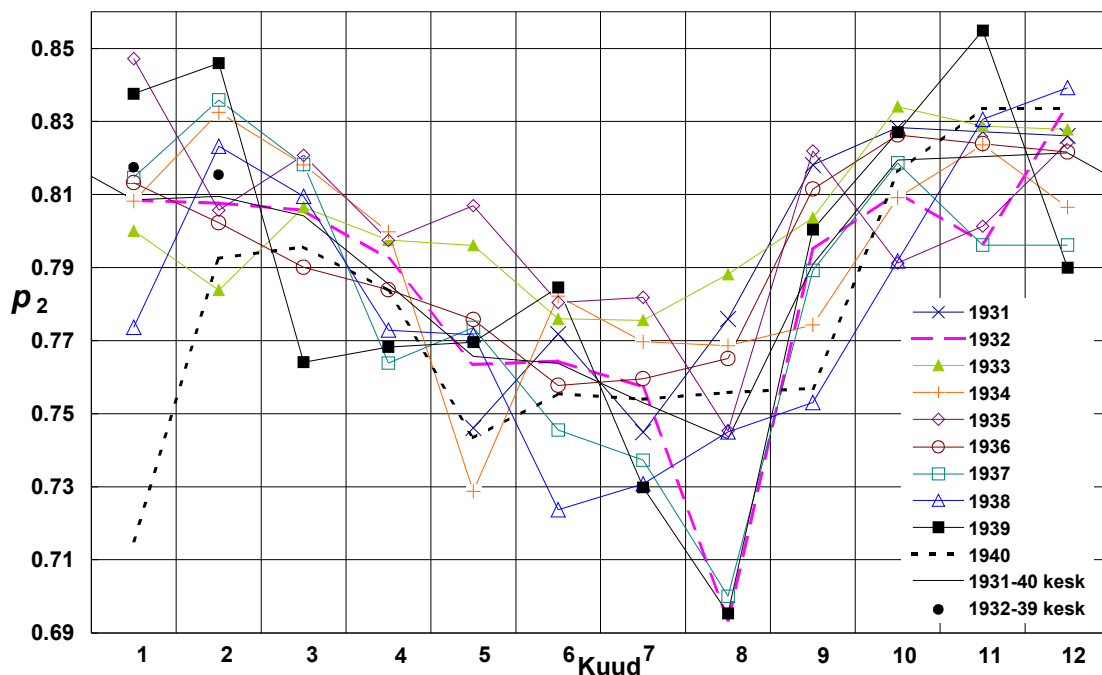
Aastate 1939 ja 1940 jaoks saime Tartu atmosfääri integraalse läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 väärtusteks vastavalt 0.789 ja 0.778. See on pisut vähem kui eelnevate aastate, 1932–1938, keskmine, $p_2 = 0.791$. Samas jäi aastatel 1932–1940 Tartu õhu läbipaistvus ikkagi kõrgemaks kui sõjajärgsetel aastatel (mõõtmised alates 1950), mil 1930ndate tase saavutati alles 1980ndate teisel poolel.



Joonis 1. Atmosfääri integraalne läbipaistvuskoeffitsient p_2 ja otsekiirguse suhteline väärtus S 20 jaama ($32\text{--}62\text{ }^\circ\text{pl.}$) andmetel (Pivovarova, 1986).

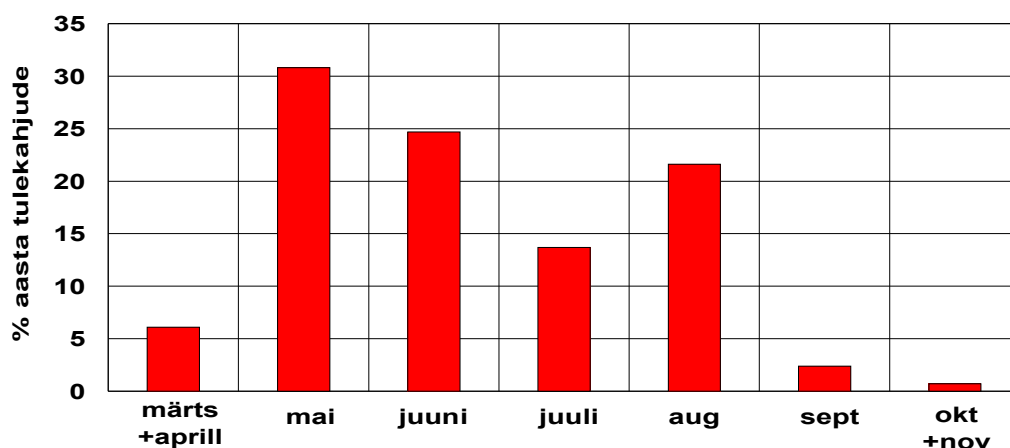
Sõjajärgsete aastate madalam läbipaistvus on ilmselt tingitud tugevatest vulkaanipursetest ja antropogeensetest õhusaastest (tööstus, transport, põllumajandus).

Joonisel 2 on esitatud 1931–1940 kuukeskmiste p_2 väärtuste käik jaanuarist detsembrini. Jämedama joonega on näidatud mõõtmispäevade arvuga kaalutud kuude keskmise läbipaistvuskoeffitsiendi aastane käik.



Joonis 2. Atmosfääri integraalne läbipaistvuskoeffitsient p_2 Tartus 1932(1931)–1940.

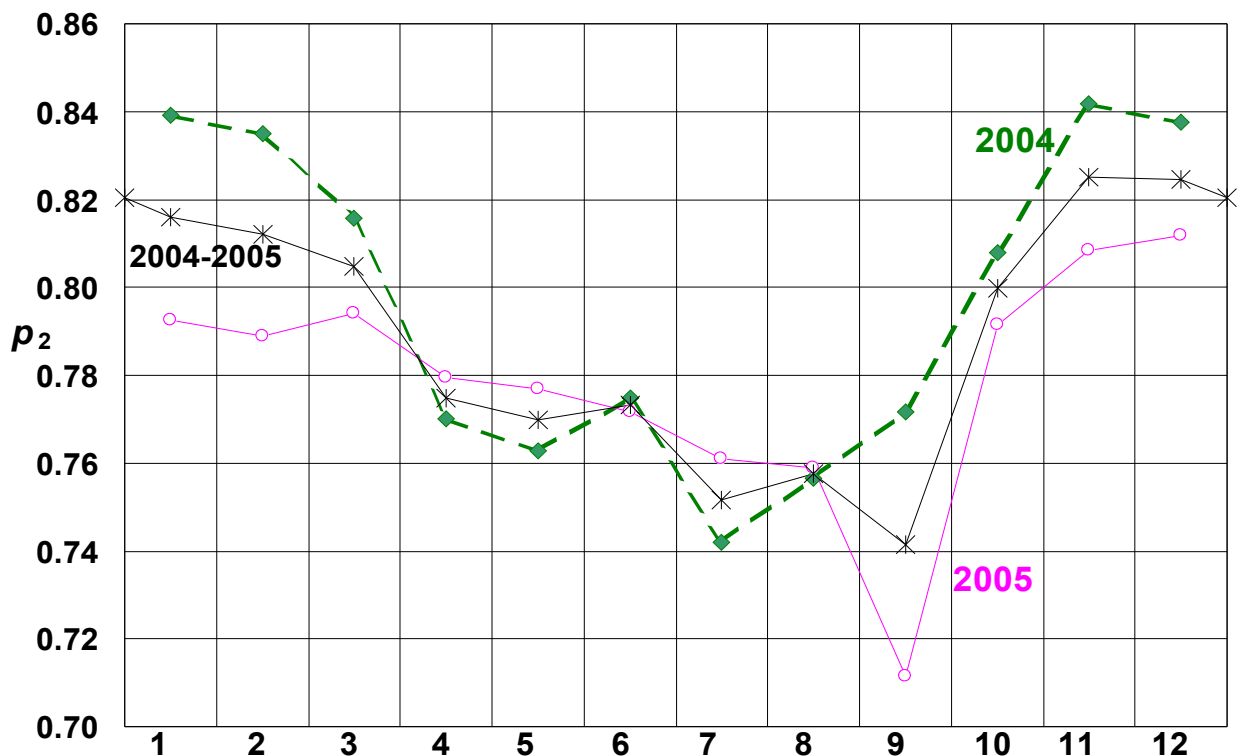
Õhu läbipaistvus on suur talvekuudel, kui õhus on vähem veeauru ja maapinnal on lumikate. Läbipaistvus alaneb aprillis, kui lumi on sulanud ja Päike on kõrgel. Siis tõstavad konvektiivsed õhuvoolud kõrgematesse kihtidesse aerosooliosakesi. Kevadel ja suvel halvendab läbipaistvust ka taimede õietolm, samuti kulu põletamine ning metsa- ja rabatulekahjud.



Joonis 3. Metsatulekahjude puhkemise sagedus Eestis, paljude aastate keskmine (Alton, Kiil, 2003).

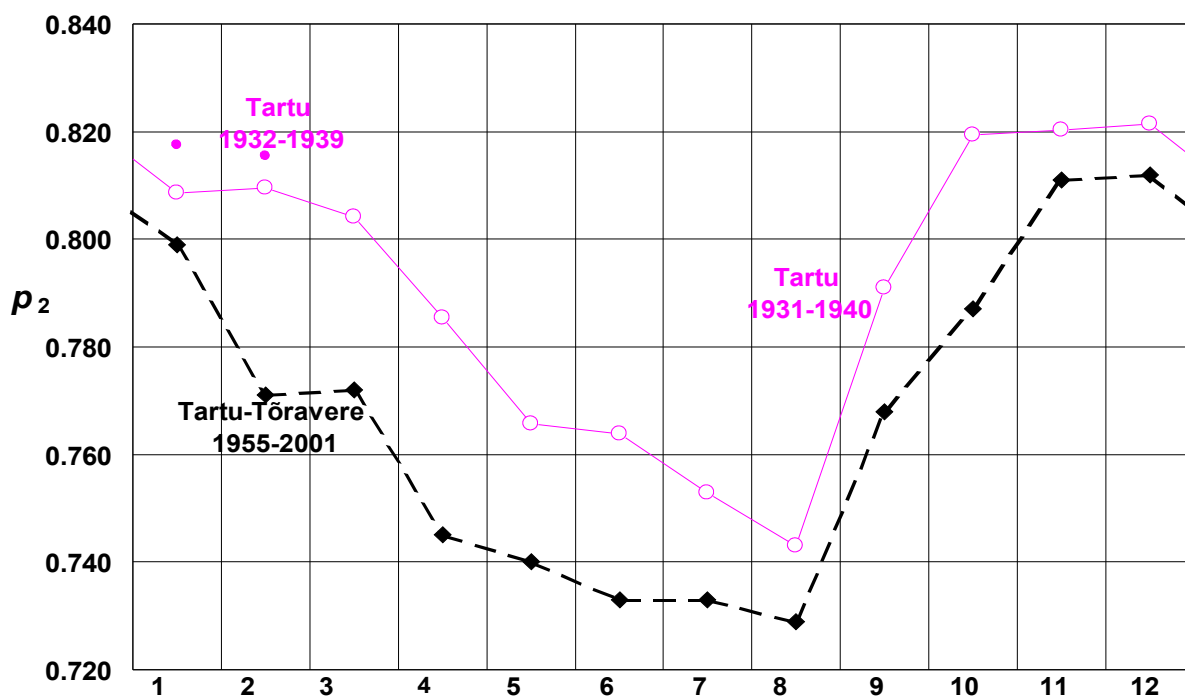
Novembris, detsembris, jaanuaris ja veebruaris praktiliselt ei esine metsatulekahjusid. Märtsis ja eriti aprillis suureneb metsatulekahjude arv inimeste kontrolli alt väljunud kulupõletamiste tõttu. Metsatulekahjude arv saavutab oma maksimumi mais. Tulekahjude arv kahaneb veidi juunis ja juulis, kui eelmise aasta kulu on osaliselt kõdunenud ja värske rohi on suureks kasvanud, sest värske rohi takistab tule levimist mööda maapinda, olles seega teatud määral tuletõkkeks. Augustis metsatulekahjude arv jällegi tõuseb, sest metsadesse läheb suurel arvul marjulisi ja seenilisi. Osal taimedel on augustiks vegetatsiooniperiood lõppenud ja nad kuivavad ning muutuvad tuleohtlikeks. Alates septembri esimesest nädalast muutuvad metsatulekahjud väga haruldasteks (Alton, Kiil, 2003). Väikeste kohalike erinevustega on metsatulekahjude esinemissageduse aastane käik analoogiline kogu põhja-parasvöötmes. Kõige väiksem on Tartu läbipaistvus augustis. Õhu läbipaistvus tõuseb kiiresti juba septembris ja oktoobris. August ja september on tavaliselt sademeterohked ja vihm peseb aerosooliosakesi õhust välja. Oktoobris on maapind niiske ja praktiliselt tolmuva, madala Päikese tõttu peaaegu ei teki tõusvaid õhuvoole (seetõttu ei teki ka konvektiivseid pilvi). Aeglane läbipaistvuse tõus jätkub ka novembris ja detsembris. Aastatel 1931–1940 on Tartu õhk keskmiselt kõige läbipaistvam detsembris. Jaanuaris toimub läbipaistvuse väike langus, mis võib olla tingitud pakaselistel päevadel õhus hõljuvatest kiirgust hajutavatest jääkristallikestest.

Joonisel 4 on esitatud 2004–2005. a Tiirikoja kuukeskmiste p_2 väärtuste käik jaanuarist detsembrini. Jämedama joonega on näidatud kuude keskmise läbipaistvuskoeffitsiendi aastane käik.



Joonis 4. Atmosfääri integraalne läbipaistvuskoeffitsient p_2 Tiirikojal 2004–2005.

Joonisel 5 on aga võrreldud sõjaeelse Tartu ja sõjajärgse Tartu–Tõravere kuukeskmiste läbipaistvuste p_2 väärtusi läbi aasta.



Joonis 5. Tartu (1931–1940) ja Tartu–Tõravere (1955–2001) kuukeskmised atmosfääri läbipaistvused (kahe punktiga on esitatud jaanuari ja veebruari keskmised läbipaistvused Tartus aastatel 1932–1939).

Kõikidel kuudel on aastate 1931–1940 keskmine atmosfääri läbipaistvus Tartus suurem kui vastava kuu keskmine läbipaistvus sõjajärgsel, suure vulkaanilise aktiivsusega ja suure antropogeense saastumisega, mõõtmisperioodil Tartus–Tõraveres 1955–2001.

Keskmine läbipaistvuse aastane käik on mõlemal ajavahemikul jäänud üldjoontes sarnaseks. Läbipaistvuste erinevus on suurim veebruarist juunini. Maksimaalne erinevus on aprillis.

