

ატმოსფერული პარამეტრების წლიური და ნახევარწლიური

ვარიაციები და მათი განმსაზღვრელი

კოსმოსური ფაქტორები

მაია თოდუა

*სადისერტაციო ნაშრომი წარდგენილია ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის*

*საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა და საინჟინრო ფაკულტეტზე*

*ფიზიკის დოქტორის აკადემიური ხარისხის მინიჭების მოთხოვნების შესაბამისად*

პროგრამა: ფიზიკა და ასტრონომია

სამეცნიერო ხელმძღვანელი: პროფესორი გოდერძი დიდებულიძე

ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტი

თბილისი, 2015

## განაცხადი

როგორც წარდგენილი სადისერტაციო ნაშრომის ავტორი, ვაცხადებ, რომ ნაშრომი წარმოადგენს ჩემს ორიგინალურ ნამუშევარს და არ შეიცავს სხვა ავტორების მიერ აქამდე გამოქვეყნებულ, გამოსაქვეყნებლად მიღებულ ან დასაცავად წარდგენილ მასალებს, რომლებიც ნაშრომში არ არის მოხსენიებული ან ციტირებული სათანადო წესების შესაბამისად.

მაია თოდუა

14 აპრილი, 2015წ.

## აბსტრაქტი

დედამიწის ატმოსფეროზე კოსმოსური ფაქტორების (მზე, მზის ქარი, გალაქტიკური კოსმოსური სხივები და სხვ.) ზეგავლენის კვლევას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ატმოსფეროს, კოსმოსის ფიზიკისა და მზე-დედამიწა კავშირების შემსწავლელ მეცნიერებებში. კოსმოსური ფაქტორების წილი დამზერილ კლიმატის ცვლილებაში დღემდე უცნობია. ეს კვლევები სულ უფრო მეტად ვითარდება ატმოსფერო-იონოსფერო-მაგნიტოსფეროს მზარდი მონიტორინგის საშუალებით, როგორც დედამიწის ზედაპირიდან, ასევე ხელოვნური თანამგზავრების მეშვეობით. ატმოსფეროზე კოსმოსური ფაქტორების ზემოქმედების გათვალისწინება აუცილებელია მზე-დედამიწა კავშირების მოდელებში.

ჩვენს მიერ შესწავლილია აბასთუმნის ასტროფიზიკურ ობსერვატორიაში (41.75N, 42.82E) უღრუბლო დღეებისა (CD) და ღამეების (CN) შიდაწლიური განაწილება, სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში (მზის და გეომაგნიტური აქტივობები) და მათი კავშირი კოსმოსურ ფაქტორებთან. დისერტაციაში პირველადაა გამოკვლეული ღრუბელდაფარვის პროცესის შიდაწლიური ცვალებადობები. CD-ს განაწილების მაქსიმუმი აგვისტოშია, ხოლო CN-სა - სექტემბერში. ამ ვარიაციებში CD-ს ფარდობითი წილის წლიური განაწილება არ არის დამოკიდებული გეომაგნიტურ შემფოთებებსა და მზის აქტივობაზე, რაც იმის მანიშნებელია, რომ მას უნდა განსაზღვრავდეს მოცემულ რეგიონში საშუალო ტემპერატურის შიდაწლიური ცვლილები, რომლის მაქსიმუმი ასევე აგვისტოშია. მოწმენდილი ღამეების შემთხვევაში გამოიკვეთა მათი ფარდობითი წილის ნახევარწლიური ცვლილებები მაქსიმუმებით მარტსა და სექტემბერში, რომელიც დამოკიდებულია პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსის მნიშვნელობაზე, რაც პირველადაა მოყვანილი წარმოდგენილ დისერტაციაში და ღრუბელდაფარვის პროცესზე კოსმოსური ფაქტორის შესაძლო გავლენის მანიშნებელია. ამ მოსაზრებას უფრო მეტად ამყარებს ის ფაქტი, რომ გეომაგნიტურად შემფოთებული CN უფრო ხშირად ჩნდება ივნისში, როდესაც გალაქტიკური კოსმოსური სხივების (გკს) ნაკადი

წლის განმავლობაში მინიმალურია. ითვლება, რომ გკს გავლენას ახდენს ღრუბელდაფარვის პროცესზე ქვედა ატმოსფეროში, სადაც ის იწვევს წყლის კონდენსაციის ცენტრების წარმოქმნას. ამგვარად, გკს-ის კლებამ შეიძლება გამოიწვიოს ღრუბლიანობის შემცირება, რაც კიდევ უფრო დიდია უეცარი ქარიშხლებისა (SSC) და ძლიერი გეომაგნიტური შემფოთებებისას ( $A_p \geq 50$ ). ჩვენ ვთვლით, რომ კოსმოსური ფაქტორების განსხვავებული გავლენა დღისა და ღამის პერიოდების ღრუბელდაფარვის პროცესზე შესაძლოა აისახოს კლიმატის ცვლილებაზე. ამ მოვლენის მანიშნებელი შეიძლება იყოს ასევე საშუალო  $A_p$  ინდექსის უარყოფითი ტრენდი CN-ის შემთხვევაში მაის-ივლისის სეზონში (1957-1993 პერიოდში), რაც ნიშნავს გეომაგნიტურად შემფოთებული CN-ის რიცხვის გრძელვადიან კლებას. ამავე პერიოდში CD-ის შემთხვევაში  $A_p$ -ს ტრენდის მნიშვნელობა დადებითია, რაც მიუთითებს CD-ის რიცხვის ზრდაზე. ყოველივე ეს შესაძლოა აისახოს დროთა განმავლობაში ამ რეგიონში დედამიწის ზედაპირის რადიაციულ ბალანსზე და, შესაბამისად, კლიმატის ცვლილებაზე.

