

Tallinna Reaalkool

Atmosfääri mudeldamine ja katseandmete põhjal täpseima mudeli leidmine

Uurimistöö

Jarl Patrick Paide

11.a

Juhendaja: õp Mart Kuurme

Tallinn 2019

Sisukord

Sissejuhatus	3
1 Teooria	4
1.1 Adiabaatiline protsess	5
1.2 Kuiv adiabaatiline temperatuurigradient	7
1.3 Rõhu muutus kõrgusega	7
1.4 Pilved	8
1.5 Päikese mõjutus	9
2 Katse ülesehitus	10
2.1 Katse eesmärk	10
2.2 Katsemetoodika valik	10
2.3 Katse planeerimine	11
2.4 Katse läbiviimine	13
3 Katseandmete analüüs	14
3.1 Lennu asukohaline ülevaade	14
3.2 Temperatuuri muutus kõrgusega	15
3.3 Rõhu muutus kõrgusega	19
Kasutatud materjalid	22
Kinnitusleht	23

Sissejuhatus

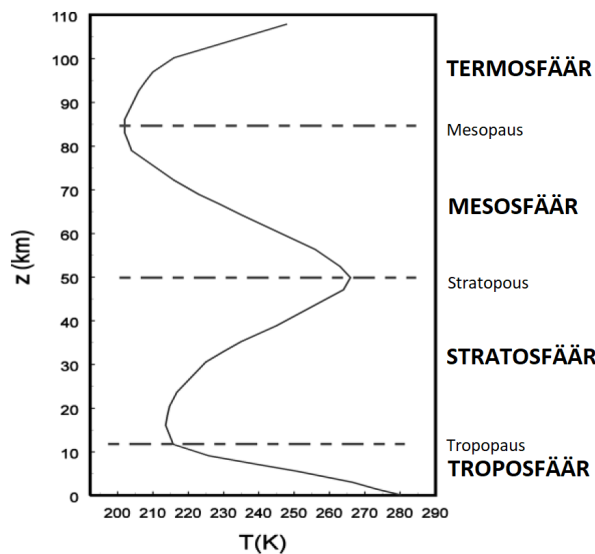
Globaliseeruv ja ülerahvastatud maailmas on maa atmosfääri reostatus üks kõige olulisemaid probleeme. Atmosfääri reostusega kaasneb kasvuhooneefekt - kliima soojenemine, mis omakorda viib maailmamere tõusule. Atmosfääri mudeldamine aitab mõista atmosfääris toimuvaid protsesse ja leida lahendusi atmosfääri seisundi parandamiseks. Mudeli andmeid saab kasutada globaalse atmosfääri mudeli väljatöötamisel.

Uurimistöö eesmärk on leida vaatlusandmete alusel võimalikult täpne mudel, mis kirjeldaks atmosfääri temperatuuri ja rõhu seoseid vastavalt kõrgusele maapinnast. Uurimisküsimus on "Millised seosed on atmosfääris mõõdetavate parameetrite vahel - temperatuur, rõhk ja kõrgus maapinnast?".

Uurimistöö alguses leitakse erinevate eeldustega erinevad seosed temperatuuri ja rõhu sõltuvusest kõrgusest. Praktilises osas tehakse mõõtmisi heeliumõhupalli külge kinnitatud mõõteriistaga, mis lennutatakse stratosfäärini ja pärast kontrollitakse katseandmete põhjal teoreetilises osas saadud seoste kehtivust.

1 Teooria

Käesolevas osas leitakse seoseid, kuidas kirjeldada atmosfääris rõhu ja temperatuuri sõltuvust kõrgusest.



Joonis 1. Temperatuuri sõltuvus kõrgusest

Joonisel 1 on näha, kuidas temperatuur muutub kõrguse kasvades. Troposfääris temperatuur langeb ja stratosfääris temperatuur tõuseb. Kõrguse kasvades rõhk väheneb, sest kõrguse kasvades väheneb ülevalpool oleva õhu mass, mis surub õhku kokku tekitades rõhku. Kuna rõhk väheneb, siis temperatuur langeb. See seletab temperatuuri langust troposfääris. Peale troposfääri tuleb osoonikiht, mis asub stratosfääris. Osoon neelab päikeselt tulevat kiirgust muutes selle soojuseks. Mida kõrgemal, seda vähem kiirgust on neelatud päikese poolt ja seda soojem. Eelkirjeldatud atmosfääri kihtides on kogutud käesoleva uurimistöö katseandmed.

On olemas erinevaid gaasi mudeleid. Nendest kõige tuntum on ideaalse gaasi olekuvõrrand. Ideaalne gaas erineb reaalsest gaasist kahe eelnuse poolest. Ideaalses gaasis ei arvestata osakeste vahelist vastastikjõude. Ideaalses gaasis on osakestel tühiselt väike suurus. Võib eeldada, et gaas on ideaalne siis kui rõhk on väike kriitilise rõhu suhtes ja temperatuur

on kõrge kriitilise temperatuuri suhtes. Kui rõhk on kõrge siis on osakeste vahelisi kokkupõrkeid palju ja osakeste suurus saab oluliseks. Kui temperatuur on madal siis liiguvad osakesed aeglaselt ja osakestel on rohkem aega olla üksteise mõjuväljas ja saada mõjutatud. Kui me vaatame atmosfääri siis kõige kõrgem rõhk on maa lähedal ja kõrguse tõustes see väheneb, millega väheneb ka osakeste vaheline vastasmõju. Atmosfääris olevad rõhud on väikesed võrreldes õhu kriitilise rõhuga. Temperatuur võib langeda atmosfääris küll madalale, aga mitte piisavalt madalale, et see läheneks kriitilisele temperatuurile. Seega võib eeldada, et atmosfääris olevad gaasid käituvad kui ideaalsed gaasid. Ideaalse gaasi olekuvõrrand on

$$pV = \nu RT, \quad (1)$$

kus p on gaasi rõhk, V on gaasi ruumala, $\nu = \frac{m}{\mu}$ on gaasi kogus moolides, kus m on gaasi mass ja μ on gaasi molaarmass, R on univarsaalne gaasikontant ja T on gaasi temperatuur.