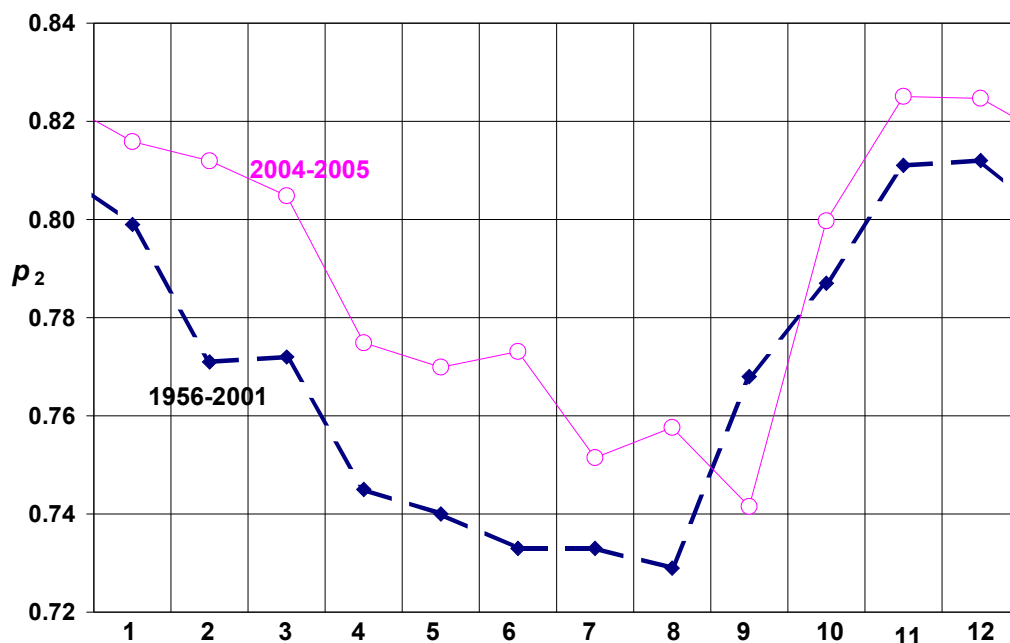
Joonisel 6 on võrreldud Tiirikoja kuukeskmisi läbipaistvusi p_2 aastatel 1956–2001 ja 2004–2005. Tiirikojal on keskmine läbipaistvus 2004–2005 kõikidel kuudel, välja arvatud september, suurem kui aastatel 1956–2001. Siingi on suurimad erinevused veebruarist juunini.

Suurim erinevus õhu läbipaistvuses kevade paiku võib olla tingitud Arktika mõjust. Arktikasse sattunud saasteained ja aerosooliosakesed võivad mõnede autorite arvates seal talvel akumulioneeruda, sest nad sadestuvad väga vähe, kuna siis esineb seal väga vähe sademeid. Kuiv sadestumine on aga väga aeglane. Valguse puudumise (polaaröö) või vähesuse tõttu ei saa toimuda fotokeemilised reaktsioonid, mis moodustavad saasteainetest aerosooliosakesi. Seetõttu need ained kogunevad ja kevade poole, kui päike paistma hakkab, on palju ainet, millest valguse mõjul tekib rohkesti aerosooliosakesi (Ruuskanen jt 2003).

On leitud, et atmosfääris väävelhape tekib peamiselt vääveldioksiidi fotooksüdeerimisel gaasilises faasis oleva hüdroksüülradikaaliga, kuigi toimuvad ka sellised reaktsioonid, mis valgust ei vaja. Seega saab atmosfääris väävelhapet mingil määral tekkida siiski ka pimedas. (Lazaridis jt, 1999). Ka Prantsuse-Saksa arktikajaamas Ny-Ålesundis Teravmägedel mõõdetakse kõige suuremat aerosooli optilist tihedust kevadel. Kõige madalam on seal optiline tihedus aga hilissuvel ja sügisel (Herber jt, 2006)

Kevadel kantakse oluline osa saateainetest õhuvooludega Arktikast ära, sealjuures mandritele veidi rohkem kui ookeanidele (Vinogradova, 2000).

Olulistest Arktika saasteallikatest asuvad meile suhteliselt lähedal, Koola poolsaarel, sellised tööstuskeskused nagu Nikel ja Montšegorsk.



Joonis 6. Tiirikoja (1956–2001) ja Tiirikoja (2004–2005) kuukeskmised atmosfääri läbipaistvused.

Arktilise õhureostuse võimalik kevadine levi Eesti kohale vajab edasist süstemaatilist kontrollimist õhumasside liikumise retrotrajektoore uurides (mis polnud käesoleva töö eesmärk). Ainult üksikuid aastate 2004 ja 2005 kevadisi õhumasside retrotrajektoore vaadeldes võis tähele panna, et esines arktilise õhu voolu Eesti kohale nii hea kui ka halva läbipaistvusega päevadel.

6. LÄBIPAISTVUST MÕJUTANUD FAKTORID

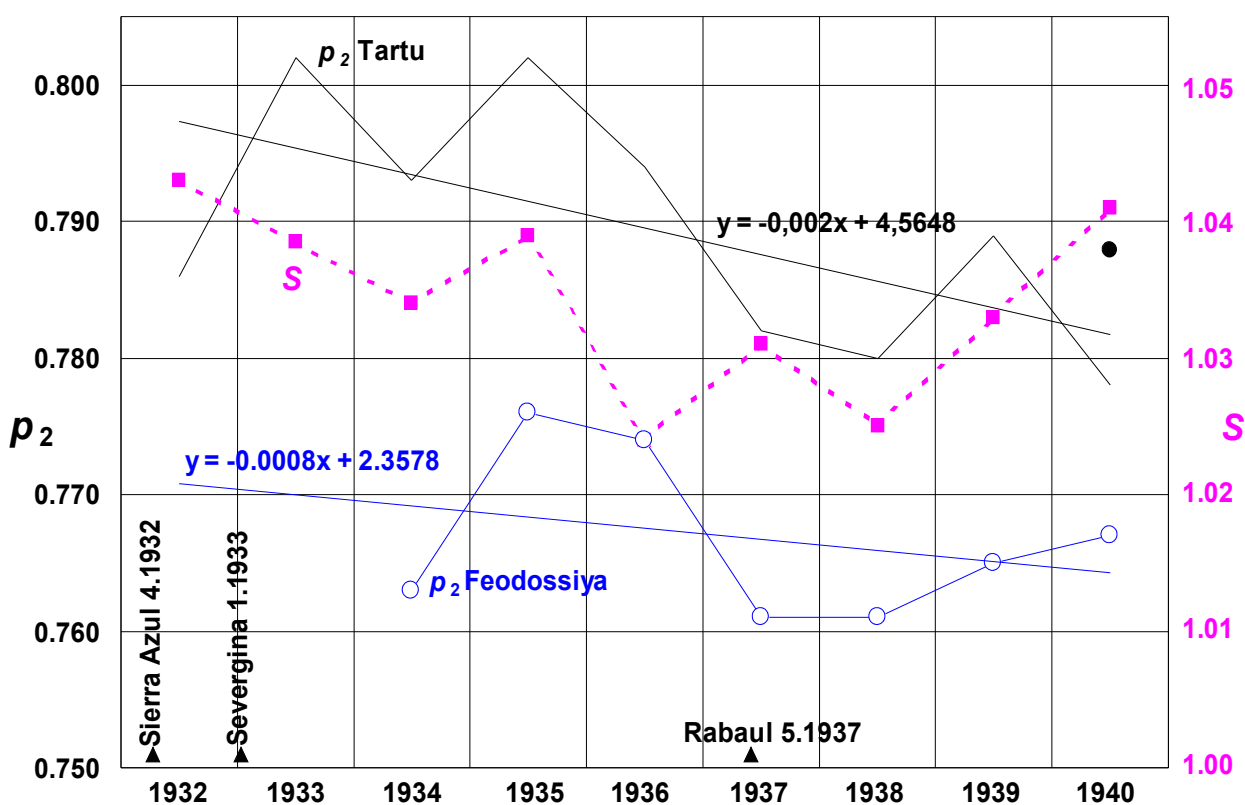
6.1. Stratosfääri vulkaanilise aerosooli mõju

Vulkaanipursked on tähtsaimad mitteregulaarsed looduslikud atmosfääri saastajad. Vulkaanilises kaugmõjus on tähtis väveldioksiid (SO_2), mis püsib õhus gaasilisena ja ühineb järkjärgult veeauruga, tekitades vävelhappe tilkasid, mis vähendavadki õhu läbipaistvust. Nagu on näha jooniselt 1, vähendasid väga tugevad vulkaanipursked El Chichón (aprill 1982) ja Pinatubo (juuni 1991) p_2 väärtust ligi kahe järgneva aasta jooksul.

Lisaks vulkaanilise aerosooli mõjul toimunud 2-aastastele episoodilistele langustele on märgatav ka p_2 pidev aeglane langus alates 1945. kuni 1985. aastani, mida seostatakse antropogeense (tööstus, energeetika, transport, põllumajandus) mõjuga.

Aastad 1931–1940 olid nõrga vulkaanilise aktiivsusega. Selle ajavahemiku suuremad vulkaanid Sierra Azul (36 °l., Tšiili, aprill 1932), Severgina (49 °pl., Kuriilid, jaanuar 1933) ja Rabaul (4 °l., Papua Uus-Guinea, mai 1937) võisid ainult veidi tõsta vulkaanilise stratosfäärsse aerosooli hulka.

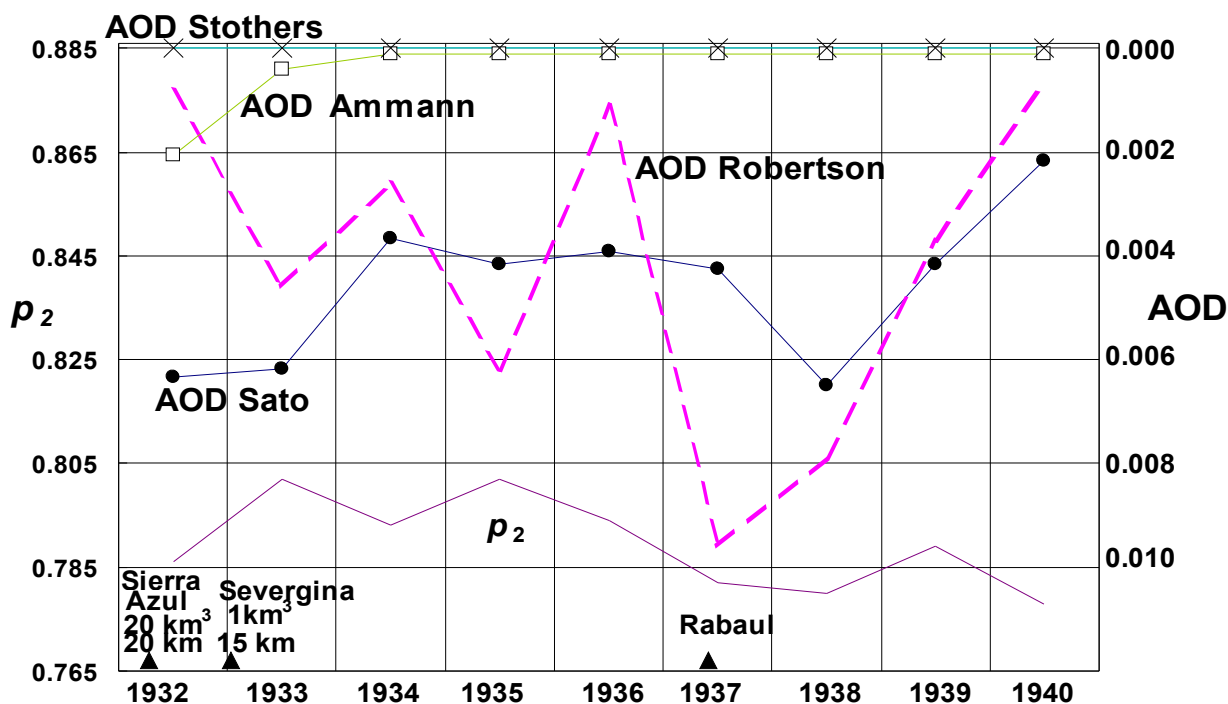
Joonisel 7 on kujutatud suuremas mastaabis Tartu p_2 muutused aastatel 1932–1940. Lisatud on Feodossia p_2 väärtused alates 1934. Lisatud on ka 8–12 muu jaama (32–62 °pl.) Päikese integraalse otsekiirguse keskmised suhtelised väärtused S (Pivovarova, 1986).



Joonis 7. Atmosfääri integraalne läbipaistvuskoeffitsient p_2 Tartus (punktiga on tähistatud 1940. a Tartu korrigeeritud p_2) ja Feodossias ning otsekiirguse suhteline väärtus S 8–12 jaama andmetel (Pivovarova, 1986).

Nagu näha, esineb Tartu p_2 ja Feodossia p_2 käigus suur sarnasus. Erinevus ilmneb ainult aastate 1939 ja 1940 võrdluses. Mingil määral sarnased on ka Tartu p_2 ja ülalmainitud otsekiirguse suhtelise väärtuse S käik.

Mitmed autorid on tagasivaateliselt hinnanud vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optilist tihedust. Näiteks Sato jt (2002), toetudes pürheliomeetriteliste andmetele, on leidnud kitsaribalise vulkaanilise AOD550 keskmistatuna vastavalt üle põhja- ja lõunapoolkera, iga kuu jaoks (1927–1999). Robertson jt (2001), kasutades lisaks pürheliomeetriteliste andmetele ka Gröönimaa ja Antarktika jäässe sadestunud aastaseid sulfaadikoguseid ja stratosfäärse aerosooli levimise ja sadestumise mudeleid, on leidnud vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optilise tiheduse lainepikkusel 500 nm ajavahemikus 1500–1983 iga aasta jaoks eraldi igas 4° laiuses laiuskraadide vööndis, kokku 45 vööndit, (Robertson jt, 2001). Stratosfääri vulkaanilise aerosooli optiline tihedus (AOD500) ajavahemikus 1890–1999 iga kuu jaoks eraldi igas 2.8 kraadi laiuses vööndis, kokku 64 vööndit, on leitud ka Ammann jt artiklis (2001). Neljas autor, Stothers (2001) aga annab kogu ajavahemiku 1930–1962 jaoks põhjapoolkeral stratosfääri vulkaanilise aerosooli optilise tiheduse väärtuseks nulli.



Joonis 8. Tartu läbipaistvus p_2 ja stratosfääri vulkaanilise aerosooli kitsaribaline optiline tihedus AOD.

Joonisel 8 on võrreldud Tartu p_2 ja ülalmainitud nelja stratosfääri vulkaanilise aerosooli optilise tiheduse väärtust (Sato – kogu põhjapoolkera, Robertson, 58–62 °pl. vöönd, Ammann, 58.4–61.2 °pl. vöönd ja Stothers – vulkaaniline stratosfääri optiline nulltihedus kogu põhjapoolkeral). Jooniselt on näha, et erinevate autorite poolt leitud stratosfääri vulkaanilise aerosooli optilised tihedused ei ole omavahel heas kooskõlas. Tartu p_2 ei sobi ühegi optilise tihedusega. Stothers (2001) kasutab aastate 1930–1962 jaoks terminit “nullnivoo”, Pivovarova nimetab neid aastaid “foonilisteks”. Foonilisel perioodil esineb Pivovarova järgi

statistiliselt oluline korrelatsioon ainult mägedes asuvate aktinomeetriaajaamade mõõtmistulemuste vahel. Viimast vaatluslikku fakti aga Pivovarova ei põhjenda.

Robertson jt kritiseerib nii Stothersit kui Satot jt, et nad esitavad 1930ndate aastate jaoks liiga madalaid stratosfääri optilise tiheduse väärtusi. Robertsoni jt andmetel on meie poolt vaadeldavas ajavahemikus kõige tugevamalt sulfaatset aerosooli emiteerinud vulkaan Rabaul Papua Uus-Guineal (4 °ll., mai 1937). Tema andmetel põhjustas Rabauli purse olulise sulfaadi sadestumise Antarktika jääkihti ning väikese, aga siiski märgatava sulfaadi sadestumise ka Gröönimaa jääkihti.

Vaatleme nüüd Tartu ja Feodossia läbipaistvuste p_2 , Pivovarova artikli keskmise suhtelise otsekiirguse S ja vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optiliste tiheduste **AOD** muutumist aastatel 1932–1940, joonised 7 ja 8.

Tartu jaoks me ei saa tervet 1932. aastat 1931. aastaga võrrelda, sest mõõtmised algavad 1931. a mais (seepärast pole ka 1931. aasta väärtusi joonisele kantud). Mainime vaid, et 1932. a viimase kaheksa kuu keskmine Tartu p_2 on 0.015 võrra madalam 1931. a viimase kaheksa kuu keskmisest väärtusest, mis võib olla tingitud Sierra Azuli purskest 1932. a aprillis.