ზედა და ქვედა ატმოსფეროები ურთიერთკავშირში არიან ერთმანეთთან. ჩვენს მიერ შესწავლილია თერმოსფეროს რეგიონის ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის OI წითელი 630.0 ნმ და მწვანე 557.7 ნმ ხაზების გამოსხივება, რომელიც დაკვირვებული იყო აბასთუმნიდან უღრუბლო ღამეების დროს, სხვადასხვა გეომაგნიტური და მზის აქტივობების პირობებში, ასევე გკს-ის ნაკადთან მიმართებაში. ნაჩვენები იქნა, რომ გეომაგნიტურად წყნარ პირობებში ( $A_p < 12$ ), დღედამტოლობების თვეებში, წითელი ხაზის ინტენსივობა მინიმალურია, ხოლო მწვანისა - მაქსიმალური. წითელი ხაზის ინტენსივობა იზრდება მაის-ივლისში და შედარებით მცირეა ივნისში, სადაც, საშუალო განედების სხვა რეგიონებისგან განსხვავებით, მწვანე ხაზის ინტენსივობა მაქსიმალურია. ორივე ხაზის ინტენსივობები იზრდება მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში, ხოლო მათი ყოფაქცევა იგივე რჩება, რაც შესაძლოა ქვედა და ზედა ატმოსფეროს ვერტიკალური კავშირების მაჩვენებელი იყოს.

**ძირითადი საძიებო სიტყვები:** ღრუბელდაფარვა, კოსმოსური ფაქტორები, ზედა და ქვედა ატმოსფეროს კავშირები.

## Abstract

The investigation of the influence of cosmic factors on the Earth's atmosphere is one of the important topics in the atmospheric and solar-terrestrial coupling sciences. Cosmic factor contribution to the climate change is still unknown and is a subject of increasing interest. It is taken into account in the solar-terrestrial coupling models. We studied the inter-annual distributions of cloudless days (CD) and cloudless nights (CN) in Abastumani Astrophysical Observatory (41.75N, 42.82E), at various helio-geophysical conditions, and their coupling with cosmic factors.

In the dissertation, for the first time it is investigated the inter-annual variations of cloud covering (CC). The maximum of the CD distribution is in August, while that of CN is in September. The annual distribution of the relative numbers of CDs does not depend on geomagnetic disturbances and solar activity, which indicates that it is determined by mean temperature in the region, the maximum of which is also in August. In case of CN, the semi-annual variations of their relative numbers were revealed, with maxima in March and September. They depend on the geomagnetic index  $A_p$ , which is shown for the first time in the present dissertation and which is a manifestation of possible influence of cosmic factors on CC. This assumption is sustained by the fact that geomagnetically disturbed CN appear more frequently in June, when galactic cosmic rays (GCR) flux is the lowest during a year. It is believed that GCRs influence cloud formation in the lower atmosphere. Thus, the decrease of GCR flux can cause the decrease of cloudiness. We assume that different effect of cosmic factors on CC during day and night can impact climate change. The indication of this effect could be the long-term trends of  $A_p$  for CD and CN. These processes can eventually affect the Earth's radiation balance and hence the climate change.

Upper and lower atmospheres are coupled. We studied the atomic oxygen OI red 630.0 nm and green 557.7 lines intensities of the nightglow in Abastumani during CN, at various helio-geophysical conditions. It was shown that during geomagnetically quiet conditions, in

equinoctial months, the red line intensity is minimal, increases in May-July and is relatively low in June, while green line intensity is maximal and the greatest in June. The intensities of both lines increase during solar activity maximum phase, but their behavior stays the same, which may indicate the vertical coupling of the lower and upper atmosphere.

**Keywords:** cloud cover, cosmic factors, upper and lower atmosphere coupling.

## მადლობა

დისერტანტი განსაკუთრებულ მადლობას უხდის სადისერტაციო შრომის ხელმძღვანელს, პროფესორ გოდერძი დიდებულიძეს მის მიერ გაწეული უდიდესი შრომისა და დახმარებისთვის.

ასევე დისერტანტი მადლობას უხდის თანამშრომლობისთვის დისერტაციაში გამოყენებული სტატიებისა და კვლევების თანაავტორებს: მიხეილ ალანას, ლევან ლომიძეს და ნიკოლოზ გუდაძეს.