Atmosfääris rõhk langeb kõrguse kasvades. Rõhu erinevus erinevatel kõrgustel toob kaasa rõhkude vahest tingitud üles pooles suunatud jõu, mille tasakaalustab gravitatsiooni jõud. Rõhk muutub dp võrra kõrguse dz võrra kasvades, kui õhu tihedus kõrgusel z on ρ , järgnevalt:

$$dp = -\rho g dz \quad (2)$$

1.1 Adiabaatiline protsess

Termodünaamika esimene seadus on avaldatud alljärgnevalt

$$dU = dQ - dA \quad (3)$$

kus dU on gaasi siseenergia muutus, dQ on soojushulga muutus ja dA on töö muutus.

Gaasi siseenergia U avaldub vabadusastmete i kaudu järgneva seose abil

$$U = \frac{i}{2} \nu RT \quad (4)$$

Konstantse ruumala puhul tööd ei tehta, seega kogu soojus läheb siseenergia suurendamiseks. Saame soojusmahutavuse, võttes siseenergia muudust tuletise temperatuuri järgi.

$$C_V = \frac{dQ}{dT} = \frac{i}{2} \nu R \quad (5)$$

Molaarset soojusmahutavust saab avaldada valemiga $c_V = \frac{C_V}{\nu}$ saades molaarseks soojusmahutavuseks

$$c_V = \frac{i}{2}R \quad (6)$$

Kui aga vaadata isobaarilist protsessi, siis vaadates olekuvõrrandit tuleneb $p dV = \nu R dT$, ning gaas teeb tööd $dA = p dV = \nu R dT$. Avaldades need valemisse 3 saame

$$dQ = dU + dA = \frac{i+2}{2}\nu R dT$$

millest järeldub

$$c_p = \frac{i+2}{2}R$$

Samuti saab näidata c_V ja c_p vahelist seost

$$c_p = c_V + R \quad (7)$$

Adiabaatiline protsess on termodünaamiline protsess, mille käigus ei toimus soojusvahetust väliskeskkonnaga. Kuna adiabaatilises protsessis soojusvahetust ei toimu, siis valemis 3 $dQ = 0$. Gaasi poolt tehtud töö on $dA = p dV$ ja gaasi siseenergia muut on $dU = \nu c_V dT$. Sellest järeldub

$$\nu c_V dT = -p dV \quad (8)$$

Ideaalse gaasi olekuvõrrandist 1 saame tuletist võttes ja avaldades järgneva

$$dT = \frac{p dV + V dp}{\nu R} \quad (9)$$

Asendades 9 valemi valemisse 8 saame uue seose

$$p dV (c_V + R) + c_V V dp = 0 \quad (10)$$

Asendame siia sisse valemi 7 ja adiabaadi näitaja

$$\gamma \equiv \frac{c_p}{c_V}$$

Nüüd eelmisi seoseid kasutades ja ümber paigutades saame võrrandi

$$\gamma \frac{dV}{V} + \frac{dp}{p} = 0$$

Seda integreerides saame

$$\int \gamma \frac{dV}{V} + \frac{dp}{p} = \gamma \ln(V) + \ln(p) = \text{Const.}$$

Sellest saame järeldada

$$pV^\gamma = \text{Const.}$$

Samuti kasutades ideaalse gaasi olekuvõrrandid saame tuletada veel ühe seose

$$p^{1-\gamma}T^\gamma = \text{Const.} \quad (11)$$

1.2 Kuiv adiabaatiline temperatuurigradient

Harilikult on õhumassid atmosfääris tugevas liikumises, nii et nad liiguvad pidevalt üles-alla. Kuna kõrgemal on rõhk väiksem kui all, siis jahtub gaas üles liikudes adiabaatilise paisumise tõttu (õhumasside suurte mõõtmete tõttu on soojusjuhtivus hästi aeglane). Selles osas vaadatakse olukorda kui õhk on täiesti kuiv.

Valemist 11 saame

$$d \ln(p^{1-\gamma}T^\gamma) = 0$$

Millest saame

$$\frac{dp}{p} = \frac{\gamma}{\gamma-1} \frac{dT}{T} \quad (12)$$

Võttes nüüd valemi 2 ja valemi 12 saame temperatuuri gradiendi

$$\Gamma \equiv \frac{dT}{dz} = -\frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu g}{R} = -\frac{R}{c_p} \frac{\mu g}{R} = -\frac{\mu g}{c_p} \quad (13)$$

1.3 Rõhu muutus kõrgusega

Integreerides valemit 2 saadakse

$$\int_{T_0}^T dT = \int_0^z \Gamma dz$$

$$T - T_0 = \Gamma z$$

kus T_0 on temperatuur algpunktis ja T on temperatuur kõrgusel z algpunktist. Ümber paigutades saadakse

$$T = T_0 \left(1 + \frac{\Gamma}{T_0} z \right)$$

Kasutades nüüd seost 11

$$p^{1-\gamma}T^\gamma = p_0^{1-\gamma}T_0^\gamma$$

saab eelmise valemi ümber kirjutada kujul:

$$p = p_0 \left(1 + \frac{\Gamma}{T_0} z \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

Astme saab ümber kirjutada kujul

$$\frac{\gamma}{\gamma-1} = \frac{c_p}{R} = -\frac{g\mu}{\Gamma R}$$

saades lõplikuks valemiks

$$p = p_0 \left(1 + \frac{\Gamma}{T_0} z \right)^{-\frac{g\mu}{\Gamma R}}$$

Seega kui on teada algpunktis olev rõhk p_0 , temperatuur T_0 ja temperatuuri gradient Γ on võimalik leida seda vaemit kasutades rõhk kõrgusel z algpunktist. Kui asendada siia vaemisse sisse kuiva õhu temperatuurigradient 13 saadakse

$$p = p_0 \left(1 - \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu g}{RT_0} z \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

kuid see valem töötab ainult kuiva õhu puhul.