Aastal 1933 Tartu p_2 väärtus tõusis (siin ja ka edaspidi võrdleme eelmise aastaga). See on kooskõlas Ammanni jt ning Sato jt, vastuolus aga Pivovarovaga ja Robertsoni jt. Tõus võis olla tingitud Sierra Azuli purske mõju vähenemisest või lakkamisest. Jaanuaris 1933 toimus küll Severgina purse, mis oleks võinud selle aasta läbipaistvuse kasvumist takistada, aga Severgina purskel paisati atmosfääri ainult 1 km³ tuhka kuni 15 km kõrgusele, Sierra Azuli purskel aga 20 km³ tuhka kuni 20 km kõrgusele (Hmelevtsov, 1986). Gonzalez-Ferrani jt (2003) andmetel paisati 20 km³ ainet 25 km kõrgusele, kusjuures 70% sellest ainest moodustas SiO₂.

Aastal 1934 Tartu p_2 langes, mis on kooskõlas Pivovarovaga, aga vastuolus nii Sato, Ammanni kui Robertsoniga. Aastal 1935 Tartu p_2 tõusis. See on kooskõlas Feodossia p_2 tõusuga ja Pivovarovaga, vastuolus aga Robertsoni ja Satoga. Aastal 1936 Tartu p_2 langes, mis on samuti kooskõlas Feodossia p_2 langusega ja Pivovarovaga, vastuolus aga Sato ja Robertsoniga. Aastal 1937 toimunud Tartu p_2 langus on kooskõlas Feodossia p_2 langusega ning Sato ja Robertsoniga, vastuolus aga Pivovarovaga.

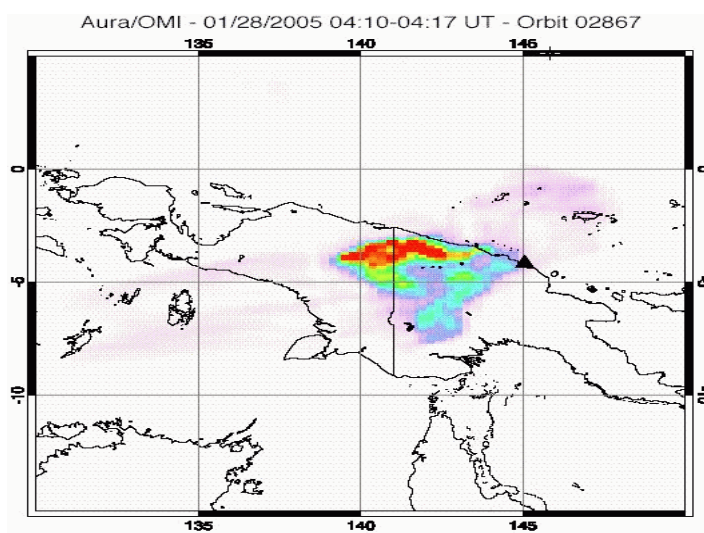
Tartu p_2 käik sobib Robertsoni väitega, et Rabauli purse 1937. a mais põhjustas ka põhjapoolkeral vulkaanilise stratosfäärse aerosooli optilise tiheduse tõusu, sest aasta keskmise p_2 langus toimub teise poolaasta arvel, 1937. a esimesel poolel on p_2 isegi suurem kui 1936. a esimesel poolel. Huvitav, et Pivovarova ega Hmelevtsov üldse ei mainigi Rabauli purske toimumist ega tema mõju. Aastal 1938 Tartu p_2 väga vähe langeb, ilmselt saavutab Rabauli purse oma mõju maksimaalse väärtuse meie laiuskraadidel, mis on väga heas kooskõlas Sato ja Pivovarovaga ja kooskõlas ka Feodossia p_2 väärtusega, mis jäi eelmise aastaga võrdselt madalale tasemele, ning on enam-vähem kooskõlas ka Robertsoniga, temalgi jäi optiline tihedus **AOD** suhteliselt suureks (st p_2 suhteliselt väikeseks nagu meilgi).

Aastal 1938 Tartu p_2 madal tase on tingitud eelkõige esimesest poolaastast. Teisel poolaastal p_2 tase mõnevõrra tõuseb, ilmselt hakkab Rabauli purske mõju vähenema (see tähendab, et vulkaanilist aerosooli on juba palju maapinnale sadenenud). Aastal 1939 nii Tartu kui ka Feodossia p_2 tõuseb, mis on heas kooskõlas Pivovarova, Sato ja Robertsoniga. Tõenäoliselt Rabauli purske mõju lakkab. Seega Tartu pürheliomeetrite mõõtmiste tulemused toetavad Robertsoni jt väiteid Rabauli purske olulisusest. Aastal 1940 Tartu p_2 langeb, mis ei ole kooskõlas Feodossia p_2 käiguga ega ka ühegi teise eelpoolnimetatud autori andmetega.

Kui kokkuvõtlikult hinnata vulkaanipursete mõju atmosfääri läbipaistvusele aastatel 1931–1940, siis ei saa nõustuda Pivovarova ega Stothersiga, et need aastad on foonilised, sest pärast vulkaanipurseid on palju erinevate autorite läbipaistvuse käigu kokkulangevusi. Eriti ilmne on kokkulangevus pärast Rabauli purset. Umbes kaheaastane õhu läbipaistvuse langus pärast Rabauli purset esineb nii Tartus kui Feodossias. Kaheaastane läbipaistvuse langus esineb ka Robertsoni jt ning Sato jt tulemustes. Mingil määral on ka Pivovarova tulemused Rabauli purskega kooskõlas (miinimum 1938. a).

Tartu p_2 käik on kooskõlas ka Sierra Azuli (Tšiili, apr 1932) purskega. Selle purske arvatav mõju on aga väga lühiajaline, Tartus ilmneb tema oletatav mõju 1932. a augustist ainult sama aasta novembrini. Mõju lühiajalisus on tõenäoliselt tingitud sellest, et võrreldes purske võimsusega ja väljapaisatud aine hulgaga emiteeriti sel purskel ebatavaliselt vähe väevliühendeid. Antarktika erinevatest kohtadest võetud jääproovidest leiti ainult ühes sulfaadi sadestumist 1932. ja 1933. aasta jääkihti, kuigi purse toimus lõunapoolkeral (Traufetter jt, 2004). On aga teada, et ainult sulfaatne aerosool on võimeline kaua stratosfääris püsima, silikaatne tolmu sadestub gravitatsiooniliselt suhteliselt kiiresti. Londoni Geoloogiaühingu töögrupi ettekande järgi vulkaaniline silikaatne tolmu püsib stratosfääris ainult mõned nädalad, kõige rohkem mõned kuud (Sparks jt, 2005). On aga teada, et Lõuna-Ameerikas põhjustas Sierra-Azuli purse pika aja jooksul väga tugevaid optilisi anomaaliaid. Päikeseloojangu punane hõõgus ümbritses kogu horisonti. Alles 2 aastat hiljem (1934) Päikese oreooli heledus kahanes peaaegu tavalisele tasemele (Gonzalez-Ferrani jt 2003). Kui uskuda Traufetterit, et stratosfääri paisati tõesti väga vähe väeveldioksiidi, siis selleks, et nii kaua püsiks tugevad optilised anomaaliad, pidi silikaatne tolmu pikaajaliseks atmosfääris püsimiseks väga peeneteraline olema. Ka Ammanni ja Sato hinnangud on Sierra Azuli purskega kooskõlas. Kuigi üldiselt arvatakse, et suurematel laiustel kui 30° toimunud pursete puhul vulkaanilist ainet kandub vastaspoolkerale vähe, võis Sierra Azuli purske tugevust arvestades ka põhjapoolkerale vulkaanilist tolmu kanduda.

Aastatel 2004 ja 2005 ei toimunud väga tugevaid vulkaanipurseid. Nendel aastatel oli kõige aktiivsem vulkaan Manam (4°ll., Papua Uus-Guineal), mis purskas 2004. a oktoobrist



Joonis 9. Väeveldioksiidi pilv Uus-Guinea saare kohal 12 tundi pärast Manami purset, mis toimus 27.01.2005.

detsembrini vähemalt viiel korral kõrgemale kui 10 km . Veel tugevamini purskas Manam 2005. a 27. jaanuaril, mil ta paiskas tuhka ja väävlit 21–24 km kõrgusele (Darwin Volcanic Ash Advisory Center). Joonisel 9 on toodud kujutis, mis on tehtud NASA Aura satelliidilt umbes 12 tundi pärast purset. Kujutisel on näha suur vääveldioksiidi pilv, mis triivib Uus-Guinea saare kohal vulkaanist (must kolmnurk) lääne suunas. Tumedam ala tähistab suurimat vääveldioksiidi kontsentratsiooni. On oluline märkida, et pärast 2004. aasta 24. oktoobri purset liikus pilv loode suunas (Schmaltz, 2006)

Manami pursked 2004–2005 ei ole oma tugevuselt siiski võrreldavad Pinatubo purskega ja ei ole veel teada, kas või kuidas nad võisid mõjutada kliimat (Carn, 2006). Läbipaistvuse ja aerosooli optilise tiheduse andmeid 2005. aasta kohta pole veel publitseeritud.

Ei ole välistatud, et Manami pursetest 2004. a lõpus ja 2005. a algul ongi tingitud 2005. a p_2 mõningane langus Tiirikojal ja väga väike p_2 langus ka Tõraveres.

6.2. Metsatulekahjude võimalik mõju

Boreaalsed metsatulekahjud võivad stratosfäärset aerosooliosakeste hulka oluliselt suurendada. Näiteks 1998. a maist oktoobrini näitasid NASA satelliitidelt tehtud mõõtmised stratosfäärse aerosooli hulga kasvu suurtel põhjalaiustel, kuigi sel aastal ei esinenud ühtegi sellise mastaabiga vulkaanipurset, mis oleks võinud stratosfääri saastata. Need mõõtmised satelliitidelt näitasid, et kõrgustel 3 kuni 5 km ülalpool tropopausi oli aerosooli kontsentratsioon foonilisest väärtusest oluliselt kõrgem (<http://www.cpi.com/remensing/>).

Nende mõõtmistulemuste võrdlemisel metsatulekahjude statistikaga on leitud, et 1998. a suvel põhjustasid stratosfäärse aerosooli kontsentratsiooni tõusu mitmed metsatulekahjud Kanadas ja Ida-Venemaal. Boreaalsed metsatulekahjud on iga-aastased loodusnähtused. Üksikutel aastatel võib paljude väikeste tulekahjude kogum areneda hiiglaslikuks tuletormiks, mis tõstab ülisuurel hulgal suitsu ja teisi põlemisjääke kõrgele troposfääri ja alumisse stratosfääri.

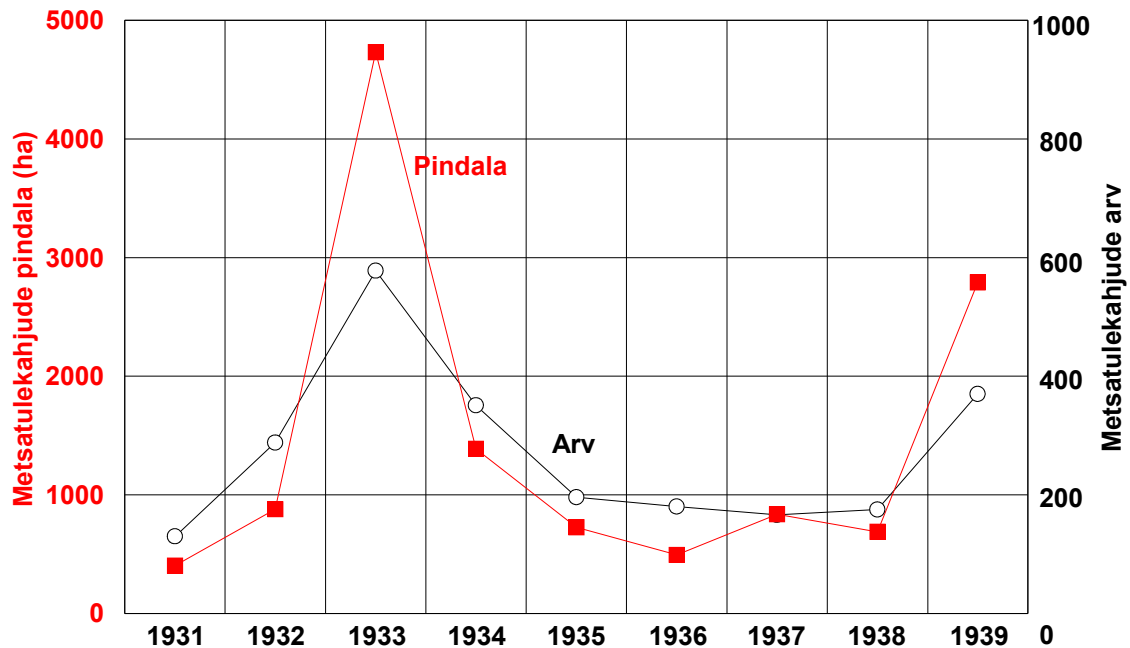
Eesti päritolu Kanada metsandusteadlane Ain David Kiil kirjeldab selliseid tulekahjusid Kanadas järgmiselt. Suured tulekahjud levivad puuvõrasid pidi ning võivad põletada paari tunniga maha terveid veelahkmealasid. Tugeva ja püsiva tuulega võib tuli levida kiiremini kui 10 km tunnis, sellega kaasnevad 50 m pikkused või pikemadki leegid. Niisugustes tule ootamatu intensiivistumise tingimustes kanduvad sädemed tulerindest mitmeid kilomeetreid ettepoole. Tulest põhjustatud tuulepöörised suudavad murda 30 cm jämedusi puud ning langetada absoluutselt kõik puud mitmekümnemeetrise läbimõõduga ringikujulisel alal (Alton, Kiil, 2003).

M. Fromm leidis, et 3. ja 4. augustil 1998 Kanada Loode-Territooriumidel Norman Wellsi lähedal metsatulekahjudes toimunud tuletormis paisati (NB!) alumisse stratosfääri sellisel hulgal aerosooli, et osakeste kontsentratsioon tõusis seal viiekordseks (Fromm jt, 2005). Tuletorm tõstis aerosooliosakesed 7 km tropopausist kõrgemale. Nädal hiljem tuli kogu Euroopast teateid troposfääri gaaside ja aerosoolide anomaaliate kohta. Nagu on näha joonisel 1 esineb Tiirikoja, Tõravere ja Moskva p_2 graafikutel 1998. aastal langus, kusjuures need langused on vastavalt 0.018; 0.014 ja 0.004. Mida lõunapool asus jaam, seda väiksem oli boreaalsetest metsatulekahjudest põhjustatud läbipaistvuse langus. Veelgi lõunapoolsemas Feodossias 1998. aastal läbipaistvus ei langenud, vaid isegi tõusis veidi. Märgime siiski, et paljudes sooja kliimaga riikides (Hispaania, USA, Ladina-Ameerika riigid jne) põletatakse saagikoristuse järel põldudele jäävad taimevarred ja -lehed, mis põhjustab sesoonset õhusaastet biomassi põlemisjääkidega.

Tartu õhu läbipaistvuse langust 1940. aastal ei ole võimalik põhjendada vulkaaniliste nähtustega. Üks võimalus on seda põhjendada metsatulekahjudega Alaskas 1940. aastal (Davis, 1983). Mainitud aasta suvi oli Alaska jaoks rekordiliselt tulekahjuderohke, siis põles seal maha rohkem kui 1.82 miljonit hektarit metsa. Võib-olla ka 1940. aastal Alaskas (nii nagu 1998. aastal naabruses asuvas Loode-Kanadas) tekkis tuletorme ja tõusis põlemissaadusi stratosfääri ning õhu läbipaistvus langes eelkõige põhjapoolsetes vaatlusjaamades, sealhulgas ka Tartus, lõunapoolsemates jaamades, millega me Tartu õhu läbipaistvust võrdleme, läbipaistvuse langus oli kas väiksem või puudus.