## სარჩევი

|                                                                                                                                                                  |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| სარჩევი .....                                                                                                                                                    | vii |
| ცხრილების ჩამონათვალი .....                                                                                                                                      | x   |
| ნახაზების ჩამონათვალი .....                                                                                                                                      | xi  |
| აბრევიატურის ჩამონათვალი .....                                                                                                                                   | xiv |
| თავი 1. შესავალი .....                                                                                                                                           | 1   |
| 1.1. ნახევარსფეროთაშორისი ასიმეტრია ქვედა და ზედა ატმოსფერულ<br>პარამეტრებში.....                                                                                | 8   |
| 1.2. საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ზემოქმედება დედამიწის მაგნიტურ<br>ველზე და გეომაგნიტური აქტივობის შიდაწლიური განაწილება - რასელ-<br>მაკფერონის ეფექტი ..... | 10  |
| 1.3. მზის სხვადასხვა პერიოდულობის ცვალებადობების გავლენა ქვედა და ზედა<br>ატმოსფეროს პარამეტრებზე .....                                                          | 12  |
| 1.4. ატმოსფერული პარამეტრების ცვალებადობები გარდამავალ პერიოდებში, მათი<br>განსხვავება სეზონური ვარიაციებისაგან .....                                            | 13  |
| 1.5. ბუნებრივი და ანთროპოგენური აეროზოლების გავლენა ღრუბელდაფარვაზე და<br>მისი გრძელვადიანი ცვლილებები .....                                                     | 14  |
| 1.6. ატმოსფეროზე მზის ზეგავლენის მახასიათებელი ამპლიტუდების<br>ცვალებადობები სიმაღლის მიხედვით .....                                                             | 19  |
| 1.7. გალაქტიკური კოსმოსური სხივების გავლენა ქვედა ატმოსფეროს<br>სტრუქტურულ ცვლილებებზე .....                                                                     | 21  |
| 1.8. მონაცემების, მათი სტატისტიკური ანალიზის მეთოდებისა და თეორიული<br>მოდელირების აღწერა.....                                                                   | 26  |
| თავი 2. უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილება და კოსმოსური ფაქტორები .....                                                                                     | 28  |

|                                                                                                                                               |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 2.1. შესავალი.....                                                                                                                            | 28 |
| 2.2. უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური განაწილება.....                                                                                  | 30 |
| 2.3. <i>Ap</i> ინდექსის, მზის რადიოგამოსხივების $F_{10.7}$ და გკს-ს ნაკადის შიდაწლიური განაწილებები უღრუბლო დღეებისა და ღამეების დროს.....    | 36 |
| 2.4. გეომაგნიტური <i>Ap</i> ინდექსის გრძელვადიანი ტრენდები უღრუბლო დღეებისა და ღამეების დროს.....                                             | 41 |
| 2.5. გკს-ის ინტენსივობის წლიური ცვალებადობის მოდელი .....                                                                                     | 44 |
| 2.6. განხილვა .....                                                                                                                           | 50 |
| თავი 3. ქვედა და ზედა ატმოსფეროს ურთიერთკავშირები .....                                                                                       | 54 |
| 3.1. შესავალი .....                                                                                                                           | 54 |
| 3.2. ღამის ცის ნათების წითელი 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება გეომაგნიტური და მზის აქტივობების სხვადასხვა პერიოდებში .....  | 54 |
| 3.3. ღამის ცის ნათების მწვანე 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება სხვადასხვა გეომაგნიტური და მზის აქტივობების შემთხვევაში ..... | 61 |
| 3.4. ოზონის ჯამური შემცველობა სხვადასხვა გეომაგნიტური პირობებში .....                                                                         | 67 |
| 3.5. ზედა და ქვედა ატმოსფერული პარამეტრიკების და კოსმოსური ფაქტორების კავშირი.....                                                            | 70 |
| თავი 4. ზედა ატმოსფეროს ღამის ცის ნათების გამოსხივების თავისებურებები.....                                                                    | 72 |
| 4.1. შესავალი.....                                                                                                                            | 72 |
| 4.2. დაკვირვებები .....                                                                                                                       | 75 |
| 4.3. თეორიული მოსაზრებები.....                                                                                                                | 76 |
| 4.3.1. წანაცვლებით გამოწვეული ატმოსფერული გრიგალური შეშფოთებები.....                                                                          | 76 |
| 4.3.2. იონოსფეროს $F_2$ ფენის ელექტრონების კონცენტრაცია და ატმური ჟანგბადის წითელი 630 ნმ ხაზის ინტენსივობა .....                             | 80 |
| 4.4. თეორიული შედეგები .....                                                                                                                  | 82 |

|                                               |    |
|-----------------------------------------------|----|
| 4.5. განხილვა.....                            | 86 |
| თავი 5. დასკვნა და სამომავლო განვითარება..... | 90 |
| ბიბლიოგრაფია .....                            | 94 |

## ცხრილების ჩამონათვალი

ცხრილი 1. უღრუბლო დღეების ფარდობითი რიცხვის  $N$  ოსცილაციების წლიური  $A_{12}$  და ნახევარწლიური  $A_6$  ამპლიტუდები, წლიური განაწილების მუდმივა  $c$ . .....34

ცხრილი 2. პლანეტური გეომაგნიტური  $A_p$  ინდექსის ( $A_p < 50$ ) სეზონური საშუალო მნიშვნელობების ტრენდები,  $1/\text{წელი}$  ( $1\sigma$  სანდოობით), 1957-1993 ინტერვალში. სეზონები აღებულია ცენტრით დღელამტოლობებისა და ბუნიობის თვეებზე. ....52