1.4 Pilved

Kui niiske õhk tõuseb kõrgemale väheneb temperatuur ja rõhk. Kui õhk jahtub ja rõhk väheneb väheneb ka õhu võime hoida vett auruna endas. Siis vesi kondenseerub väga väikesteks tilkadeks. Veel on lihtsam kondenseeruda kui ta saab kondenseeruda osakese külge. Nendeks osakesteks on tavaliselt tolmu, õietolmu või muud sellist. Kui piisavalt palju vett kondenseerub väikeste osakeste külge moodustub pilv.

Adiabaatiline protsess on termodünaamiline protsess mille käigus soojusvahetust ei toimu. Pilvedes vee kondenseerumisel eraldub soojus, seega pilvedes ei vasta rõhu muutus adiabaatilisele protsessile. Kuid adiabaatiline protsess töötab niiske õhu puhul enne ja peale pilvi, kuna soojusvahetust pole.

Järgnevalt leitakse suhe välja aurustunud vee ja õhu vahel. Temperatuuri gradient vahetult pilve all on Γ , temperatuur pilve all on T_0 , temperatuur pilvede kohal z võrra kõrgemal algtemperatuurist on T_2 , vaadeldava õhu mass on m_a ja sellest õhust kondenseerunud õhu vee mass on m_v . Kui pilvi ei oleks muutuks temperatuur edasi vastavalt temperatuuri gradiendile. Seega temperatuur oleks T_2 asemel T_1 .

$$T_1 = T_0 - \Gamma z$$

Kondeneseerumisest tekkinud õhu siseenergia muut on

$$\Delta U = \frac{i}{2} \frac{m_a}{\mu} R (T_2 - T_0 + \Gamma z) .$$

Selle energia andis talle kondenseerunud vesi

$$\Delta U = L m_v$$

kus L on keemisenergia.

$$\frac{m_v}{m_a} = \frac{i}{2} \frac{R}{\mu L} (T_2 - T_0 + \Gamma z)$$

1.5 Päikese mõjutus

2 Katse ülesehitus

Katse käigus mõõdeti atmosfääris, troposfääris ja stratosfääri madalametes kihtides rõhku, temperatuuri ja õhuniiskust. Selle jaoks kasutati heeliumõhupalli külge kinnitatud sondi, mis tegi mõõtmisi.

Andmeid koguti heeliumiga täidetud õhupalliga kaasa saadetud sondiga, mis mõõtis erinevaid andmeid. Põhilisteks andmeteks on kõrgus, asukoht, aeg, välistemperatuur ja rõhk. Sondi pardal oli Raspberry Pi arvuti. Õhupall kerkib atmosfääri kõrgemadesse kihtidesse, sest üleslükkejõud ületab kerge gaasi ja sondi massi. Kõrgemale tõustes rõhk väheneb. Et õhupalli siserõhk oleks tasakaalus välisrõhuga, suureneb õhupalli ruumala, kuni õhupall lõhkeb ülepingest. Peale seda kukkub sond alla ja leitakse GPS'ga üles.

2.1 Katse eesmärk

Katsel oli kaks eesmärki. Üks eesmärk oli uurimistöö jaoks koguda atmosfäärist andmeid, et testida reaalse katseandmete kokkulangemist teoreetiliselt tuletatud valemitega. Teiseks tekkis idee tuua midagi atmosfäärist kaasa ja see idee suunati edasi Reaalkooli põhikooli õpilastele, kes arendasid ideed edasi ja otsustasid stratosfäärist õhku läbi filtri juhtida ja sellega koguda tolmu ja muid suuremaid osakesi.

Mudeli kontrollimiseks oli vaja koguda atmosfääri erinevatest kõrgustest andmeid temperatuuri, rõhu ja õhuniiskuse kohta.

2.2 Katsemetoodika valik

Selles uurimistöös tehtud katsed on tehtud koostöös Eesti kosmosekoolide võrgustikuga.

Eesti kosmosekoolide võrgustik oli enne selle uurimistööga tehtud lendu teinud kaks lendu. Esimene lend mis tehti 29. märtsil kestis umbes kaks tundi, kus kõrgeim punkt milleni jõuti oli 26474 m. Selleks läks aega poolteist tundi. Kokku tehti 220 mõõtmist. Mõõtmise

alla kuulusid kellaaeg, laiuskraad, pikkuskraad, kõrgus, kapsli sisetemperatuur, välistemperatuur ja rõhk. Teine lend tehti 11. mail ning seekord kestis lend peaaegu neli tundi, jõudes kolme ja poole tunniga kõrgusele 32608 m. Katse tegijad muutsid õhupallis heeliumi kogust, mille tõttu oli tõusmise kiirus väiksem, aga õhupall plahvatas hiljem ja jõuti kõrgemale. Seekord tehti 4300 mõõtmist ja mõõdeti samu parameetreid.

Katse korraldamiseks ja läbiviimiseks vajalikud oskused saadi Eesti kosmosekoolide võrgustiku poolt korraldatavast koolitusest ja sealt on pärit vastav metootika.

Selle uurimistöö käigus tehti katse milleks oli heeliumõhupalliga andmete kogumine kogu lennu vältel. Heeliumõhupalli külge kinnitati sond, mis mõõtis õhurõhku, temperatuuri, õhuniiskust ja asukohta. Lend korraldati 10. veebruaril 2019.