Ka Hiiumaal Kärkla lähedal oli 1940. aasta suvel suur metsatulekahju, milles hävis umbes 1000 ha metsa (Vodde, 2000). See tulekahju muidugi ei suutnud aerosooli stratosfääri paisata, aga õhu läbipaistvust Eestis võis siiski mõjutada.

Vaatleme nüüd Eesti metsatulekahjusid. Eesti metsatulekahjude pindala ja koguarv on esitatud joonistel 10 ja 11. Henn Alton kirjeldab Eesti metsatulekahjusid läbi aegade järgmiselt.



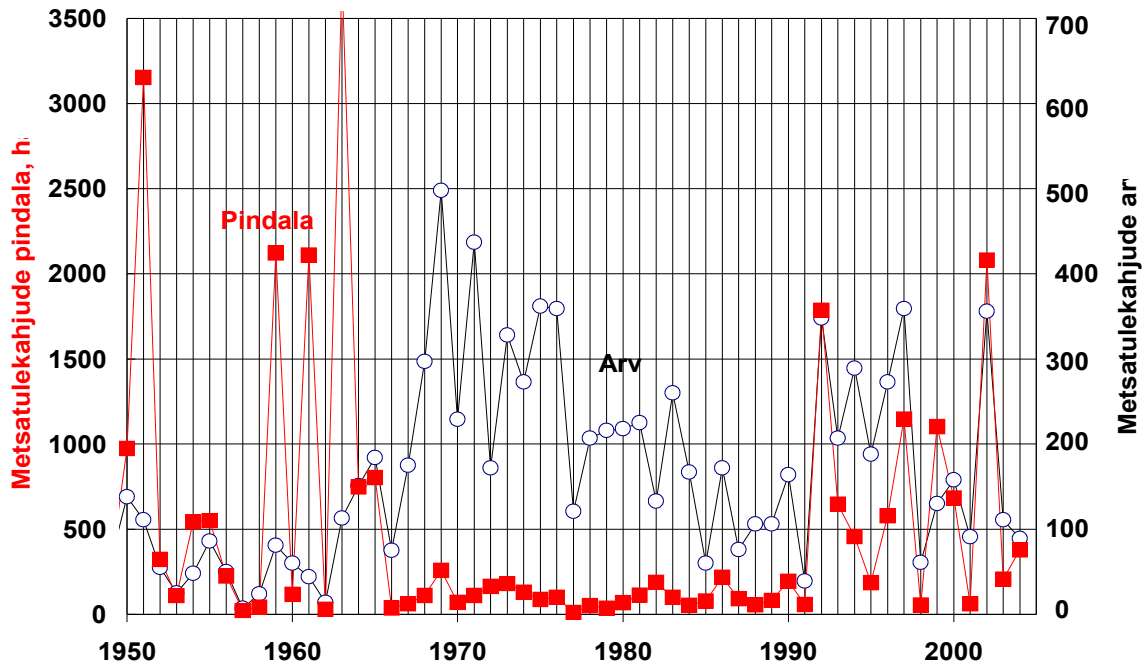
Joonis 10. Eesti metsatulekahjude kogupindala (ha) ja arv aastatel 1931–1939 (Alton, Kiil, 2003)

Esimesel iseseisvusperioodil registreeriti Eestis vihmastel aastatel poolsada tulekahju või veidi enamgi ning nende kogupindala oli paarsada hektarit. Kuivadel suvedel tõusis põlengute arv 400–500ni ning kogupindala 3000–4000 hektarini.

Umbes selliseks jäi tulekahjude pindala ka esimesel 15 aastal pärast seda, kui tulekahjudest lubati jälle rääkida, seega kuuekümnendate alguseni. Midagi kummalist toimus aga tulekahjude arvuga. Vaid üksikutel aastatel ulatus see sajani. Asjale annavad selgituse selleaegsed metsaülemad. Tulekahjusid ei juletud registreerida. Kirja läksid vaid sellised põlengud, mida nende ulatuse pärast või mingil muul põhjusel ei saanud maha salata. Vastasel juhul ilmus kohale uurija, kelle põhiliseks ülesandeks oli selgitada metsaülema süülisus tulekahjus.

Kuuekümnendate lõpuks oli see küll möödanik, kuid läks aastaid, enne kui hirm tulekahjude pärast karistada saada lõplikult ununes (Alton, Kiil, 2003).

Tulekindluse tõstmiseks tehti 60-70ndatel aastatel suuri kulutusi. Metsatulekahjude arv 60ndate aastate keskpaigast kuni Eesti taasiseseisvumiseni jäi peaaegu muutumatuks, tulekahjud aga avastati ja kustutati kiiresti, seepärast jäi põlenud ala kogupindala väikeseks.



Joonis 11. Eesti metsatulekahjude kogupindala ja arv aastatel 1950–2004 (Aastaraamat Mets 2005).

Taasiseseisvunud Eestis on metsade tulekaitse halvenenud. Paljud tulevalve tornid on maha jäetud või vanarauaks müüdud. Metsatöötajad vabanesid kohustusest kaitsta metsa tule eest. Neil pole õigust teostada riiklikku järelevalvet erametsas viibivate inimeste tegevuse üle. Kõige selle tulemusena on tulekahjude pindala kasvanud kolmekordseks. Tulekahjude arvukus on seejuures jäänud endisele tasemele.

Aastal 2004. registreeriti Eestis 3904 kulu- ja metsapõlengut, 2005. aastal oli see arv 2286 (Ernits jt, 2006)

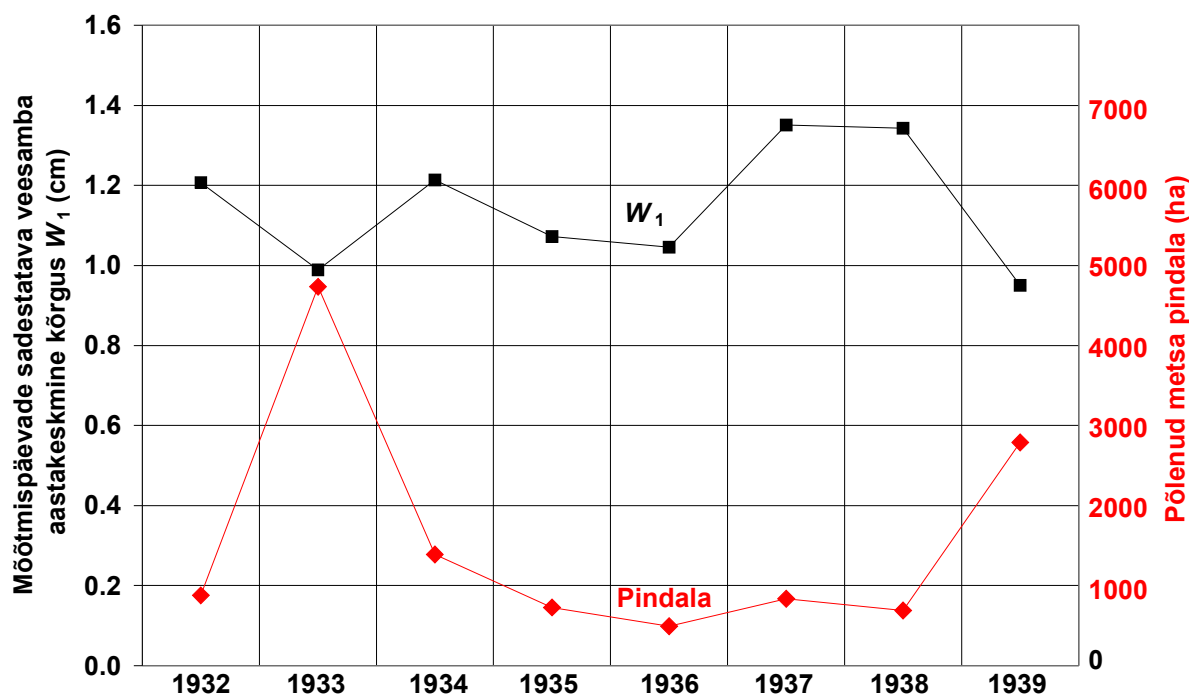
Kahjuks pole suudetud leida statistilisi andmeid ajavahemikust 1940–1948, ilmselt osalt sõja tõttu, aga ka selleaegse andmete salastamise ja võib-olla isegi hävitamise tõttu.

Tabelis 2 on esitatud Tartu, Tartu–Tõravere ja Tiirikoja läbipaistvuste ja Eesti metsatulekahjude koondstatistika (Aastaraamat Mets 2005) korrelatsioon. Korrelatsioonikordajate leidmisel ei ole arvestatud Pinatubo purske tugeva mõju aastaid (1991–1993).

Tabel 2. Korrelatsioon metsatulekahjude ja atmosfääri läbipaistvuse vahel.

	Korrelatsioon Eestis aastas põlenud metsa pindala ja sama aasta keskmise p_2 vahel	Korrelatsioon Eestis aastas toimunud metsatulekahjude arvu ja sama aasta keskmise p_2 vahel
Tartu (1932–1939)	0.46	0.50
Tartu–Tõravere (1950–2004)	0.22	-0.20
Tiirikoja (1956–2004)	0.36	-0.29

Nagu võime näha tabelist, on kõikide mõõtmiskohtade aastakeskmised p_2 väärtused väga nõrgas positiivses korrelatsioonis samal aastal Eestis mahapõlenud metsa pindalaga, kusjuures sõjaeelset usaldusväärsema statistikaga ajajärgul on korrelatsioon veidi tugevam. Seega neil aastatel, kui Eestis põleb maha rohkem metsa, on atmosfääri läbipaistvus keskmiselt veidi suurem.. Väga nõrk positiivne korrelatsioon aastakeskmise läbipaistvuse ja aasta jooksul Eestis põlenud metsa pindala vahel on võib-olla tingitud sellest, et väiksema keskmise absoluutse niiskusega (väiksema keskmise sadestatava veesamba kõrgusega) aastatel on rohkem tulekahjusid. Seda illustreerib joonis 12 ja fakt, et ajavahemiku 1932–1939 jaoks korrelatsioon mõõtmispäevade sadestatava veesamba aasta keskmise kõrguse ja aastas mahapõlenud metsa pindala vahel on -0.59 .



Joonis 12. Eestis aastas põlenud metsa pindala ja otsekiirguse mõõtmispäevade sadestatava veekihi aastakeskmine paksus.

Kui mingil aastal on vähem niiskust, siis veeaur neelab vähem Päikese otsekiirgust. Võib arvata, et kuigi samal aastal Eesti metsatulekahjude suits neelab rohkem kiirgust, kaalub niiskuse vähenemisest tingitud aasta keskmise läbipaistvuse suurenemine üles kohalike metsatulekahjude suitsust tingitud aasta keskmise läbipaistvuse kahanemise. Eesti metsatulekahjud on enamasti väikesed ja kustutatakse kiiresti. Samal ajal metsatulekahjude eelsetel päevadel on õhk tavaliselt kuiv ja veeaur neelab Päikese otsekiirgust vähe, mis viib keskmise läbipaistvuse üles. Eelpool toodud oletusele räägib aga vastu sõjajärgsete aastate metsatulekahjude arvu ja läbipaistvuse nõrk negatiivne korrelatsioon. Metsatulekahjude statistikas on ka lähiminekis palju küsitavusi olnud. Aastaraamatus Mets 2005 kirjutatakse, et aastatel 1970–1985 ei lubanud toleaegne ENSV Metsamajanduse ja Looduskaitse Ministeriumi juhtkond, kartes Moskva ülemuste pahameelt, tegelikku metsatulekahjude pindala näidata. Nüüdseks on need moonutatud andmed parandatud. Aastal 1999 läks metsatulekahjude statistiliste andmete edastamise kohustus metsaametilt päästeametile.

Erinevad ametid on aga erinevate huvidega ja pole välistatud, et kui üks püüdis näidata arve tegelikust väiksemana, siis teine püüab neid arve suurendada.

Võib siiski öelda, et Eestis aastas põlenud metsa pindala ja aasta keskmise läbipaistvuse vahel puudub negatiivne korrelatsioon.

Nagu on näha Marika Uustare (2005) bakalaaurusetööst, Eestis avaldab atmosfääri läbipaistvusele mõju eelkõike kaugete metsatulekahjude suits. Kõige sumedamatel suvepäevadel 2002. aastal jõudis metsatulekahjude suits Eestisse Venemaalt, Ukrainast või Valgevenest. Marika Uustare on retrotrajektooriga näidanud, et isegi Jakuutia metsapõlengute suits võib Tõraveres atmosfääri läbipaistvust vähendada.

Eesti metsatulekahjude võimaliku mõju edaspidiseks täpsemaks uurimiseks tuleks leida korrelatsioon aastas põlenud ala pindala (tulekahjude arvu) ja sellise aastakeskmise läbipaistvuse vahel, mille arvutamisel on välja jäetud kuud, mil metsatulekahjusid ei ole (november kuni veebruar).

6.3. Antropogeenne mõju õhu läbipaistvusele

Võrreldes enne 1980ndaid suurte linnade lähedal ja mägedes asuvate aktinomeetriaajaamade andmeid, on leitud, et Päikese otsekiirguse intensiivsus vähenes antropogeensetel põhjustel 0.12% võrra aastas (Pivovarova, 1986). Vaadeldes sõjaeelse Tartu p_2 trendijoont, on näha, et see langeb keskmiselt 0.25% võrra aastas, Feodossias on aga keskmiseks languse kiiruseks 0.1% võrra aastas. Seega on Tartu p_2 langus üle kahe korra kiirem kui Feodossias või kui on Pivovarova hinnang. Tõenäoliselt on see osaliselt põhjustatud Tartu Meteoroloogia Observatooriumi asetsemisest mitte ainult linnas, vaid ka lokaalküttega suures hoones Liivi 4.

Eesti Entsüklopeedia andmetel (tabel 3) ajavahemikul 1930–1940 Tartu elanike arv kasvab ainult mõne tuhande inimese võrra :

Tabel 3. Elanike arv Tartus

Aasta	Elanike arv Tartus
1922	54 000
1934	58 900
1941	59 500

Suurem mõju võib aga olla majanduse ja inimeste heaolu kiirel kasvul alates 1935. aastast, mil saadi üle 1933. a majanduskriisist, sest kiirem p_2 kahanemine algabki 1935. aastast. Teisalt selle väitega mingil määral kattub vaadeldava perioodi väävlirikkam vulkaanipurse (Rabaul, 1937). Antropogeensetest faktoritest tuleks kindlasti mainida autode arvu kasvu, samal ajal kui teed olid asfalteerimata, sillutamata ja tolmused. Autode arv Eestis 1935–1940 kasvas üle kahe korra (tabel 4, <http://www.eag.unicweb.ee>).

Tabel 4. Autode arv Eestis

Aasta	Autode arv Eestis
1932	3123
1935	3184
1937	4543
1940	6512

Tugevaimaks antropogeenseks faktoriks tuleks pidada küttekollete suitsu. Tööstuse ja muu majanduse arengu tõttu hakati ettevõtete katlamajades järjest rohkem kütust, eriti kivisütt põletama. Majandusliku olukorra paranedes said ka elanikud võimaluse oma kodudes rohkem kütta. Kütmisest tingitud mõju õhu läbipaistvusele on eriti tugev külmal talvekuudel. Siin ei tohi unustada, et sõjaeelsel ajal elektri- ja gaasipliite peaaegu üldse ei kasutatud ja toidu valmistamiseks köeti ka suvel pliite ja majade korstnatest tõusis suitsu, kuigi vähem kui talvel.