## ნახაზების ჩამონათვალი

|                                                                                                                                            |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| ნახ.1.1. საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველისა და დედამიწის მაგნიტური ველის ორიენტაცია .....                                                    | 11 |
| ნახ.1.2. გლობალური ტროპოსფერული ტემპერატურის ცვლილება პინატუბოს ვულკანურ ამოფრქვევის შედეგად .....                                         | 16 |
| ნახ.1.3. აეროზოლების ზომების განაწილება .....                                                                                              | 17 |
| ნახ.1.4. გალაქტიკური კოსმოსური სხივების გავრცელება ატმოსფეროში .....                                                                       | 22 |
| ნახ.1.5. კოსმოსური გარემოს ზოგიერთი პარამეტრის გრძელვადიანი ცვლილებები .....                                                               | 24 |
| ნახ.2.1. უღრუბლო დღეების ყოველთვიური რიცხვების შიდაწლიური განაწილება .....                                                                 | 31 |
| ნახ.2.2. უღრუბლო ღამეების ყოველთვიური რიცხვების შიდაწლიური განაწილება .....                                                                | 32 |
| ნახ.2.3. უღრუბლო დღეების ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის შიდაწლიური განაწილება $Ap \geq 20$ -ის შემთხვევაში: .....                           | 35 |
| ნახ.2.4. პლანეტური გეომაგნიტური ინდექსის $Ap$ , ფარდობითი გკს-ის და მზის რადიოგამოსხივების ინდექსის $F_{10.7}$ შიდაწლიური განაწილება ..... | 37 |
| ნახ.2.5. ქარიშლების უეცარი დასაწყისის (SSC) ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის და გკს-ის ფარდობითი მნიშვნელობების შიდაწლიური განაწილება .....   | 39 |

ნახ.2.6. ძლიერი გეომაგნიტური შემფოთებების ( $A_p \geq 50$ ) ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის და გკს-ის ფარდობითი მნიშვნელობების შიდაწლიური განაწილება .....40

ნახ.2.7. პლანეტური გეომაგნიტური  $A_p$  ინდექსის საშუალო წლიური სიდიდეების გრძელვადიანი ვარიაციები დღე-ღამისა და უღრუბლო დღეების შემთხვევაში .....42

ნახ.2.8. პლანეტური გეომაგნიტური  $A_p$  ინდექსის საშუალო წლიური სიდიდეების გრძელვადიანი ვარიაციები ყველა დღე-ღამისა და უღრუბლო ღამეების შემთხვევაში ..42

ნახ.2.9. პლანეტური გეომაგნიტური  $A_p$  ინდექსის გრძელვადიანი ტრენდები სეზონების მიხედვით .....43

ნახ.2.10. 1975-1978წწ. მზის ქარის სიჩქარის  $V$ , საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის  $B$ -ს და გკს-ის ნაკადის შიდაწლიური განაწილება .....45

ნახ.2.11. 1990-1991 წწ. მზის ქარის სიჩქარის  $V$ , საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის  $B$  და გკს-ის ნაკადის შიდაწლიური განაწილება .....46

ნახ.2.12. გკს-ს ინტენსივობის ვარიაციები ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებისა და მოდელის მიხედვით, მზის აქტივობის მინიმუმისთვის .....49

ნახ.2.13. გკს-ს ინტენსივობის ვარიაციები ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებისა და მოდელის მიხედვით, მზის აქტივობის მაქსიმუმისთვის .....49

ნახ.3.1. ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის  $OI$  წითელი  $630.0$  ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება,  $A_p < 12$  და  $A_p \geq 12$  შემთხვევაში .....58

ნახ.3.2. ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის  $OI$  წითელი  $630.0$  ხაზის ინტენსივობის

|                                                                                                                                                                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| შიდაწლიური განაწილება, მზის აქტივობის მაქსიმუმში და მინიმუმში .....                                                                                                                                                         | 60 |
| ნახ.3.3. ღამის ცის ნათების ინტენსივობის ატომური ჟანგბადის OI მწვანე 557.7 ნმ ხაზის შიდაწლიური განაწილება, $A_p < 12$ და $A_p \geq 12$ შემთხვევაში .....                                                                     | 63 |
| ნახ.3.4. ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის OI მწვანე 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება, მზის აქტივობის მაქსიმუმში და მინიმუმში .....                                                                      | 64 |
| ნახ.3.5. საშუალო წლიური მნიშვნელობები ოზონის ჯამური შემცველობის, მზის ლაქების რიცხვის, $A_p$ და $\sum K_p$ ინდექსების .....                                                                                                 | 68 |
| ნახ.3.6. ოზონის ჯამური შემცველობის თვის საშუალო მნიშვნელობების შიდაწლიური განაწილება ილუბა ყველა და SSC-ის შემდგომი დღეებისთვის .....                                                                                       | 69 |
| ნახ.4.1. წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსური ზრდა.....                                                                                                                                                                      | 75 |
| ნახ.4.2. წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH ამპლიტუდების ცვლილების ანალიზური ამონახსნი; ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილი, $VER \ \varepsilon_{630}(h,t)$ და სრული წითელი ხაზის ინტენსივობა $I_{630}(t)$ .....      | 84 |
| ნახ.4.3. წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH ამპლიტუდების ცვლილების რიცხვითი ამონახსნები; ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილი; $VER \ \varepsilon_{630}(h,t)$ და (d) სრული წითელი ხაზის ინტენსივობა $I_{630}(t)$ ..... | 85 |