2.3 Katse planeerimine

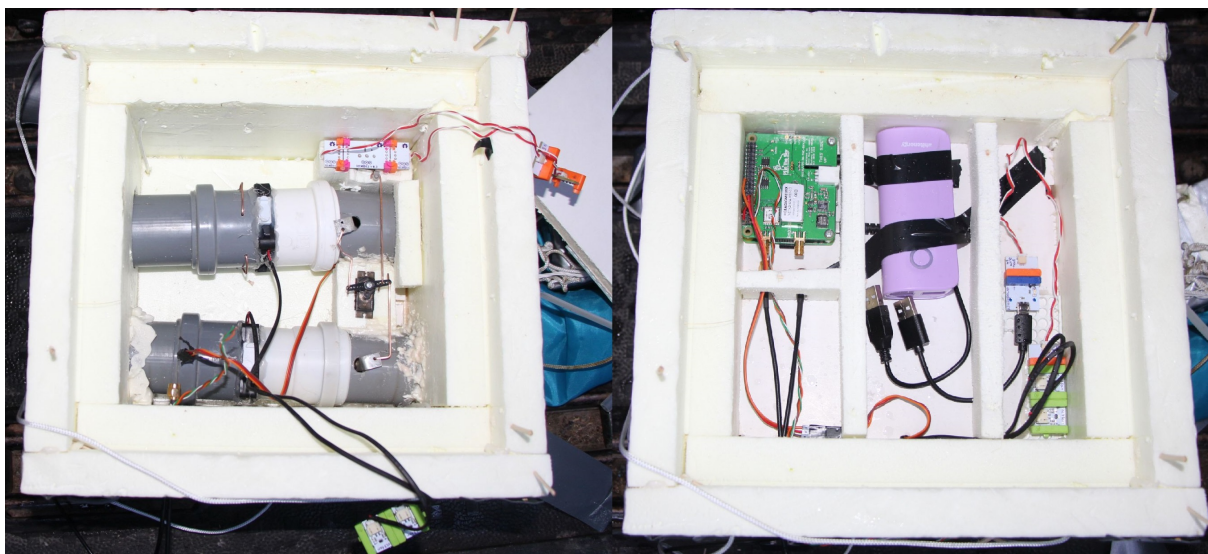
Alguses oli plaanis lend teha väätsa staadionilt, aga kasutades <http://predict.habhub.org/> lehel olevat kalkulaatorit oli ennustusest näha, et sond oleks kukkunud jõhvi lähedale. Kuna eksimusruum võib olla suur ning Venemaa piir ja meri pole kukkumise kohast kaugel otsustatti lennu start teha võimalikult edelast, nii et edela tuultega kalduks sond Kesk-Eestisse. Rihtides lõppsihtkohta Paide peale otsustatti start teha Varblast, Pärnumaalt.

Lennu jaoks oli vajalik saada lennuametilt kooskõlastus.

Sondi ehitamise eest vastutasid Tallinna Reaalkooli põhikooli õpilaste robotikameeskond Viirus. Sondi põhiehitusmaterjaliks oli penoplast ja puidust tikkud. Sond pidi hoidma sisetemperatuuri madalate välistemperatuuri eesti, et sisemuses olev elektroonika töötaks. Sammuti peab korpus vastu pidama kukkumisele, ning kõige juures peab olema korpus võimalikult kerge. Selle tõttu valiti korpuse materjaliks penoplast ja tikkud. Kuna ühe lennuga saab üles saata mitu katset siis otsustasid põhikooli õpilaste meeskond Viirus koguda atmosföörist tolmu tõmmates õhku läbi filtri.

Sondi sees olev ruum oli jaotatud kaheks. Alumises olid kaks toru mis olid parralleelsed ja läbisid sondi kere. Nenede sees olid klappid, ventilaator ja filtrid. Selle eesmärgiks oli koguda tolmu ja muud, mis jääb filtrisse kinni kõrgemal kui 20km. Teatud kõrguse saavutamisel pöörab raspberry Pi mootori 90° päripäeva avades nii klappid ja sulgedes

lüliti, mille tõttu hakkavad ventilaatorid tööle. Kui võrgus on vähenenud soovitud kõrgusest siis pöörab raspberry Pi mootori algasendisse. Sulgedes sellega klappid ja ühendades ventilaatorid vooluringist lahti. Tolmu kogumine ei käi selle uurimistöö juurde.



Joonis 2. Pilt sondist

Allikas: http://pildid.real.edu.ee/main.php?g2_itemId=84949

Ülemises osas oli kogu tehnika. Mõõtmisi tegi ja klappe avas Raspberry Pi arvuti. Voolu andis nii ventilaatoritele kui ka Raspberry Pi'le akkupank. Raspberry Pi külge oli kinnitatud raadio antenn, Gps antenn mootor klappide jaoks ja andur BME280 mis mõõtis väljas olevat rõhku, temperatuuri ja õhuniiskust.

Sondi mass oli 1375 g. Sondi korpus oli ehitatud kasutades penoplasti ja puit tikke. Sondist tuli välja nii raadio kui ka GPS antenn, ning ka andur BME280. Sondi peale oli kinnitatud langevari. Eraldi korpuses asus GPS tracker GL370?? mida kasutati pärast sondi leidmisel. Lennuks kasutati Hwoyee 600 g õhupalli.