Kõige tugevam paistab olevat linna mõju 1940. aastal, mil Tartu p_2 kahaneb, aga ühegi teise siin viidatud autori järgi p_2 ei kahane. Jooniselt 2, kus on esitatud kõikide aastate kuukeskmiste p_2 väärtuste käik jaanuarist detsembrini, on näha, et kuukeskmiste keskmisest hällbib kõige enam 1940. a jaanuari p_2 väärtus. Aastal 1940 jaanuari ja veebruari keskmised õhutemperatuurid Tartus olid vastavalt -14.5 °C ja -14.8 °C , mis on paljude aastate keskmisest madalamad, vastavalt 7.8 °C ja 8.1 °C võrra. Seega olid 1940. a kaks esimest kuud

äärmuslikult külmad. Sellest tingituna toimus väga intensiivne kütmine ja õhku paisati väga suurel hulgal suitsu, mis võibki olla 1940. aastal madala p_2 põhjuseks.

Siinjuures me peame kaaluma ka sõjategevuse, kui ühe antropogeense faktori võimalikku mõju atmosfääri läbipaistvusele. Kolmekümnendast novembrist 1939 kuni 15. märtsini 1940 Tartust kirdes, ligi 300 km kaugusel, toimus Talvesõda. Pommitamise tõttu süttis hooneid nii rinde lähedal kui ka kaugel tagalas. Lisaks sellele taganevad Soome väed süütasid ise mahajäetavates külates ja linnades absoluutselt kõik hooned, mida vähegi oli võimalik süüdata, et raskendada vastasel oma vägede majutamist kogu sõja ajal kestnud äärmuslikult tugeva pakase tingimustes. Vastavalt Soome Meteoroloogia Aastaraamatule valdav tuule suund Helsingis 1939. a detsembris oli idast, kolmel järgneval sõjakuul aga kirdest. Viiburis oli 1939. a detsembris tuul valdavalt edelast, 1940. a jaanuaris aga kirdest. Veebruari ja märtsi kohta Viiburi tuule suuna andmed puuduvad (Korhonen, 2006). Võib-olla madal temperatuur Tartus ja sellest tingitud tugev kütmine pole ainuke põhjus, et Talvesõja aegne detsember (1939) on kõikidest detsembrikuudest kõige madalama läbipaistvusega, nii nagu ka Talvesõja aegne jaanuar (1940) on kõikidest jaanuarikuudest madalaima läbipaistvusega. Talvesõja aegne veebruari läbipaistvus on veebruarikuude seas teisel kohal ja märtsi läbipaistvus märtsikuude seas kolmandal kohal, kui järjestada madalamast läbipaistvusest alates. Siin pidasime muidugi silmas ainult neid mõõtmisi, mis toimusid enne 1950. aastat.

Võib-olla tuleks 1940. a kahe esimese kuu väga madalaid p_2 väärtusi aasta keskmise leidmisel mitte arvestada ja 1940. a esimese kahe kuu mõõtmistulemused asendada vastavate kuude keskmistega ajavahemikust 1932–1940, et elimineerida tugevat linna (ja võib-olla ka sõjategevuse) mõju. Joonistel 1 ja 7 on 1940. a jaoks selliselt leitud p_2 väärtus esitatud punktina. Joonistel 2 ja 5 on punktidenäidatud aastate 1932–1939 jaanuari ja veebruari keskmised p_2 väärtused.

Kerkib küsimus, kas Tartu õhu läbipaistvuse mõõtmistel võis lokaalsele (ja võib-olla sõjategevuse regionaalsele) antropogeensele mõjule juba sõjaeelsel perioodil liituda ka globaalne antropogeenne mõju? Joonisel 1 on näha, et atmosfääri läbipaistvus Feodossias kuni 1945. aastani ei ilmuta langustrendi. Ka Pivovarova arvutatud Päikese integraalse otsekiirguse keskmised suhtelised väärtused S hakkavad järjekindlalt langema alles pärast 1945. aastat. See näitab, et Feodossias ja Pivovarova poolt vaadeldud mõõtmisjaamades kuni 1945. aastani märgatavat antropogeenset mõju (või vähemalt selle kasvu) ei esinenud. Nagashima on leidnud, et kliima mudel, mis ignoreerib antropogeense aerosooli emissiooni kasvu (selles mudelis on antropogeense aerosooli emissioon konstantselt 1850. a tasemel), kirjeldab adekvaatselt globaalse aastakeskmise maapinnalähedase õhutemperatuuri tegelikku käiku umbes kuni 1940. aastani (Nagashima jt, 2005). Ka see töö lubab oletada, kuigi kaudselt, et võime lugeda globaalse antropogeense aerosooli mõju Tartu õhu läbipaistvusele 1931–1940 konstantseks. Seega võime arvata, et kogu antropogeense mõju kasv sõjaeelse Tartu õhu läbipaistvusele on kohalikku, Tartu linna (või regionaalset) päritolu.

Lokaalse antropogeense mõju otsimisel avastasime juhuslikult mõned observatooriumi töötajate võimalikud eksimused. Näiteks 1940. a jaanuaris on Päikese otsekiirguse mõõtmisi teostatud kahel päeval. Nendest ühel, 23. jaanuaril 1940, on otsekiirgust mõõdetud kell 10.15, 12.34 ja 13.59. Meteoroloogia Aastaraamatu käsikirjas on märgitud sama päeva kella 10 pilvisuseks 8 Ci, Ac, kella 13 pilvisuseks 0 ja kella 16 pilvisuseks 5 Ci, Cc. Tõenäoliselt on vähemalt esimese mõõtmise ajal taevas olnud kiudpilvi. Võib-olla tuleks selle päeva väga madalaid p_2 väärtusi kuu keskmise leidmisel mitte arvestada? See kahtlus tugevdab soovi asendada 1940. a esimese kahe kuu (või vähemalt jaanuari) p_2 väärtused paljude aastate

vastavate keskmistega, et puhastada arvutustulemused pakaseliste ilmadega kaasnevast tugeva kütmise mõjust ja samaaegselt ka ühest ilmselt mittelubatud tingimustes (Ci-pilved) tehtud mõõtmisest.

1990ndate aastate keskpaigaks on oluliselt paranenud Tõravere läbipaistvus jõudes 1930te aastate tasemele. Tiirikoja läbipaistvust võivad mõjustada, eriti talvekuudel, Kirde-Eesti tööstus ja energeetika. Samas on aasta keskmised läbipaistvuskoeffitsiendid Tiirikojal lähedased Tõravere omadele.

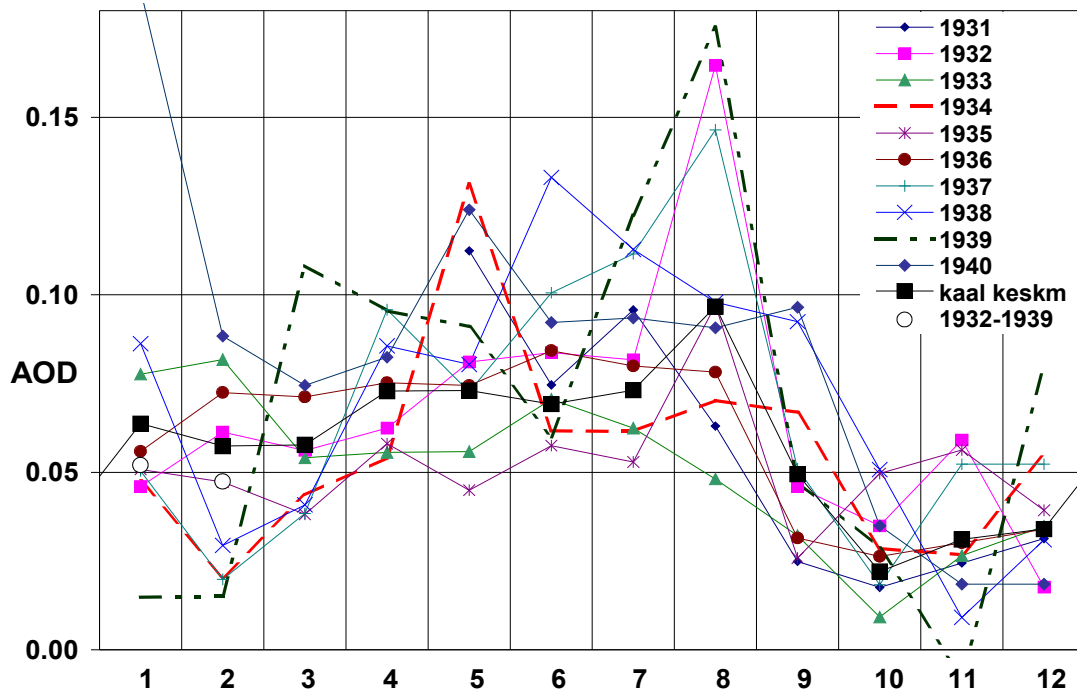
7. AEROSOOI OPTILINE TIHEDUS

7.1. Aerosooli optilise tiheduse kuukeskmised

Joonisel 13 on esitatud laiaribalise AOD kuukeskmiste väärtuste käik Tartus 1931–1940 jaanuarist detsembrini. Jämedama joonega on näidatud mõõtmispäevade arvuga kaalutud kuude keskmise aerosooli optilise tiheduse aastane käik.

Aerosooli keskmise optilise tiheduse aastane käik on keskmise läbipaistvuse aastase käigu ligikaudne peegelpilt, kus üldiselt läbipaistvuse kasvule vastab aerosooli optilise tiheduse kahanemine (võrdle jooniseid 2 ja 13). Sümmeetriat rikub sadestatava vee hulga erinevus ja väga vähesel määral ka puhta kuiva õhu optilise läbitavuse muutlikkus.

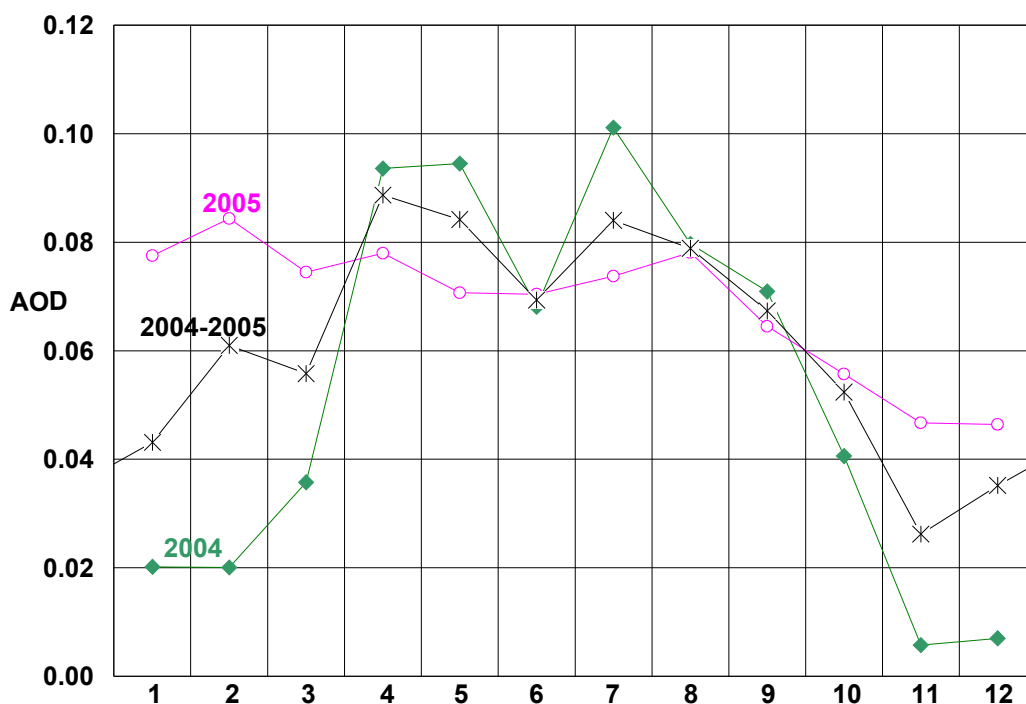
Aerosooli optilist tihedust tõstvad faktorid on ühtlasi atmosfääri läbipaistvust vähendavad faktorid ja nad said eelnevalt mainitud., aga mainime nad veelkord lühidalt. Märtsist aprillini toimub aerosooli optilise tiheduse kiire kasv (pinnase kuivamine, metsatulekahjud). Juunis AOD veidi langeb, sest värske tihe rohi ja puude ning põõsaste lehed nõrgendavad tuuli vahetult maapinna lähedal ja takistavad tolmu kerkimist. Juunist juulini AOD veidi tõuseb, juulist augustini aga toimub väga kiire kasv, sest osal taimedest lõpeb vegetatsiooniperiood ja nad kuivavad, rohi ei ole enam nii tihe, seega taimkate ei takista enam nii palju tolmu kerkimist, metsatulekahjude arv tõuseb uuesti. Augustis saavutab AOD oma maksimaalse väärtuse ja augustist oktoobrini langeb väga kiiresti, sest metsatulekahjud septembri esimesel nädalal praktiliselt lakkavad (Alton, Kiil, 2003) ning maapind läheb järjest niiskemaks. Oktoobris saavutab aerosooli optiline tihedus oma minimaalse väärtuse. Talvekuudel on AOD veidi suurem kui oktoobris, sest õhus võivad moodustada väikesed jääkristallikesed, mis hajutavad valgust.



Joonis 13. Aerosooli laiaribalise optilise tiheduse (AOD) kuukeskmised Tartus 1932 (1931)–1940.

Joonisel 13 on näha, et 1939. a novembri jaoks on AOD väärtus negatiivne, mis on aga füüsikaliselt võimatu. Viga on tekkinud ilmselt veeauru (sadestatava vee) hulga ülehindamisest. Siin me ei hakka seda väärtust elimineerima, sest vastasel korral võib AOD aasta- ja kuukeskmiste arvutamisel tekkida süstemaatiline viga, kuna liiga suuri väärtusi me ei oska tuvastada ja ei saa neid selle tõttu ka elimineerida.

Joonisel 14 on esitatud laiaribalise AOD kuukeskmiste väärtuste käik Tiirikojal 2004–2005 jaanuarist detsembrini. Jämedama joonega on näidatud mõõtmispäevade arvuga kaalutud kuude keskmise aerosooli optilise tiheduse aastane käik.



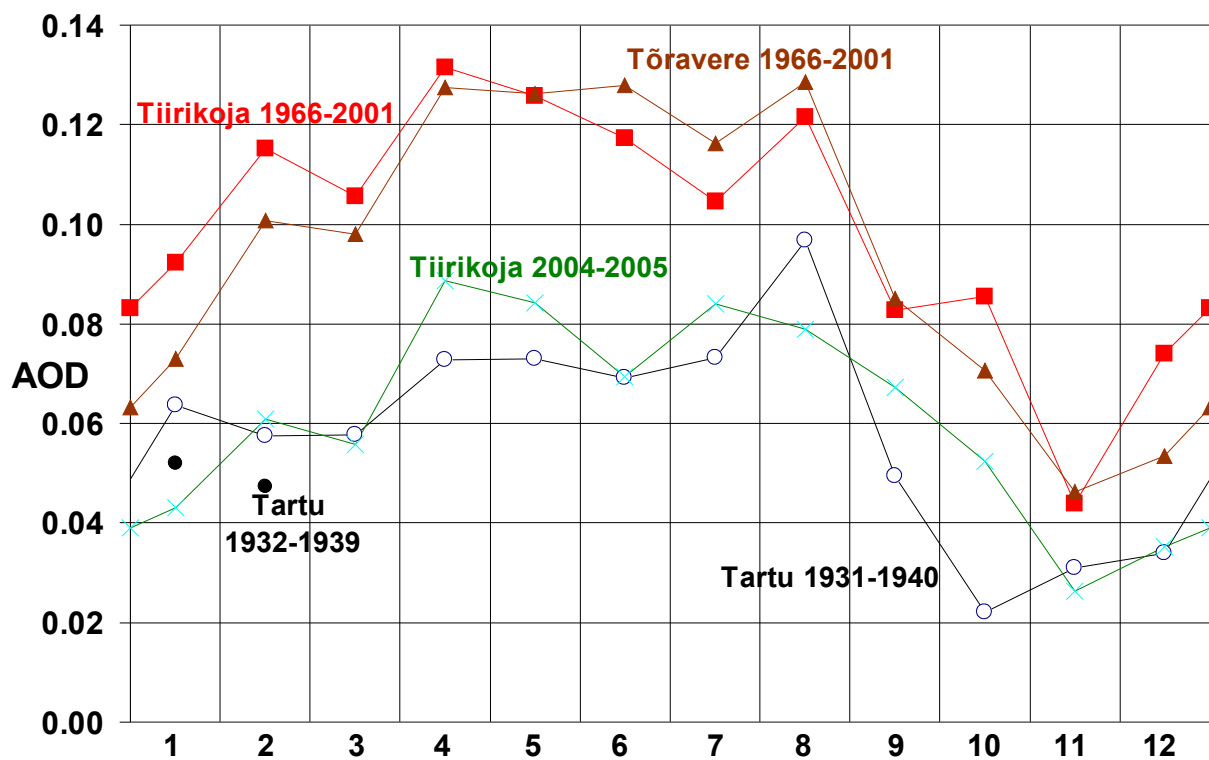
Joonis 14. Aerosooli laiaribalise optilise tiheduse (AOD) kuukeskmised Tiirikojal 2004–2005.