## აბრევიატურების ჩამონათვალი

a.u. - astronomical unit

AEAP - Atmospheric Effects of Aviation Project

CALIPSO - Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation

CAWSES - Climate And Weather of the Sun-Earth System

CCN - Cloud Condensation Nuclei

CLOUD - Cosmics Leaving Outdoor Droplets

CME - Coronal Mass Ejection

DLR - Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (German Aerospace Center)

EARLINET - European Aerosol Research Lidar Network

EPE - Energetic Proton Events

ESA - European Space Agency

GCR - Galactic Cosmic Ray

GPS - Global Positioning System

JpGU - Japan Geoscience Union

NASA - National Aeronautics and Space Administration

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

SCOSTEP - Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics

SSC - Storm Sudden Commencements

TAD - Traveling Atmospheric Disturbance

TOC - Total Ozone Content

UARS - Upper Atmosphere Research Satellite

WINDII - WIND Imaging Interferometer

გკს - გალაქტიკური კოსმოსური სხივები

ოჯშ - ოზონის ჯამური შემცველობა

ა.ე. - ასტრონომიული ერთეული

## თავი 1. შესავალი

დედამიწის ატმოსფეროზე კოსმოსური ფაქტორების ზეგავლენა, როგორებიცაა მზე, მზის ქარი, გალაქტიკური კოსმოსური სხივები და სხვა, ატმოსფეროსა და კოსმოსის ფიზიკის, ასევე მზე-დედამიწა კავშირების შემსწავლელი მეცნიერებების აქტუალური კვლევის საგანია (Hargreaves 1995). ეს კვლევები მნიშვნელოვნად განვითარდა კოსმოსის ათვისების დაწყებიდან, როდესაც ხელოვნური თანამგზავრების მეშვეობით ატმოსფერო-იონოსფერო-მაგნიტოსფეროს მონიტორინგი დაიწყო. ატმოსფეროზე კოსმოსური ფაქტორის ზემოქმედების შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს მზე-დედამიწა კავშირების სრულყოფილი მოდელის შესაქმნელად, რომელიც მსოფლიოს წამყვანი კვლევითი ცენტრების და პროგრამების მიზანს წარმოადგენს (NASA Solar-terrestrial probes program <http://stp.gsfc.nasa.gov/>, NOAA Solar-Terrestrial Physics Division <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/stp.html>, DLR Space Weather and Ionosphere [http://www.dlr.de/kn/en/desktopdefault.aspx/tabid-2204/3257\\_read-9150/](http://www.dlr.de/kn/en/desktopdefault.aspx/tabid-2204/3257_read-9150/), ESA Solar Terrestrial Relations Observatory <http://sci.esa.int/proba2/51804-kienreich-et-al-2013/>, SCOSTEP <http://www.yorku.ca/scostep/>, CAWSES [http://www.cawses.org/wiki/index.php/Main\\_Page](http://www.cawses.org/wiki/index.php/Main_Page), JpGU and others <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/masterplan2014/index-e.html>, და სხვა). მზის გავლენა ქვედა ატმოსფეროზე ნაკლებადაა შესწავლილი (Dickinson 1975, Svensmark and Friis-Christensen 1997, Haigh 1999, Gray et al. 2010).

დედამიწაზე ზემოქმედების მთავარი კოსმოსური ფაქტორია მზე. ის დიდწილად განსაზღვრავს კოსმოსურ ამინდს<sup>1</sup> და გავლენას ახდენს როგორც კლიმატზე, ასევე დედამიწის ატმოსფერო-იონოსფერო-მაგნიტოსფეროს სტრუქტურასა და ყოფაქცევაზე (Hargreaves 1995, Tinsley 2008). კოსმოსური ფაქტორების ზემოქმედება დედამიწის ატმოსფეროზე დიდი ხანია შემჩნეული იქნა (Gray et al. 2010 და მასში მითითებული ლიტერატურა). თუმცა მათი გავლენის შესწავლა მნიშვნელოვნად გაიზარდა

---

<sup>1</sup> კოსმოსური ამინდი (Space weather) - კოსმოსის ფიზიკისა და აერონომიის შემადგენელი ნაწილი, რომელიც შეეხება მზის სისტემაში და უპირველესად დედამიწის გარშემო (მაგნიტოსფერო-იონოსფერო-თერმოსფეროს ჩათვლით) დროში ცვალებად პირობებს.

ხელოვნური თანამგზავრების გაშვების შემდგომ. აღმოჩნდა, რომ ატმოსფეროს ზედა ფენებში დაბალი ორბიტის კოსმოსური ხომალდების დამუხრუჭება გაცილებით უფრო სწრაფად ხდება, ვიდრე მოსალოდნელი იყო ხახუნის შედეგად (Burke et al. 2010). მზის ძლიერი კორპუსკულური გამოსხივება, რომელიც ძირითადად შედგება პროტონებისა და ელექტრონებისგან, წარმოშობს გეომაგნიტურ ქარიშხალს, რაც იწვევს ატმოსფეროს ზედა ფენის - თერმოსფეროს გაცხელებას. ამის შედეგად თერმოსფერო იწყებს გაფართოებას და იზრდება მისი სიმაღლე, რაც კიდევ უფრო აძლიერებს დაბალი ორბიტის თანამგზავრების დამუხრუჭებას (Nakagawa and Iizima 2006).