Joonis 3. Pilt sondist

Allikas: http://pildid.real.edu.ee/main.php?g2_itemId=84949

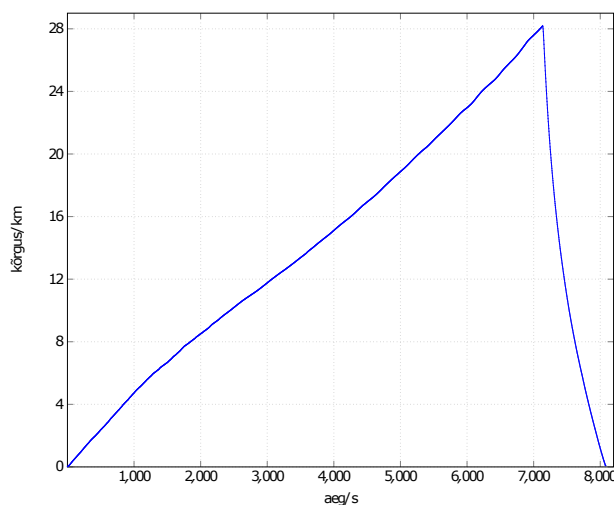
2.4 Katse läbiviimine

Lennu start oli kell 11:51. Algul saadi andmeid kätte raadio teel saadetud signaalist. Raadioside töötas umbes 20 min. Peale seda polnud võimalik puhast signaali kätte saada. Siis kadus GPS trackeri ühendus mobiilisideme teenuspakkujaga kõrguse pärast. Peale maandumist ühendas GPS Tracker ennast uuesti teenusepakkuja võrku ja saadi teada sondi kukkumise asukoht. Sond maandus Paide lähedal paarkümmend meetrit Tallinn-Tartu maanteest. Lend lõppes kell 14:06. Siis saime sondi kätte ja lugesime Raspberry Pi poolt tehtud logiandmed maha.

3 Katseandmete analüüs

Andmete analüüsimiseks kasutan enda poolt kirjutatud c++ programmi. Programm aitab suurest andmekogust välja sorteerida vajalikud andmed, leida vastavaid sobitavusi ja testida sobitavusi.

3.1 Lennu asukohaline ülevaade



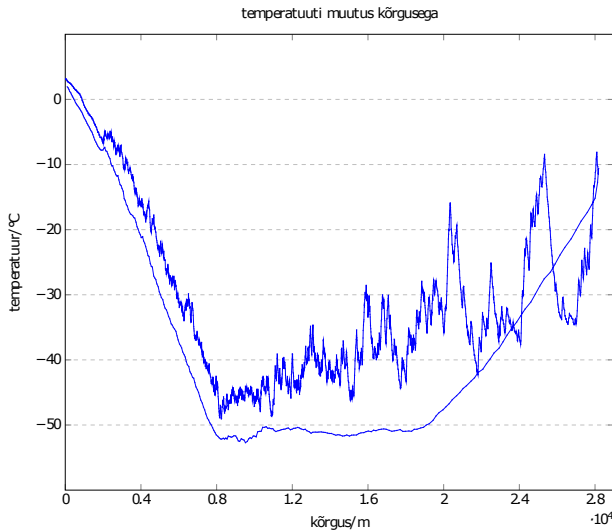
Joonis 4. kõrguse sõltuvus ajast

Joonisel 4 on näha sondi kõrguse muutumist ajas. Kokku kestis lend 8083 s, ehk 2 tundi, 14 min ja 43 sekundit. Selle aja jooksul tehti kokku 2460 mõõtmist. Mõõtmised on tehtud sekundi täpsuse aja tagant, ehk kas iga 3 või 4 sekundi tagant. Keskmiselt tehti mõõtmisi iga 3.29 s tagant.

Tõusmisel oli sondil ühtlane tõusukiirus. Keskmine kiirus tõustes oli 3.95 m/s. Laskudes kiirus varieerus. Peale kukkumise algust langes sond kiiresti madala õhutiheduse tõttu. Keskmine kiirus peale langemise algust esimesel 4 km oli 78 m/s. Keskmine kiirus vahetult enne kokkupõrget maaga oli 14 m/s. Kogu kukkumise keskmine kiirus oli 29.8 m/s.

3.2 Temperatuuri muutus kõrgusega

Joonisel 5 on näha temperatuuri muutust kõrgusega. Joonisel on kaks joont, sest andmeid mõõdeti igalt kõrguselt kaks korda, sondi tõusmisel ja sondi laskumisel. Lennu stardi ajal oli kõrgem temperatuur kui lennu lõppemise ajal.



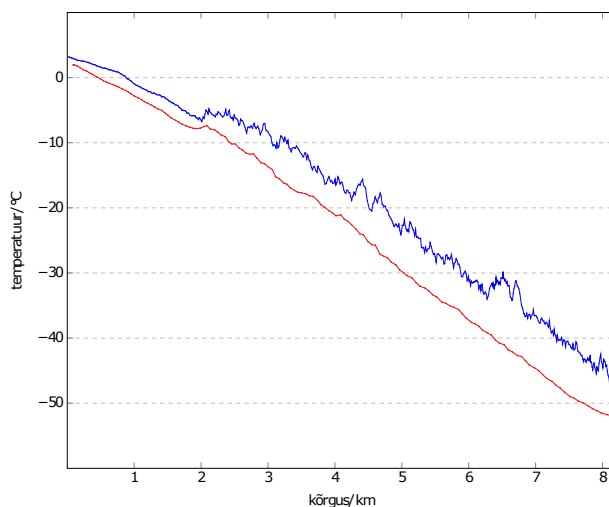
Joonis 5. Temperatuuri sõltuvus kõrgusest

Joonisel on näha kuidas temperatuur kõigub, mitte ei muutu ühtlaselt. See on tingitud päikese valgusest. Kui sensor on päikese poole soojendab päike sensorit. Kui sensor on sondi varjus siis peale maha jahtumist mõõdab sensor jälle tegelikku õhutemperatuuri. Sensor ei mõõda kunagi madalamat temperatuuri tegelikust õhu temperatuurist. Kõrguse kasvades muutub temperatuuri kõikumine amplituud kõrgemaks. See on tingitud madalst rõhust. Kuna õhk hõreneb hakkab sondi temperatuuri rohkem mõjutama päike kui õhk ise.