Kahe aasta põhjal arvatud keskmine on suhteliselt suure määramatusega ja ei ole keskmisena nii esinduslik kui pikemate ajavahemike keskmised. Joonisel 15 on võrreldud Tiirikoja laiaribalise AOD väärtusi aastatest 1966–2001 ja 2004–2005 (joonis 14). Kõikidel kuudel on aastate 2004–2005 keskmine aerosooli optiline tihedus väiksem kui vastava kuu keskmine tihedus keskmiselt suurema vulkaanilise aktiivsusega ja suurema antropogeense saastumisega mõõtmisperioodil 1966–2001. AOD kuukeskmised väärtused 1966–2001 on võetud Oleg Okulovi (2003) doktoritööst.

Keskmine aerosooli optilise tiheduse aastane käik on mõlemal ajavahemikul jäänud üldjoontes sarnaseks. Aerosooli optilise tiheduse erinevus on suurim veebruarist juunini. Maksimaalne erinevus on aprillis.

Joonisel 15 võrdleme ka Tartu 1931–1940 ja Tõravere 1966–2001 laiaribalise aerosooli optilise tiheduse üle mitme aasta keskmistatud kalendrikuude keskmiste väärtuste käikusid läbi aasta. Kõikidel kuudel on Tartu 1931–1940 keskmine aerosooli optiline tihedus väiksem

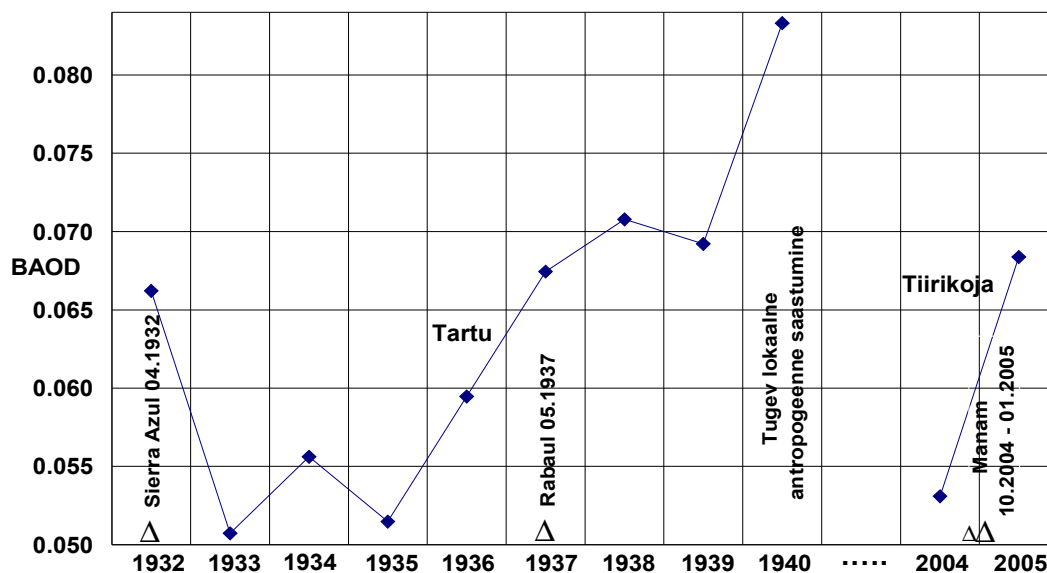
kui vastaval kuul Tõravere 1961–2001. Suurimad erinevused on aprillist juunini. Siin kerkib jällegi küsimus Arktika võimalikust saastavast rollist kevadel.



Joonis15. Tartu 1931–1940 ja Tõravere 1966–2001 laiaribalise aerosooli optilise tiheduse keskmiste väärtuste käik läbi aasta.

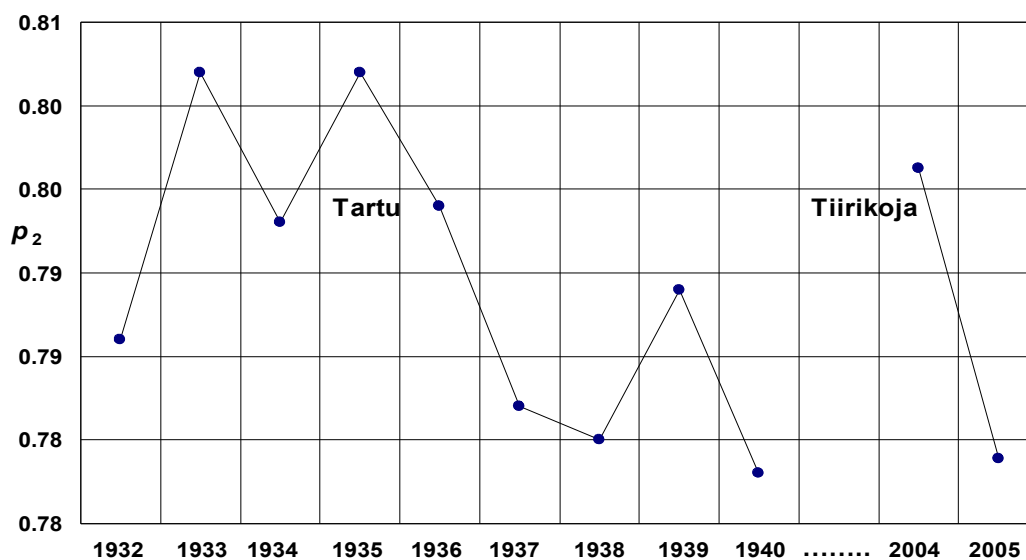
7.2. Aerosooli optilise tiheduse aastakeskmised

Joonisel 16 on kujutatud käesolevas töös arvatud laiaribalise aerosooli optilise tiheduse käik Tartus 1932–1940 ja Tiirikojal 2004–2005.



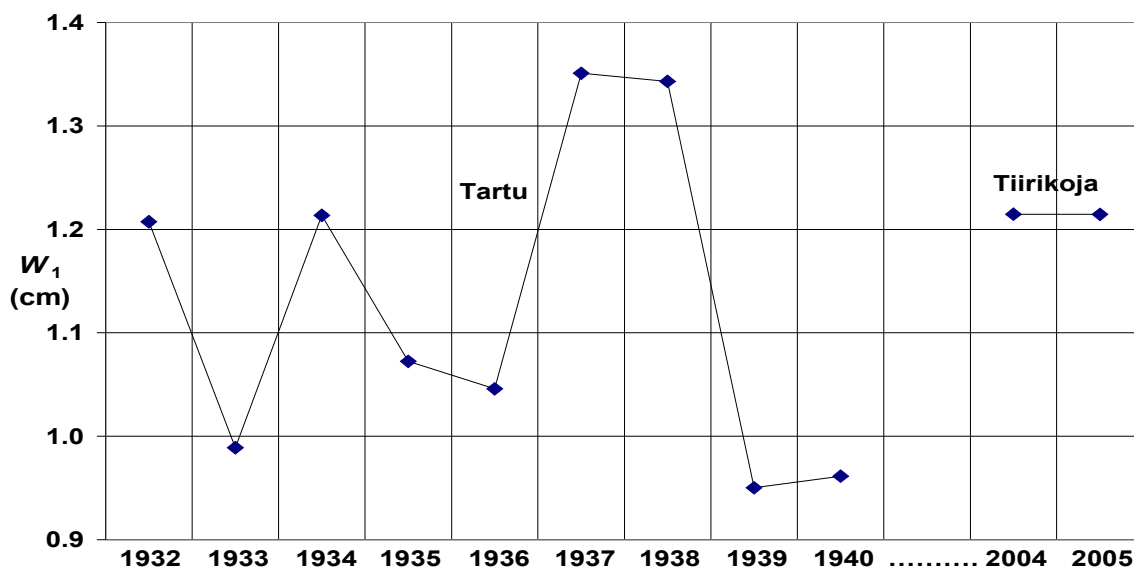
Joonis 16. Aerosooli laiaribalise optilise tiheduse käik Tartus 1932–1940 ja Tiirikojal 2004–2005.

Võrdluseks on joonisel 17 esitatud käesolevas töös arvatud atmosfääri laiaribalise läbipaistvuse p_2 muutused samades kohtades ja samal ajal.



Joonis 17. Atmosfääri laiaribalise läbipaistvuse p_2 aastakeskmised 1932–1940 Tartus ja 2004–2005 Tiirikojal

Eelpoolnimetatud kaht joonist tuleks veel võrrelda joonisega 18. Sellel on esitatud erinevate aastate mõõtmispäevade sadestatava vee aastakeskmised väärtused. Keskmistades sadestatava vee hulga üle mõõtmispäevade on saadud sadestatava vee kuukeskmised ning keskmistades viimaseid üle aasta, aastakeskmised.

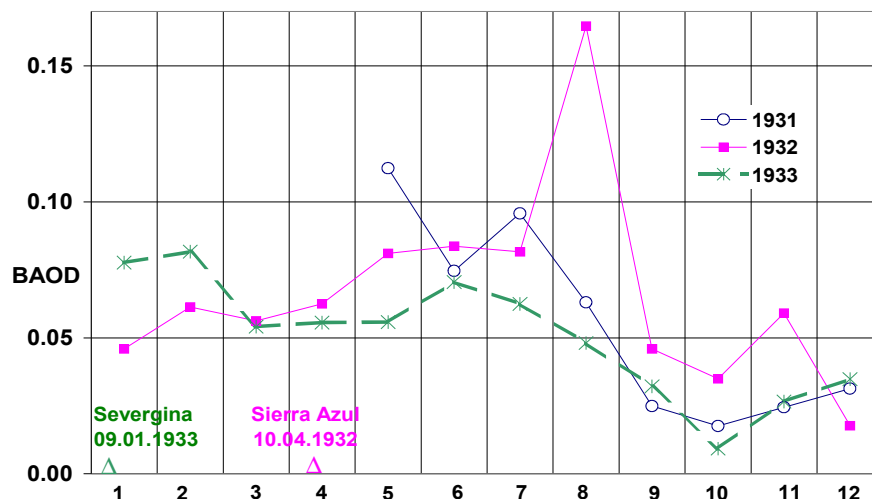


Joonis 18. Mõõtmispäevade sadestatava veesamba aastakeskmised kõrgused Tartus aastatel 1932–1940 ja Tiirikojal 2004–2005.

Ka siin on aerosooli optilise tiheduse käik läbipaistvuse käigu ligikaudne peegelpilt. Silma torkab see, et aastate 1937–1938 väga ilmsele ja tugevale miinimumile p_2 kõveral vastab palju nõrgemalt väljendunud maksimum aerosooli optilise tiheduse kõveral.

See võib osaliselt olla tingitud sellest, et keskmiselt 1937. ja 1938. aasta mõõtmispäevad on olnud suure absoluutse niiskusega (suure sadestatava vee hulgaga). Seega aastate 1937 ja 1938 suhteliselt madal atmosfääri läbipaistvus on osaliselt saavutatud suure õhuniiskuse arvel. Aasta 1939 väga selgele läbipaistvuse maksimumile vastab suhteliselt nõrk aerosooli optilise tiheduse miinimum. See on tingitud sellest, et 1939. a on vaadeldaval perioodil kõige kuivem aasta ja läbipaistvuse tõus 1939. aastal on saavutatud osaliselt õhu niiskuse vähenemise arvelt. Läbipaistvuse järsk langus 1940. aastal on aga põhjustatud peamiselt aerosooli optilise tiheduse kasvust, sest õhuniiskus võrreldes 1939. aastaga kasvab väga vähe. Sadestatava vee aastakeskmised Tiirikojal 2004. ja 2005. aastal on praktiliselt võrdsed. Seega läbipaistvuse langus 2005. aastal on põhjustatud peamiselt aerosooli optilise tiheduse kasvust.

Vaatleme vulkaanipursete võimalikku mõju aerosooli integraalsele optilisele tihedusele AOD. Sierra Azuli purske mõju uurimiseks on AOD väärtused aastate 1931–1933 kohta kantud joonisele 19. Jooniselt on näha, et 1932. a augustis, seega 4 kuud pärast Sierra Azuli purset, toimub aerosooli optilise tiheduse järsk kasv. AOD kuukeskmised väärtused püsivad eelneva ja järgneva aasta vastavatest kuukeskmistest kõrgemad kuni novembrini, seega 4 kuu jooksul. Seega AOD käik, nii nagu juba varem vaadeldud p_2 käik, on Sierra Azuli purskega kooskõlas. Raske on öelda, kas AOD mõningane tõus 1933 a jaanuaris ja veebruaris võiks olla põhjustatud Severgina purskest või Sierra Azuli purske jätkuvast mõjust.



Joonis 19. Aerosooli integraalne optiline tihedus Sierra Azuli ja Severgina purske ajajärgul.

Tabelis 5 on esitatud Sato jt andmed stratosfääri vulkaanilise optilise tiheduse AOD550 põhjapoolkera kohta Sierra Azuli purske ajajärgul:

Tabel 5. Põhjapoolkera keskmine stratosfääri vulkaaniline AOD550 1932–1933 (Sato jt 2002).