კოსმოსურ ფაქტორების გამოვლენას, შესწავლასა და პროგნოზირებას სულ უფრო მზარდი მნიშვნელობა ენიჭება იმიტომაც, რომ ისინი მოქმედებენ ხელოვნური თანამგზავრების ელექტრონულ ხელსაწყოებზე, საკომუნიკაციო და სანავიგაციო სისტემებზე, რითაც შუძლიათ მათი მუშაობის შეფერხება და მწყობრიდან გამოყვანაც (Woods et al. 2012, Elbert 2008). მზის ანთებები გავლენას ახდენენ ზედა ატმოსფეროზე, რასაც შეუძლია გამოიწვიოს სიგნალების გავრცელების შეფერხება გლობალური პოზიციონირების სისტემებიდან (Global Positioning System - GPS) დედამიწამდე. კორონული მასის ამოფრქვევისას (Coronal Mass Ejections - CME) გამოტყორცნილი ნაწილაკები იჭრებიან ატმოსფეროში და იწვევენ ელექტრომაგნიტურ ფლუქტუაციებს, რომელთაც შეუძლიათ ელექტროგადამცემი ხაზების დაზიანება. ასევე კოსმოსური ფაქტორები გავლენას ახდენენ მოკლეტალღოვან რადიოსიგნალებზე. ამის მიზეზი ისაა, რომ მათი ზემოქმედება იწვევს იონოსფეროს სტრუქტურის ცვლილებასა და, შესაბამისად, რადიოსიგნალის გავრცელების შეფერხებას (Spogli et al. 2009).

მზის კორპუსკულური გამოსხივება განპირობებულია მის ატმოსფეროში მიმდინარე აქტიური პროცესებით. მზის ულტრაიისფერი და რენტგენული გამოსხივების ზრდასთან ერთად, ხშირად ხდება კორონული მასის ამოფრქვევები, ანთებები, მზის ენერგიული პროტონული მოვლენები (Energetic Proton Events - EPE). ეს პროცესები მნიშვნელოვანწილად განსაზღვრავს ჰელიოსფეროსა და დედამიწის ატმოსფერო-იონოსფერო-მაგნიტოსფეროში მიმდინარე მოვლენებს. მზის ატმოსფეროდან ამოფრქვეული პლაზმა მიყვება მზის მაგნიტურ ველს (იგივე,

საპლანეტაშორისო მაგნიტურ ველს), რომელიც ვრცელდება მთელს ჰელიოსფეროში და ურთიერთქმედებს დედამიწისა და მაგნიტური ველის მქონე სხვა პლანეტების მაგნიტოსფეროებზე. ეს ურთიერთქმედება დედამიწის მაგნიტურ ველთან იწვევს გეომაგნიტურ შეშფოთებებს (Russell and McPherron 1973).

მზეზე მიმდინარე აქტიური პროცესები სხვადასხვა პერიოდის მქონე ციკლირებას განიცდის. ისინი პირობითად ორ ნაწილად იყოფიან: გრძელვადიან და მოკლევადიან ციკლებად. გრძელვადიანია 11-წლიანი, 22-წლიანი, საუკუნოვანი და სხვა უფრო ხანგრძლივი პერიოდულობის, მოკლევადიანს კი მიეკუთვნება შიდაწლიური ცვალებადობები, რომელთა პერიოდები 1 წელზე ნაკლებია: ნახევარწლიური, სეზონური, 27-დღიანი. მზის აქტივობის დედამიწაზე გავლენა დამოკიდებულია როგორც ამ მოვლენების პერიოდულობაზე, ასევე მზის დიფერენციალურ ბრუნვაზე, რომლის საშუალო პერიოდი 27 დღეა. მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზებში აქტიური პროცესების რაოდენობა იზრდება, რაც უნდა აისახებოდეს მისი გარემოს პარამეტრების ცვალებადობებზეც.

მზეზე მიმდინარე აქტიური პროცესები, ზოგადად, მზის აქტივობის ციკლირება, გალაქტიკური კოსმოსური სხივების (შემდგომში გკს) ინტენსივობის მოდულაციას ახდენენ. კოსმოსური სხივები იჭრებიან დედამიწის ატმოსფეროს ქვედა ფენებში და ურთიერთქმედებენ მასთან. ატმოსფეროს ფენები ურთიერთკავშირშია ერთმანეთთან. შესაბამისად, კოსმოსური ფაქტორით გამოწვეული სტრუქტურული და დინამიური ცვლილებები შესაძლებელია ქვედა და ზედა ატმოსფეროს ურთიერთკავშირებში აისახოს, ასევე ამ ფენების პარამეტრების როგორც გრძელვადიან, ასევე შიდაწლიურ ცვლილებებზე (Dickinson 1975).

მზის კორპუსკულური გამოსხივება განიცდის მოკლევადიან (365 დღეზე ნაკლებ) ცვლილებებს, რომლებიც შესაძლებელია აისახებოდეს დედამიწის ატმოსფეროსა და იონოსფეროს პარამეტრებისა და გეომაგნიტური ველის ცვლილებებში. ამგვარი შიდაწლიური ცვლილებებიდან უფრო მეტად შესამჩნევია გეომაგნიტური შეშფოთებების რიცხვის ნახევარწლიანი ცვლილებები, მაქსიმუმებით გაზაფხულისა (მარტი-აპრილი) და შემოდგომის (სექტემბერი-ოქტომბერი) დღეღამტოლობების

თვეებში. ამის მიზეზად ითვლება დედამიწის გეომაგნიტური დიპოლის საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველისადმი დახრის კუთხის ცვლილება, დედამიწის მზის გარშემო მოძრაობის გამო (Russell and McPherron 1973).