Kukkumine hakkab sel hetkel kui sensor on ülesse soojenenud. Seega sensor kukkumise ajal jahtub, kuid kuna nende kõrguste juures kõrguse langemisel langeb ka temperatuur, ei saavuta sensor välisemperatuuri, varem kui 20 km kõrgusel maast. Sel ajal on näha sujuvat temperatuuri muutust. Sensori mitte üles soojenemist kukkumisel võib põhjendada mittut moodi. Sond võis kukkumisel hakkata tugevalt pöörlema (MIS SIIS???). Kogu lennu vältel oli sond külgtuultega samas kiiruse taustsüsteemis. Seega sondile mõjustid tuuled mis tulevad üles liikumisest ja alla kukkumisest. Kuna kuni 20 km'ni kukkus sond keskmise kiirusega 70 m/s siis jahutas tuul sensorit.

Kuna selles uurimistöös uuritakse täpsemalt tropsfääri osa siis võib algul välja jätta kõik muu peale esimese umbes 8 km. Täpseks kõrguseks valiti 8154 m. Sellel kõrgusel tehti viimane mõõtmine mis oli temperatuurigraafiku viimane lokaalne miinimum peale mida hakkas temperatuur jälle tõusma. Kuna graafik on ebatasane vastab lokaalne miinimum kõige paremini tegelikkule temperatuurile. Sama kõrgus valiti ka kukkumisel.

Jooniselt 6 märgati anomaaliat. Umbes 2 km kõrgusel on nii laskumisel kui ka tõusmisel näha kõrguse tõusmisega väikest temperatuuri muutust. Kuna see toimub nii tõusmisel kui ka kukkumisel siis on see suure tõenäelsusega tegelik temperatuuri muutus ja mitte sensori viga või muud sellist.



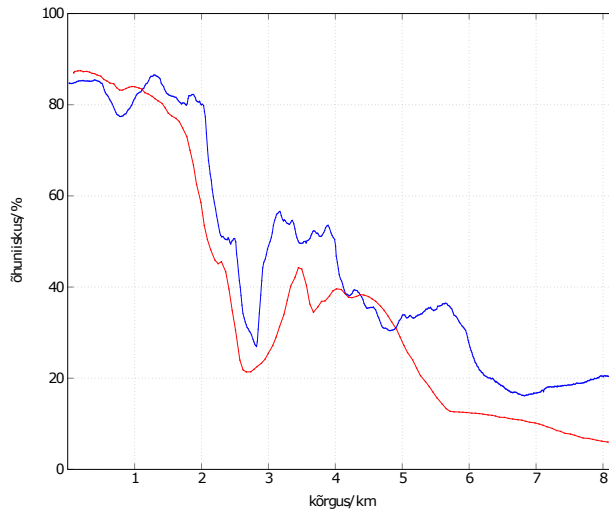
Joonis 6. Temperatuuri sõltuvus kõrgusest alla 8 km

Allikas: Autori erakogu

Vaadates joonist 7 on näha, et kuni 2 km kõrguseni on õhuniiskus ühtlase kõrgel. Kuid peale 2 km on näha, et õhuniiskus langeb tugevalt. Õhuniiskus langes, kuna sond väljus pilvedest, ning temperatuur tõusis. Pilvedest väljumist saab ka tõestada temperatuuri kõikumise algusega. Kuni 2 km'ni temperatuur ei kõikunud, kuna päikest ei paistnud sondile peale. Pilvedest väljudes hakkas aga päike mõjutama sensori lugemist. Kuna osa mõõtmisi tehti pilvede sees ja osa pilvedest väljas otsustatti vaadelda temperatuuri muutumist eraldi pilvede sees ja pilvedest väljas.

Selles osas leitakse temperatuuri muutusele kõrgusega parim lineaarne seos

$$T(z) = T_0 + \Gamma z$$



Joonis 7. õhuniiskuse sõltuvus kõrgusest alla 8 km

Allikas: Autori erakogu

kus T_0 on temperatuur algpunktis ja Γ on temperatuurigradient, ehk temperatuuri muutus kõrguse kasvades. Lineaarse seose leidmiseks kasutati vähimruutude meetodit.

$$\Gamma = \frac{\sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})(T_i - \bar{T})}{\sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2}$$

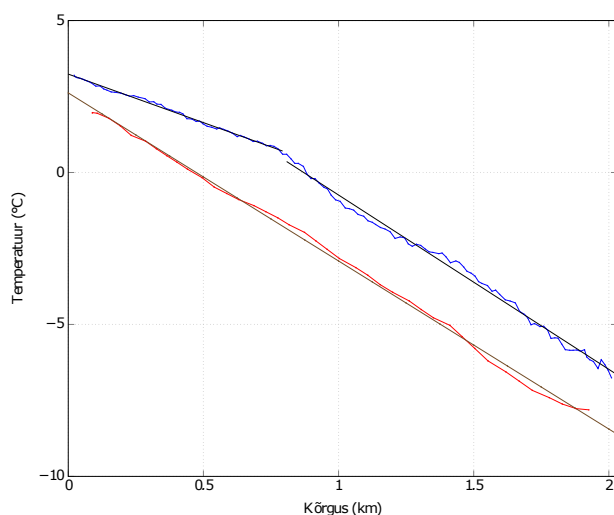
$$T_0 = \bar{T} - \Gamma \bar{z}$$

kus z on kõrgus ja T on temperatuur.

Pilvede sees vaadati temperatuure tõustes kuni 2010 m meetrini. Sellel kõrgusel tehti viimane mõõtmine peale mida temperatuur tõusis pilvedest väljumise tagajärjel. Samal põhjusel valiti laskumisel viimaseks andmepunktiks 1926 m kõrgusel mõõdetud andmepunkt.