Kuu	1932. a vulk AOD550	1933. a vulk AOD550
Jaauar	0.005	0.009
Veebruar	0.005	0.009
Märts	0.004	0.008
Aprill	0.004	0.007
Mai	0.004	0.007
Juuni	0.005	0.006
Juuli	0.007	0.006
August	0.009	0.005
September	0.009	0.005
Oktoober	0.009	0.004
November	0.009	0.004
Detsember	0.009	0.004

Nagu tabelist näha, on Sato jt hinnagul vulkaanilise aerosooli optiline tihedus põhjapoolkeral maksimaalne 1932. a augustist kuni 1933. a veebruarini, seega täpselt just sel ajal, kui käesoleva töö arvutuste järgi joonisel 19 on AOD kõrgenenud väärtused (kui mitte arvestada 1932 a detsembrit). Sato jt tulemused süvendavad veendumust, et käesoleva töö 1932. aasta teise poole ja 1933. a kahe esimese kuu AOD kõrgenenud väärtused on tingitud Sierra Azuli purskest, et Tartu pürheliomeeter tõepoolest “nägi” Sierra Azuli purset ja ei olnud tegemist

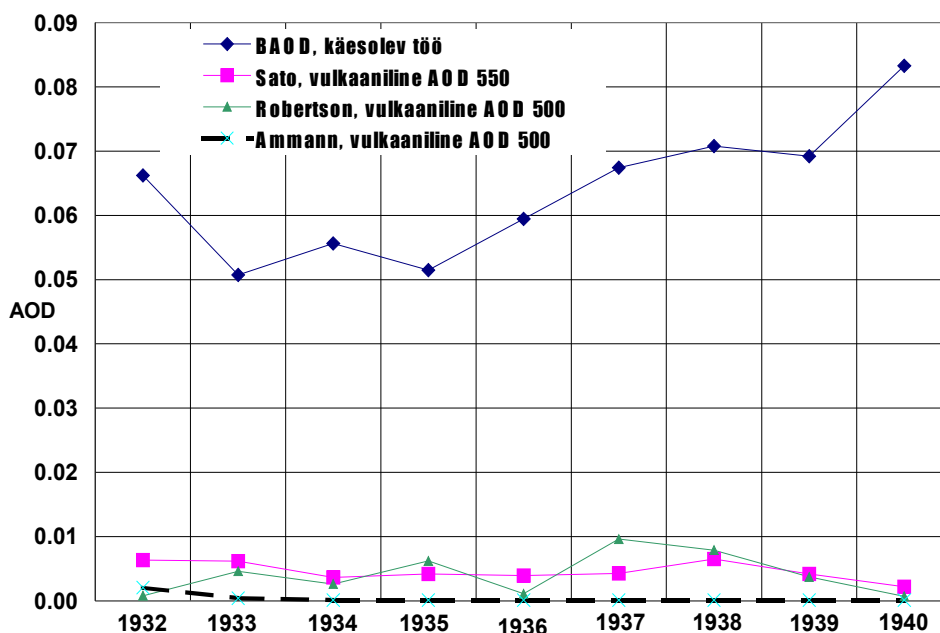
mingi juhusliku hälbega. Siiski on Sato jt vulkaanilise AOD550 muutused tunduvalt väiksemad kui meie kogu aerosooli (vulkaaniline + mittevulkaaniline) optilise tiheduse muutused. Robertson jt aga kritiseerivad Satot jt, et nad üldiselt annavad liiga väikseid vulkaanilise AOD väärtusi. Robertson jt ise ka aga ei “märganud” Sierra Azuli purset, ilmselt seetõttu, et nad toetusid liialt Antaktika ja Gröönimaa jääst leitud sulfaadikogustele. Teatavasti oli aga Sierra Azuli purse väga väävlivaene.

Aerosooli optilise tiheduse käik on kooskõlas ka Rabauli purskega ja Robertsoni väitega, et Rabauli purse oli väävlirohke, sest 1938. a esineb ilmne aerosooli optilise tiheduse maksimum. Samas aerosooli optilise tiheduse maksimum ei ole nii tugevalt väljendunud kui vastav läbipaistvuse miinimum.

Kogu sõjajärgset Tartu AOD käiku vaadeldes on näha, et ta vulkaanipursete seisukohast olulistel ajajärkudel kvalitatiivselt langeb kõige paremini kokku Sato jt vastava stratosfääri vulkaanilise aerosooli optilise tiheduse käiguga (maksimum 1938). Vulkaanilise AOD muutused on Satol jt aga väga väikesed.

Aerosooli optilise tiheduse käik on ka Manami pursetega kooskõlas, sest 2005. aastal toimub aerosooli optilise tiheduse tõus. AOD väärtus on kõrge juba jaanuaris (vt joonis 14), võib-olla on see tingitud 2004. a lõpus toimunud pursetest .

Lõpuks võrdleme käesolevas töös arvatud aerosooli laiaribalise optilise tiheduse aastakeskmiste käiku 1932–1940 erinevate autorite leitud vulkaanilise aerosooli vastavate kitsaribaliste optiliste tiheduste käiguga. Kõigepealt näeme, et stratosfääri vulkaanilise aerosooli optiline tihedus AOD500 moodustab ka Robertsoni jt (kõige suuremal) hinnangul 1937. aastal vaid umbes ühe seitsmendiku käesolevas töös arvatud kogu aerosooli (vulkaaniline + mittevulkaaniline) laiaribalisest optilisest tihedusest.



Joonis 20. Käesolevas töös arvatud kogu aerosooli laiaribalise optilise tiheduse võrdlus erinevate autorite poolt leitud stratosfääri vulkaanilise aerosooli kitsaribaliste optiliste tihedustega.

Arvestades aga, et kitsaribaline AOD500 on arvuliselt umbes 1.6 korda suurem kui laiaribaline AOD, võime öelda, et vulkaanilise aerosooli optiline tihedus ka kõige suuremal hinnangul ei moodusta kümnet protsenti kogu aerosooli optilisest tihedusest 1932–1940. Aerosooli optilise tiheduse kasv 1937 aastal (Rabauli purske) võrreldes 1936. aastaga on meie arvutuste põhjal pea sama suur kui Robertsonil. Vaadeldes aga aerosooli optilise tiheduse vähenemist 1933. aastal (Sierra Azuli purske mõju vähenemine), siis näeme, et käesoleva töö arvutuste järgi on aerosooli optilise tiheduse vähenemine palju suurem kui Ammannil jt ning Satol jt. Seega Tartu mõõtmised “nägid” Sierra Azuli purset tugevamana kui Ammann jt. ning Sato jt.

Kui 1940. aasta on Ammanni jt, Sato jt ning Robertsoni jt hinnangute keskmise järgi kõige väiksema vulkaanilise optilise tihedusega, siis Tartus oli 1940. aastal vaadeldava perioodi kõige suurem optiline tihedus. Ilmselt on see põhiliselt tingitud juba varem mainitud antropogeensetest faktoritest: aasta alguses äärmusliku pakase tõttu väga tugevast kütmisest ja võib-olla ka Talvesõja mõjust.

KOKKUVÕTE

Tartu sõjaeelsed otsekiirguse mõõtmistulemused on kooskõlas vaadeldava perioodi kõikide suuremate vulkaaniliste nähtustega ja ka linna lokaalse mõju tugevnemisega. Kui ühed jaamad (autorid) ei "märganud" 1931–1940 Sierra Azuli pursket, teised Rabauli pursket ja kolmandad ei "märganud" mitte midagi, siis Tartu pürheliomeeter "nägi" mõlemat pursket (oli mõlema purskega kooskõlas) ja seega näitas, et mõlemad pursked võisid põhjustada vulkaanilise aerosooli hulga kasvu Eesti kohal. Tõenäoliselt on see tingitud Tartu pürheliomeetri heast kvaliteedist. Aastal 1931 muretsetud Ångströmi kompensatsioon-pürheliomeeter nr 197, millega tehti Päikese otsekiirguse mõõtmisi, oli aktinomeetriliste mõõteriistade konstruktori J. D. Janiševski suusõnalise informatsiooni järgi kvaliteedi poolest Euroopa etalonriista järel teisel kohal (Mürk, 1992). Seega tehti sõjaeelses Tartus vahetuid mõõtmisi riistaga, mis oli parem kui paljude riikide etalonid. Ilmselt oli ka Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi personal väga kohusetundlik ja töökas.

Sõjaeelsed otsekiirguse mõõtmistulemused on suure teadusliku väärtusega. Nende andmete puuduseks tuleb pidada liiga urbaniseerunud piirkonnas asunud vaatluskohta. Sõjaeelse Tartu p_2 aegrea sidumiseks sõjajärgse Tartu-Tõravere aegrega tuleks lokaalsest linna mõjust vähendatud läbipaistvusi (näiteks 1940. a kahel esimesel kuul) aasta keskmise arvutamisel mitte arvestada ja asendada nad paljude aastate vastavate kuude keskmistega.

Käesolevas töös on näidatud, et Eesti metsatulekahjude suurem pindala mingil aastal üldiselt ei vähenda sama aasta atmosfääri keskmist läbipaistvust, korrelatsioon üheski kolmest vaatlusreast pole negatiivne.

Aerosooli optilise tiheduse tõusu 1940. aastal on käesolevas töös seostatud eelkõige antropogeensete faktoritega.

Käesolevas töös arvatud aerosooli laiaribalise optilise tiheduse käik on kooskõlas vulkaaniliste nähtustega. Kuigi aerosooli optilise tiheduse maksimum 1938. aastal ei ole nii tugevalt väljendunud kui sama aasta läbipaistvuse miinimum, on ta siiski selgelt olemas. Käesoleva töö tulemused toetavad Robertsoni jt väidet Rabauli 1937. a purske olulisusest ja sulfaadirohkusest, seega ka Robertsoni jt kriitikat Stothersi jt aadressil, kes peavad 1930ndaid aastaid vulkaanilise aerosooli poolest foonilisteks (nullnivoolisteks). Käesoleva töö tulemused aastate 1937–1938 kohta on kvalitatiivselt kooskõlas ka Sato jt. tulemustega. Võrreldes 1932. aasta augustist 1933. aasta veebruarini Tartus esinenud aerosooli optilise tiheduse tõusu Sato jt hinnangutega sama ajavahemiku kohta võime väita, et see tõus on põhjustatud Sierra Azuli purskest meie laiuskraadideni jõudnud aerosoolist. Sierra Azuli purske mõju on käesoleva töö arvutuste jägi suhteliselt lühiajaline (umbes pool aastat). Seega käesolev töö toetab Traufetteri jt väidet, et Sierra Azuli purse oli väävlivaene. Käesoleva töö AOD väärtused aastate 1932–1933 kohta on (kvalitatiivselt) kooskõlas Ammanni jt ning Sato jt tulemustega.

Lõppkokkuvõttes võib väita, et käesoleva töö arvutused (koos võrdlustega teiste autorite töödega) näitavad, et nii Sierra Azuli (1932) kui ka Rabauli (1937) purse põhjustasid aerosooli optilise tiheduse kasvu Eesti kohal.

Atmospheric Transparency in Tartu, 1931–1940

SUMMARY

Regular observations of broadband direct solar beam at the Meteorological Observatory of the University of Tartu started on 6 May 1931. The Ångström pyrheliometer No 197 was used. Up to 11 November 1940, in total 1302 observations were made on 677 days. Analyzing this unique database, we calculated for each observation the Atmospheric Integral Transparency Coefficient (AITC) p_2 which corresponds to the atmospheric optical mass $m = 2$ and the solar elevation 30° .

For 1934–1940, the annual averages of the AITC p_2 have a similar behaviour with those for Feodosiya (except 1940). This harmony can be explained in part by the Rabaul volcanic eruption in 1937.

Comparing transparency in Tartu during the pre-war period 1931–1940 with transparency in the post-war period, especially during 1965–1993, a conclusion can be made about higher transparency before the war.

Before linking the pre-war and post-war time series of transparency in Tartu, the pre-war series should be inspected in order to eliminate some observations (especially in the beginning of 1940) when the solar disc was contaminated with smoke and/or Ci-clouds.

KASUTATUD KIRJANDUS

- Alton, H., Kiil, A. D., 2003. Metsatulekahjud, Jõgeva, Eesti Metsaseltsi väljaanne.
- Ammann, C. M., Meehl, G. A., Washington, W. M., Zender, C. S., 2003. A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geoph. Res. Lett.*, 30, 12, 1657.
- Carn, S., 2006, Sulfur Dioxide Plume from Manam Volcano, Earth Observatory, NASA, News, New images http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=16820
- Davis, T. N., 1983. Forest fires. *Alaska Science Forum*, Article No. 610. <http://www.gi.alaska.edu/ScienceForum/ASF6/610.html>.
- Ernits, P., Pitk, M., Raudvere, R., 2006. Hea, et majast välja sain, *Maaleht*, 4. Mai 2006, 3.
- Fromm, M., Bevilacqua, R., Servranckx, R., Rosen, J., Thayer, J.P., Herman, J., Larko, D., 2005. Pyro-Cumulonimbus Injection of Smoke to the Stratosphere: Observations and Impact of a Super Blowup in Northwestern Canada on 3-4 August 1998. *J. Geoph. Res.* 110, D8, D08205, Paper No. 10.1029/2004JD005350.
- Gonzalez-Ferran, O., Lahsen, A., Brown, F., 2006. 1932 Quizapu eruption the impact on the atmosphere and environment in South America. *IUGG 2003*, http://www.pac.ne.jp/IUGG2003/EN/program.asp?session_id=JSV02-Posters&program_id=008142-2
- Gueymard, C., 1993. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Solar Energy*, 51, 2, 121–138.
- Herber, A., König-Langlo, G., Kupfer, H., Debatin, S., Graeser, J., Loose, B., 2006. BSRN Station (KOL 01) and AOD Measurements (KOL 03) at AWIPEV station in Ny-Ålesund, Spitzbergen, <http://www.ifremer.fr/ifrtp/awipev/pdf/Radiation-Station.pdf>
- Hmelevtsov, S. S., 1986. Aerezol'nye i gazovye vulkaničeskie vybrosy v atmosfere, vlijajuščie na klimat zemli. *Vulkany, Stratosfernyj Aerezol' i Klimat Zemli*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 7–26 (vene k).
- Kaasik, K., 1993. Atmosfääri läbipaistvus Tartus-Tõraveres aastatel 1931–1991. Diplomitöö. Tartu, TÜ.
- Korhonen, S., 2006. The weather during the Winter War, Part 2, www.winterwar.com.
- Lazaridis, M., Semb, A., Hov, Ø., 1999. Long range transport of Aerosol Particles, A Literature Review, *EMEP/CCC-Report8/99*
- Lenoble, J., 1993. *Atmospheric Radiative Transphere*, A. Deepak Publishing, 523.
- Mürk, H., Ohvril, H., 1990. Inženernaja metodika privedenija koeficienta prozračnosti atmosfery ot odnoj atmosfernoju massy k drugoj. *Meteorologia i Gidrologia*, 1, 103–106 (vene k).
- Mürk, H., 1992. Meteoroloogia- ja klimatoloogialasest uurimistööst 1920–1940. Teaduse Ajaloo Lehekülgi Eestis VIII, Tallinn, Valgus, 80–97.

- Nagashima, T., Shiogama, H., Yokohata, T., Crooks, S. A., Nozawa, T., 2005. The effect of carbonaceous aerosols on surface temperature in the mid twentieth century. www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~agcmadm/papers/nagashima.doc.
- Ohvril, H., 2006. Atmosfäärioptika ja aktinomeetria. Loengukonspekti käsikiri.
- Ohvril, H., Teral, H., Tee, M., Russak, V., Okulov, O., Jõeveer, A., Kallis, A., Abakumova, G., Terez, E., Guschchin, G., Terez, G., Olmo, F. J., Alados-Arboledas L. and Laulainen, N., 2005. Multi-annual variability of atmospheric transparency in Estonia. SOLARIS 2005. 2nd Joint Conference. International Forum of Experts in Solar Radiation, Hellenic Illumination Committee. Athens, 42–46. www.kormos.gr/VirtualDB/Imtext/125/Ohvril1.pdf+Ohvril+Teral+Laulainen&hl
- Pivovarova, Z. I., 1986. Radiacija v atmosfere posle vulkaničeskih izverženij. Vulkany, Stratosfernyj Aerozol' i Klimat Zemli. Leningrad, Gidrometeoizdat, 127–145 (vene k).
- Robertson, A., Overpeck, J., Rind, D., Mosley-Thompson, E., Zielinski, G., Lean, J., Koch, D., Penner, J., Tegen, I., Healy, R., 2001. Hypothesized Climate Forcing Time Series for the Last 500 Years, *J. Geoph. Res.* 106, D14, 14783-14803.
- Ross, J. K., 1957. O zavisimosti perevodnogo množitelja otnositelnyh aktinometrov ot temperaturey. Trudõ glavnoj geofizitičeskoj observatorii imeni A. I. Voejkova, vypusk 68, 204–208 (vene k).
- Ruuskanen, T. N., Reisell, A., Keronen, P., Aalto, P. P., Laakso, L., Grönholm, T., Hari, P., Kulmala, M., 2003. Atmospheric trace gas and aerosol particle concentration measurements in Eastern Lapland, Finland 1992–2001. *Boreal Environment Research*, 8, 335–349.
- Sato, M., 2002. Stratospheric aerosol optical thickness. http://www.giss.nasa.gov/data/strataer/tau_line.txt.
- Schmaltz, J., 2006. Continued eruption of Manam Volcano, Earth Observatory, NASA, <http://www.spacedaily.com/news/tectonics-04v.html>
- Sparks, S., Self, S., Grattan, J., Oppenheimer, C., Pyle, D., Raimer, H., 2005. Super-eruptions: global effects and future threats. Report of a Geological Society of London Working Group www.geolsoc.org.uk/supereruptions.
- Spencer, J. W., 1971. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2, p. 172.
- Stothers, R. B. 2001. Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Stellar extinction period, 1961-1978. *J. Geophys. Res.* 106, 2993–3003, doi:10.1029/2000JD900652.
- Traufetter, F., Oerter, H., Fisher, H., Weller, R., Miller, H., 2004. Spatio-temporal variability in volcanic sulfate deposition over the past 2kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 50, 168, 137–145.
- Uustare, M., 2005 Tõraverre saabuva õhu päritolu kõige sumedamatel ja kõige selgematel päevadel 2002. aasta suvel. Bakalaurusetöö. Tartu, TÜ.