ატმოსფერო-იონოსფერო-მაგნიტოსფეროს სტრუქტურაზე კოსმოსური ფაქტორის გავლენა მნიშვნელოვნად იცვლება დედამიწის ზედაპირიდან სიმაღლის მიხედვით. მზის ელექტრომაგნიტური გამოსხვებით გამოწვეული ატმოსფეროს სტრუქტურული ცვლილებები საგრძნობლად იზრდება სიმაღლესთან ერთად მეზოსფეროსა და თერმოსფეროს რეგიონებში (Megrelishvili 1981, Roble and Dickinson 1989). მეზოსფეროდან თერმოსფეროსკენ გადასვლისას მნიშვნელოვნად იცვლება ატმოსფეროს პარამეტრებში მზის 11-წლიანი ციკლირებისათვის დამახასიათებელი ცვლილებების ამპლიტუდები. ეს ზემოქმედება ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს პარამეტრებზე შედარებით კარგადაა შესწავლილი. ამ არეებში მზისა და გეომაგნიტური აქტივობები მნიშვნელოვნად ცვლის ატმოსფეროს ფენების სტრუქტურას, მზის მინიმუმიდან მაქსიმუმის ფაზამდე (Rishbeth and Roble 1992). ეს ეფექტი დაკავშირებულია იმასთან, რომ მზის 11-წლიანი ციკლირებისას, მზის ულტრაიისფერ და რენტგენულ უბნებში გამოსხივება უფრო მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის მაქსიმუმისა და მინიმუმის ფაზებში, ვიდრე მზის მთელი ელექტროენერგიის გამოსხივების სპექტრი. მზის მუდმივა 11-წლიანი ციკლირებისას მინიმუმისა და მაქსიმუმის ფაზებს შორის მხოლოდ 0.1%-ით იცვლება, თუმცა რენტგენულ და ულტრაიისფერ უბნებში ენერგიის ცვლილება შეიძლება იყოს რამდენიმე პროცენტი, თანაც, რაც უფრო მოკლეტალღიანია გამოსხივება, მით მეტია ვარიაცია (Shindell et al. 1999, Gray et al. 2010 და მათში მითითებული ლიტერატურა). ატმოსფერული პარამეტრების ვარიაციები კარგად კორელირებს ასევე მზის კორპუსკულურ გამოსხივებასთან, განსაკუთრებით დედამიწის პოლარულ არეებში. ამ რეგიონში მიმდინარე პროცესები ზემოქმედებენ ატმოსფერო-იონოსფერული პარამეტრების ცვლილებაზე, მზის აქტივობის ფაზასთან შესაბამისად. თუმცა ამ გავლენის მექანიზმები ჯერ კიდევ არ არის კარგად ცნობილი და შემდგომ შესწავლას საჭიროებს.

ქვედა ატმოსფეროში (ტროპოსფერო), სადაც ხდება კლიმატის ფორმირება, მზის ვარიაციებისა და კოსმოსური ფაქტორების გავლენა ყველაზე ნაკლებად შეიმჩნევა (Tinsley 2008, Svensmark and Friis-Christensen 1997). მზის რენტგენული და ულტრაიისფერი გამოსხივება დიდწილად ზედა ატმოსფეროში (სტრატოსფერო-მეზოსფერო-თერმოსფერო) შთაინთქმება. ქვედა ფენებში კორპუსკულური გამოსხივების გავლენა, რომელიც გკს-ის ნაკადითაა გამოწვეული და რომელიც, თავის მხრივ, მზის ქარის ცვალებადობის მოდულაციას განიცდის, კიდევ უფრო ძნელად შესასწავლია. მათი შესაბამისი ვარიაციები, როგორც გრძელვადიანი, ასევე შიდაწლიური, ბევრად ნაკლები ამპლიტუდისაა, ვიდრე ზედა ფენებში.

კლიმატზე გავლენის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაქტორია ღრუბელდაფარვა, რადგანაც ის ძლიერ გავლენას ახდენს დედამიწის რადიაციულ ბალანსზე (Dickinson 1975). დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროში ღრუბელდაფარვის პროცესისა და მასზე გკს-ს შესაძლო გავლენის შესწავლას (Svensmark and Friis-Christensen 1997). ტროპოსფეროზე მზის მიერ მოდულირებული გკს-ს გავლენის კვლევა, მისი თანმდევი პროცესების დადგენა და მახასიათებელი ვარიაციების, მათ შორის შიდაწლიურის, შესწავლა განსაკუთრებით პრობლემატურია. ისეთ პარამეტრებში, როგორებიცაა ტემპერატურა, სიმკვრივე და ტენიანობა, კოსმოსური ფაქტორისთვის დამახასიათებელი შიდაწლიური ცვლილებები ძნელად შესამჩნევია. ბოლო წლებში მნიშვნელოვნად გაიზარდა ინტერესი ღრუბელდაფარვის პროცესების კვლევისადმი, როგორც კლიმატის ფორმირებასა და მის ცვლილებაზე გავლენის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაქტორის. დადგენილია, რომ ქვედა ატმოსფეროზე გავლენას ახდენს გკს და მათ შეუძლიათ გავლენა იქონიონ ღრუბელდაფარვის პროცესსა და, შესაბამისად, კლიმატზე. ამ საკითხის კვლევას ეძღვნება ცერნის CLOUD ექსპერიმენტი (Kirkby et al. 2011, Voigtländer et al. 2012).