Joonisel 8 on näha temperatuuri muutust selles vahemikus. Laskumisel on temperatuuri gradient $-5.530\,09\,^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ning temperatuur algpunktis on $2.126\,11\,^{\circ}\text{C}$. Tõusmisel esimese 2 km'il on näha kahte erinevat lineaarset temperatuuri muutust. Esimesel 793 m'il on temperatuuri gradient $-3.192\,33\,^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ja temperatuur algpunktis $3.167\,28\,^{\circ}\text{C}$. Kõrguste vahemikus 808 m kuni 2010 m on temperatuuri gradient $-5.736\,45\,^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ja temperatuuri algpunktis $0.360\,244\,^{\circ}\text{C}$.

Tõusmisel valiti algpunktiks 2565 m kõrgusel mõõdetud andmepunkt. See on esimene andmepunkt, alates 2010 m kõrgusel asuvast andmepunktist, kus on madalam temperatuur kui 2010 m kõrgusel mõõdetud temperatuur. Laskumisel valiti algpunktiks 2136 m kõrgusel mõõdetud andmepunkt. See on esimene andmepunkt, alates 1926 m kõrgusel mõõdetud



Joonis 8. temperatuuri sõltuvus kõrgusest alla 2 km

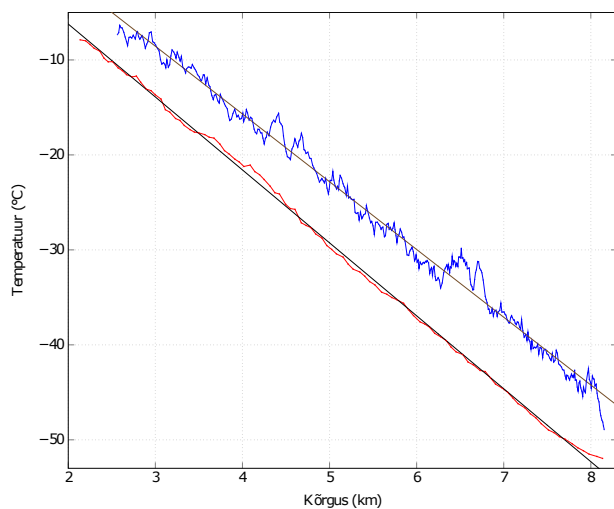
Allikas: Autori erakogu

andmepunktist, kus on madalam temperatuur kui 1926 m kõrgusel mõõdetud temperatuur.

Antud vahemikus olevad mõõtmised on kuvatud joonisel 9.

Tõusmisel on temperatuuri gradient $-7.13399\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ ja temperatuur algpunktis $-5.4533\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Laskumisel oli temperatuuri gradient $-7.67992\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ ja temperatuur algpunktis $-7.26635\text{ }^{\circ}\text{C}$.

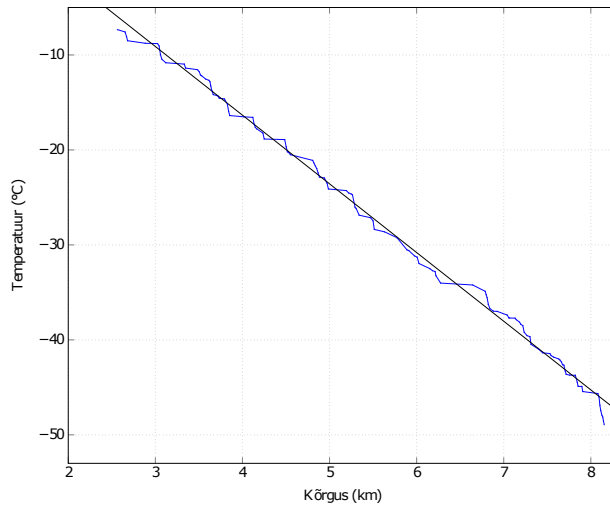


Joonis 9. temperatuuri sõltuvus kõrgusest üle 2 km

Allikas: Autori erakogu

Tõusmise graafik on kõikuv, mille on põhjustanud päike. Kuna päike soojendas, siis sensor mõõtis tegelikust kõrgemat temperatuuri. Kui sensor jahtus, siis mõõtis sensor tegelikku temperatuuri. Kindlasti ei mõõtnud sensor tegelikust madalamat temperatuuri. Kasutades seda asjaolu, võib eemaldada kõik kõrvalekalded. Andmeid hakati madalamast kõrgusest

vaatama nii, et temperatuur pidevalt langeks. Kui kõrguse suurenedes temperatuur tõuseb, eemaldati järjest kõik andmepunktid, kuni jõuti andmepunktini, mis oli madalam viimast võrdluspunktist. Tulemus on joonisel 10. Temperatuuri gradient on $-7.231\,93\,^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ja temperatuur algpunktis $-5.961\,^{\circ}\text{C}$.



Joonis 10. temperatuuri sõltuvus kõrgusest üle 2 km

Allikas: Autori erakogu

Kokkuvõttev tabel

Tabel 1. Temperatuuri gradiendid erinevatel kõrgustel

alguspunkti kõrgus	lõpppunkti kõrgus	tõus/langus	T_0	Γ
22	793	tõus	3.16728	-3.19233
808	2010	tõus	0.360244	-5.73645
2565	8154	tõus	-5.961	-7.23193
89	1926	langus	2.12611	-5.53009
2136	8154	langus	-7.26635	-7.67992