Vinogradova, A. A., 2000. Atmospheric pollutants in the Russian Arctic atmosphere: sources and sinks in spring and summer. *Atmospheric Environment*, 34, 29–30, 5151–5160.

Vodde, F., 2000. Forest and forest management. http://www.bka.hiiuloodus.ee/andmeid/eng_forest.html.

Aastaraamat Mets 2005. http://www.metsad.ee/mets_xx/2005_metsatulekahjud.pdf

SITMO, 2005. <http://www.sitmo.nl/index>

Solar Forcing of Climate. *Climate Change 2001: Working Group I: The Scientific Basis*. URL accessed on March 10, 2005. http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/244.htm

TÄNUAVALDUSED

Täna kõiki, kes käesoleva töö valmimisele kaasa on aidanud. Alustaksin dotsent Kalev Tarkpeast, kes FKEF juhatajana igati soosis ja julgustas minu õpingute jätkamist. Täna dr Piia Posti käsikirjaliste meteoroloogia aastaraamatute leidmise, teaduskonverentsi korraldamise ja artiklite kogumiku toimetamise ja rahastamise saavutamise eest. Kolleegid Ilmar Ansko ja Varpo Redi aitasid kaasajastada minu arvutit, Mari-Õis Madisson aitas kontrollida sisestatud andmete õigsust.

Täna Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituuti ja Tiirikoja Järvejaama nende mõõteandmete kasutamise võimaldamise eest, Tiirikoja Järvejaama juhatajat dr Oleg Okulovi 2004. ja 2005. aasta andmete kokkukoondamise ja meile edastamise eest, dr Viivi Russakut Tartu läbipaistvuse aastakeskmiste eest 1950–1954 ja Tõravere läbipaistvuse aastakeskmiste eest 2004–2005

Sügava lugupidamisega meenutan sõjaeelse Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi töötajaid ja prof Kaarel Kirdet, kelle kohusetundliku töö tulemusena valmisid meteoroloogia aastaraamatud.

Kõige rohkem täna aga dotsent Hanno Ohvrilit, kelle ideel algas meie ühisuuring ja valmis magistritöö.

Lisa 1

Atmosfääri laiaribalise läbipaistvuskoeffitsiendi p_2 kuu- ja aastakeskmised väärtused Tartus 1931(32)-1940

Kuu	Mpk	1931		1932		1933		1934		1935		1936		1937		1938		1939		1940		1931(1932)-1940	
		Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Keskmine	Kaal kesk
Januar	23			0.8084	3	0.8001	3	0.8082	2	0.8472	4	0.8132	1	0.8147	5	0.7737	1	0.8376	2	0.7152	2	0.8020	0.8085
Veebruar	35			0.8077	7	0.7838	2	0.8325	4	0.8057	1	0.8023	4	0.8359	2	0.8233	5	0.8460	1	0.7925	9	0.8144	0.8095
Märts	57			0.8057	7	0.8065	7	0.8181	6	0.8207	7	0.7901	10	0.8183	4	0.8095	4	0.7641	2	0.7957	10	0.8032	0.8041
Aprill	72			0.7925	7	0.7975	10	0.7998	10	0.7974	7	0.7839	5	0.7639	9	0.7729	7	0.7683	5	0.7836	12	0.7844	0.7855
Mai	97	0.7461	15	0.7635	5	0.7961	7	0.7287	5	0.8069	8	0.7758	11	0.7736	6	0.7716	11	0.7696	14	0.7434	15	0.7675	0.7656
Juuni	97	0.7718	17	0.7644	3	0.7760	9	0.7822	14	0.7805	5	0.7578	13	0.7455	10	0.7237	9	0.7846	6	0.7555	11	0.7642	0.7638
Juuli	85	0.7449	14	0.7573	7	0.7756	8	0.7697	4	0.7818	10	0.7596	7	0.7373	1	0.7308	12	0.7298	10	0.7540	12	0.7541	0.7530
August	92	0.7759	13	0.6935	5	0.7882	4	0.7686	9	0.7453	5	0.7651	11	0.7000	2	0.7450	14	0.6953	19	0.7558	10	0.7433	0.7431
Sept	58	0.8181	7	0.7950	10	0.8037	3	0.7743	8	0.8219	1	0.8115	6	0.7892	4	0.7531	8	0.8005	9	0.7570	2	0.7924	0.7909
Oktoober	29	0.8283	7	0.8106	3	0.8340	3	0.8091	3	0.7912	2	0.8263	3	0.8186	2	0.7918	1	0.8271	3	0.8162	2	0.8153	0.8194
Nov	22	0.8272	1	0.7967	3	0.8287	5	0.8236	1	0.8013	4	0.8239	1	0.7962	1	0.8306	2	0.8549	2	0.8336	2	0.8217	0.8204
Dets	17	0.8261	3	0.8341	1	0.8278	4	0.8065	1	0.8242	1	0.8216	1	0.7962	1	0.8393	2	0.7900	2	0.8336	1	0.8199	0.8214
Aastakeskmine				0.7858		0.8015		0.7935		0.8020		0.7943		0.7824		0.7804		0.7890		0.7780		0.7902	0.7904

Kkesk - kuukeskmise p_2 väärtus.

Mp - möötmisspäevi - päevade arv kuus, mil toimusid möötmised.

Mpk - kuu möötmisspäevade arv kõigil aastatel kokku.

Raamitud lahtrites on kuud, mil möötmisi ei toimunud, vastav p_2 on saadud naaberkuude p_2 interpoleerimisega ja märgitud ühekordse möötmisena.

Lisa 2.

Laiaribalise AOD kuu- ja aastakeskmised väärtused Tartus 1931(32)-1940

Kuu	Mpk	1931		1932		1933		1934		1935		1936		1937		1938		1939		1940		1931(1932)-1940	
		Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Kkesk	Mp	Keskmine	Kaal kesk
Jaanuar	23			0.0460	3	0.0776	3	0.0476	2	0.0508	4	0.0559	1	0.0504	5	0.0863	1	0.0149	2	0.1858	2	0.0683	0.0637
Veebruar	35			0.0613	7	0.0817	2	0.0205	4	0.0472	1	0.0724	4	0.0198	2	0.0294	5	0.0150	1	0.0883	9	0.0484	0.0574
Märts	57			0.0562	7	0.0541	7	0.0436	6	0.0382	7	0.0713	10	0.0384	4	0.0408	4	0.1083	2	0.0745	10	0.0584	0.0577
Aprill	72			0.0625	7	0.0556	10	0.0541	10	0.0581	7	0.0752	5	0.0958	9	0.0856	7	0.0955	5	0.0824	12	0.0739	0.0728
Mai	97	0.1124	15	0.0810	5	0.0558	7	0.1312	5	0.0450	8	0.0744	11	0.0726	6	0.0804	11	0.0910	14	0.1239	15	0.0868	0.0730
Juuni	97	0.0746	17	0.0837	3	0.0705	9	0.0617	14	0.0575	5	0.0843	13	0.1006	10	0.1330	9	0.0600	6	0.0922	11	0.0818	0.0692
Juuli	85	0.0957	14	0.0817	7	0.0625	8	0.0615	4	0.0529	10	0.0800	7	0.1115	1	0.1128	12	0.1224	10	0.0934	12	0.0874	0.0731
August	92	0.0630	13	0.1646	5	0.0481	4	0.0703	9	0.0971	5	0.0782	11	0.1464	2	0.0979	14	0.1754	19	0.0907	10	0.1032	0.0967
Sept	58	0.0249	7	0.0459	10	0.0321	3	0.0668	8	0.0258	1	0.0315	6	0.0510	4	0.0924	8	0.0474	9	0.0965	2	0.0514	0.0494
Oktoober	29	0.0176	7	0.0349	3	0.0092	3	0.0286	3	0.0497	2	0.0263	3	0.0183	2	0.0508	1	0.0287	3	0.0349	2	0.0299	0.0221
Nov	22	0.0244	1	0.0591	3	0.0266	5	0.0268	1	0.0563	4	0.0302	1	0.0523	1	0.0091	2	-0.0080	2	0.0185	2	0.0295	0.0311
Dets	17	0.0313	3	0.0177	1	0.0348	4	0.0550	1	0.0393	1	0.0340	1	0.0523	1	0.0310	2	0.0800	2	0.0185	1	0.0394	0.0340
Aastakeskmine				0.0662		0.0507		0.0556		0.0515		0.0595		0.0674		0.0708		0.0692		0.0833		0.0632	0.0584

Kkesk - kuukeskmise laiaribalise AOD väärtus.

Mp - mõõtmispäevi - päevade arv kuus, mil toimusid mõõtmised.

Mpk - kuu mõõtmispäevade arv kõigil aastatel kokku.

Raamitud lahtrites on kuud, mil mõõtmisi ei toimunud, vastav AOD on saadud naaberkuude AOD-de interpoleerimisega ja märgitud ühekordse mõõtmisena.

Lisa 3.

Curriculum vitae

I. Üldandmed

1. Ees- ja perekonnanimi: LENNART NEIMAN.
2. Sünniaeg ja -koht: 02. 01. 1944 Hara küla Noarootsi vald Läänemaa.
3. Kodakondsus: Eesti Vabariigi kodanik.
4. Perekonnaseis: abielus.
5. Aadress: Tartu Pärna 29-48, telefon: 7 375 536, *e-mail*: Lennart.Neiman@ut.ee
6. Praegune töökoht: TÜ Eksperimentaalfüüsika ja tehnoloogia instituut, optika ja spektroskoopia assistent.
7. Haridus: lõpetanud Pürksi 7-klassilise kooli 1958, Haapsalu I Keskkooli 1962, TRÜ füüsikaosakonna füüsika (elektroonika) erialal 1967.
8. Keelteoskus: eesti, vene, saksa, inglise.
9. Teenistuskäik: alates 18.01.1968 kuni 31.08.2002 töötanud pidevalt TÜ (TRÜ) füüsikaosakonnas inseneri või vaneminsenerina, vahepeal paralleelselt poole kohaga ka lepinguliste tööde vaneminsenerina, nooremteadurina ja teadurina;
01.09.2002–31.01.2003 erakorralise assistendina, 01.02.2003 kuni praeguse ajani assistendina.

II. Teaduslik ja arendustegevus

1. Peamised uurimisvaldkonnad:
 - a) luminofooride uurimine: [2] uurinud luminofooride fotoelektrilisi omadusi ja kiirus ning neeldumisspektreid,
 - b) eksperimendi automatiseerimine: [1] välja töötanud monokromaatori skaneerimise ja registreeriva seadme juhtimise süsteemi, mida kasutati teadustöös ja mille analoog ehitati tellijale lepingulise töö korras,
 - c) mehaanokeemia: [3], [4], [5], [6], uurinud erinevalt peenestatud aineid derivatograafilisel meetodil, eriti alumiiniumrootoritega ainete peenestamisel peenestatud ainesse sattunud alumiiniumlisandi mõju peenestatud aine omadustele,
 - d) vaakumaurustamine: paljude uurimisrühmade teadustööd abistades olen aurustanud peegleid, elektroode, kontakte jne,
 - e) atmosfäärioptika: [7] õhu läbipaistvuse muutlikkuse uuringud, Päikese otsekiirguse mõõtmisandmete töötlus, vulkaanipursete, metsatulekahjude ja antropogeense faktori võimaliku mõju hindamine.

III. Õppetöö

1. Juhendanud elektripraktikumi, pooljuhtide füüsika praktikumi, vaakumtehnika praktikumi, füüsikaliste mõõtmiste aluste praktikumi, füüsika harjutusi; juhendanud dielektrikute füüsika seminari, tuumakiirguste mõõtmise praktikumi vaakumi saamise ja kasutamise töid, elektrimõõtmiste praktikumi.
2. Õppevahendid (TÜ kirjastus):
 1. U. Nõmm, L. Neiman, Pooljuhtide ja tahke keha füüsika praktikumi tööjuhendid, Tartu, 1971.
 2. U. Nõmm, L. Neiman, Pooljuhtide ja tahke keha füüsika praktikumi tööjuhendid, Tartu, 1988.
 3. U. Nõmm, L. Neiman, Rukovodstvo k praktikumu po fizike poluprovodnikov i tvjerdogo tela, Tartu, 1984
 4. U. Nõmm, L. Neiman, L. Uibo, Praktitšeskie rabotõ po fizike poluprovodnikov, Tartu, 1981.

Olen kirjutanud väiksemaid erijuhendeid ka üksikute tööde kohta.

Olen olnud ühe ülikooli kirjastuses välja antud õppevahendi vastutav toimetaja.

Olen täiustanud ja juurutanud mitmeid praktikumitöid. Juurutatud töödest märkimisväärsamad on *Laengukandjate liikuvuse, eluea ja difusioonikoefitsiendi leidmine, Tunneldioodi uurimine, p-n siirde mahtuvuse uurimine, Klaasile selgendava kile aurustamine.*

IV. Administratiivtöö ja muud kohustused

Olen kolmel korral osalenud uute üliõpilaste vastuvõtukomisjoni töös.

23. mail 2006

L. Neiman

Lisa 4.

Lennart Neimani publikatsioonide loetelu

- 1.** Nõmm U.H., Neiman L.O., Tiirik A.K., Avtomatitšeskij spektrofotometr s registratsiej dannõh na perfolente. Priborõ i Tehnika Eksperimenta, 5, 1980, 187–190.
- 2.** Ludri H.H., Neiman L.O., Nõmm U.H., Rammo I.H., Tiirik A.K., Issledovanie fotoelektritšeskikh i ljuminestsentnõh svoistv poroškovõh obraztov iz sulfida kadmii, Trudõ TPI, serija A, võpusk 279, 1969.
- 3.** Uibo L.J., Pae P.J., Neiman L.O., Aktivatsija aljuminija pri dispergirovanii v dezintegratore, Dokladõ 7. vsesojuznogo simpoziuma po mehanoemissii i mehanotvjerdõh tel, Taškent, 1981, 67-70.
- 4.** Uibo L.J., Lembra L.A., Pae P.J., Neiman L.O., Kiisler A.-A.H., Reaktsii v tvjerdoj faze pri nagreve dispergirovannoj smesi kvartsevogo peska i karbonata natrija, Dokladõ 7. vsesojuznogo simpoziuma po mehanoemissii i mehanohimii tvjerdõh tel, Taškent, 1981, 132–136.
- 5.** Uibo L.J., Pae P.J., Neiman L.O., Mehanohimitšeskie reaktsii v smesjah karbonatov štšjelotšnõh metallov s okislami kvartsa ili titana. Vsesojuznõj simpozium po mehanoemissii i mehanohimii tvjerdõh tel, Tallinn, 1981.
- 6.** Uibo L.J., Pae A. J., Pae P.J., Neiman L.O., Issledovanie nektorõh mehanohimitšeskikh reaktsii. Tezisõ dokladov seminaru “UDA-tehnologija”, Tallinn, 1982, 12–14.
- 7.** Neiman L., Ohvril H, Atmosfääri läbipaistvus Tartus 1931–1940, Publicationes Geophysicales Universitatis Tartuensis 50, Tartu Ülikooli Ilmade Observatooriumi 140. juubeli konverentsi ettekanded, Tartu 2006, 107-117.