3.3 Rõhu muutus kõrgusega

Käesolevas osas uuritakse, et kas teooria osas saadud valem

$$p = p_0 \left(1 + \frac{\Gamma z}{T_0} \right)^{-\frac{g\mu}{R\Gamma}}$$

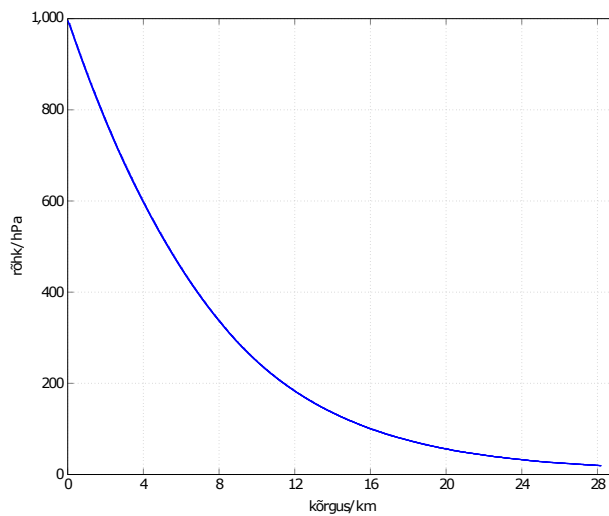
vastab katseandmetele. Kuna temperatuuri gradient on erinevatel atmosföõri osades erinev vaatame üksikult osi kus temperatuuri gradient on konstantne. $g = 9.80665$, $R =$

8.3144598 ja $\mu = 0.0289647$. Valem testimiseks kasutati programmi mis arvutab algaantmete põhjal välja rõhu mõõdetud punkti kõrgusel ja võrdleb sellel kõrgusel mõõdetud rõhuga. Võrdlemise valem on

$$e = \frac{p_a - p_m}{p_a}$$

kus p_a on arvatatud rõhk ja p_m on mõõdetud rõhk.

Joonisel 11 on näha rõhu muutust kogu lennu jooksul. Rõhu mõõtmistulemused on täpsed ja ükski mõõtmine ei lange teistest mööda. Jooniselt on seda raske välja lugeda, aga tegelikult eksisteerib kaks joont. Tõusmisel on rõhk madalam kui tõustes.



Joonis 11. Rõhu muutus kõrgusega

Allikas: Autori erakogu

Esimene kõrgusevahemik on 22 m kuni 793 m. Kõrgusel 22 m on $p_0 = 995.14242$ hPa ja $T_0 = 276.31728$ K. Keskmise erinevus selles kõrgusevahemikus oli 0.515 915 ‰. Kõrgusel 793 m mõõdeti rõhuks 903.92 hPa ja arvutati rõhuks 904.276 hPa. Järgmise kõrgusvahemikul alguspunktis 808 m kõrgusel arvutas programm rõhuks 902.585 hPa.

Teine kõrgusevahemik on 808 m kuni 2010 m. Kõrgusel 808 m on $p_0 = 902.01955$ ja $T_0 = 273.510244$ K. Keskmise erinevus selles kõrgusevahemikus oli 0.229 426 ‰. Kõrgusel 2010 m mõõdeti rõhuks 774.026 hPa ja arvutati rõhuks 774.777 hPa. Järgmise kõrgusvahemikul alguspunktis 2565 m kõrgusel arvutas programm rõhuks 721.283 hPa. Kui kasutada eelnevas kõrgusvahemikust arvatatud rõhku 808 m kõrgusel, mis oli 902.585 hPa siis on keskmise erinevus 0.717 021 ‰. Sellisel juhul on järgmise kõrgusvahemikul alguspunktis 2565 m kõrgusel programmi järgi rõhuks 721.735 hPa.

Kolmas kõrgusevahemik on 2565 m kuni 8154 m. Kõrgusel 2565 m on $p_0 = 720.86625$ ja $T_0 = 267.189$ K. Keskmise erinevus selles kõrgusevahemikus oli 4.720 04 ‰. Kõrgusel 8154 m mõõdeti rõhuks 329.341 hPa ja arvutati rõhuks 332.165 hPa. Kui kasutada eelnevas kõrgusvahemikust arvutatud rõhku 2565 m kõrgusel, mis oli 721.735 hPa siis on keskmine erinevus 5.913 81 ‰.

Vaadates langemisel mõõdetud andmeid on esimene kõrgusvahemik 89 m kuni 1926 m. Kõrgusel 89 m on $p_0 = 989.325\,23$ hPa ja $T_0 = 275.276\,11$ K ning $\Gamma = -5.530\,09$ K/km. Keskmise erinevus selles kõrgusevahemikus oli 2.856 39 ‰. Kõrgusel 1926 m mõõdeti rõhuks 786.723 hPa ja arvutati rõhuks 784.252 hPa. Järgmise kõrgusvahemikul alguspunktis 2136 m kõrgusel arvutas programm rõhuks 763.269 hPa.

Teisel kõrgusvahemikul 2136 m kuni 8154 m. Kõrgusel 2136 m on $p_0 = 765.636\,45$ hPa ja $T_0 = 265.883\,65$ K ning $\Gamma = -7.679\,92$ K/km. Keskmise erinevus selles kõrgusevahemikus oli 4.456 47 ‰. Kõrgusel 8154 m mõõdeti rõhuks 332.17 hPa ja arvutati rõhuks 328.404 hPa. Kui kasutada eelnevas kõrgusvahemikust arvutatud rõhku 2136 m kõrgusel, mis oli 763.269 hPa siis on keskmine erinevus 7.552 64 ‰.

Kasutatud materjalid

Hobbs, P. V., Wallace, J. M. (2006) Atmospheric Science: An Introductory Survey. Amsterdam: Elsevier

Ahrens, C. D., Henson, R. (2018) Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment. Boston: Cengage Learning

Kinnitusleht

Kinnitan, et

- koostas in uurimistöö iseseisvalt. Kõigile töös kasutatud teiste autorite töödele ja andmeallikatele on viidatud;
- olen teadlik, et uurimistööd ei edastata teistele tulu teenimise eesmärgil ega jagata teadlikult plagieerimiseks.

.....

kuupäev / nimi / allkiri

Tunnistan uurimistöö kaitsmisvalmiks.

Juhendaja

.....

kuupäev / nimi / allkiri