ქვედა ატმოსფერული პარამეტრების ნახევარწლიან ვარიაციებში კოსმოსური ფაქტორის გამოყოფა საკმაოდ რთულია იმიტომაც, რომ ისინი შესაძლოა დაკავშირებული იყოს დედამიწის ნახევარსფეროებს შორის არსებულ ატმოსფერული მასების გადაადგილებით გამოწვეულ ასიმეტრიასთან (Lu et al. 1994, Shindell et al. 1999,

Haynes et al. 2013). სეზონური ცვალებადობა დაკავშირებულია წლის განმავლობაში მზის რადიაციის შთანთქმის ცვლილებასთან. ეს განაპირობებს რეგიონალურ თავისებურებებსაც და ასევე გავლენას ახდენს დედამიწის ნეხევარსფეროებს შორის ცირკულაციასა და მათ განსხვავებებზე.

შემოთავაზებულ ნაშრომში შესწავლილია შუა განედების (აბასთუმანი, +41°45'18."19; E42°49'31."2) ზედა და ქვედა ატმოსფეროს - თერმოსფეროსა და ტროპოსფეროს - პარამეტრების, შიდაწლიური და გრძელვადიანი ცვლილებები სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში, მათი ურთიერთკავშირის დადგენის მიზნით. ეს პარამეტრებია ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის წითელი OI 630.0 ნმ და მწვანე OI 557.7 ნმ ხაზების გამოსხივება, ოზონის ჯამური შემცველობა, უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილება. ასევე ნაჩვენებია მათი შესაძლო კავშირი გკს-ის ცვალებადობასთან. პირველად იქნა ნაჩვენები, რომ ღრუბელდაფარვის პროცესს ახასიათებს ნახევარწლიანი ცვლილებები, რაც, არსებული მონაცემების ანალიზის საფუძველზე, საშუალებას იძლევა დავასკვნათ, რომ ღრუბელდაფარვა კოსმოსურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული.

ასევე შესწავლილ იქნა აბასთუმანში უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური და გრძელვადიანი ვარიაციები სხვადასხვა გეომაგნიტური შემფოთებების პირობებში და მათი შესაძლო ურთიერთკავშირი გკს-ის ინტენსივობებთან. აღმოჩნდა, რომ შიდაწლიური განაწილებისას მაგნიტურად შეუმფოთებელი უღრუბლო დღეების მაქსიმუმი არის აგვისტოში, უღრუბლო ღამეებისა კი - სექტემბერში. გეომაგნიტური შემფოთებებისას აღნიშნული პიკები ინაცვლებს: უღრუბლო დღეების შემთხვევაში - სექტემბრისკენ, ხოლო უღრუბლო ღამეებისას - აგვისტოსკენ. ამავე დროს, მარტში (გაზაფხულის დღედამტოლობის გარშემო) ჩნდება მეორე მაქსიმუმი. უღრუბლო ღამეების შემთხვევაში კი დამატებით მესამე პიკი ჩნდება ივნისში (ზაფხულის ბუნიობის მახლობლად), ხოლო ამავე პერიოდში გვაქვს გკს-ის ინტენსივობის ყველაზე დიდი ვარდნა. ეს კორელაციები მიუთითებდნენ ღრუბლიანობის შესაძლო კავშირზე კოსმოსურ ფაქტორებთან, ასევე დღისა და ღამის პერიოდებში ღრუბელთწარმოშობის პროცესებს შორის განსხვავებებზე. გკს-ის ნაკადის გავლენა ქვედა ატმოსფეროში

იონიზაციის პროცესზე და კონდენსაციის ბირთვების სიმკვრივის ვარიაციები ასევე შესაძლოა კავშირში იყოს ამ რეგიონში დედამიწის ზედაპირთან ტემპერატურის წლიურ და სეზონურ ვარიაციებთან. ამ ცვლილებებისა და მათი ურთიერთკავშირების ანალიზის მიზნით, Alania et al-ის მიერ (2014) შედგენილ და რიცხვითად ამოხსნილ იქნა ორგანოზომილებიანი გადატანის განტოლება, ჰელიოსფეროში არსებული ყველა მნიშვნელოვანი პროცესის გათვალისწინებით. დემონსტრირებულია მზის ქარის, საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის და გკს-ის ნაკადის შიდაწლიური განაწილების მოდელური გათვლებით მიღებული მრუდები.

შესწავლილ იქნა ღამის ცის ნათების ჟანგბადის წითელი და მწვანე ხაზების გამოსხივებები მზის აქტივობის სხვადასხვა პერიოდებსა და განსხვავებულ გეომაგნიტურ პირობებში. ასევე შესწავლილ იქნა ოზონის ჯამური შემცველობის ცვლილებები სხვადასხვა გეომაგნიტური შეშფოთებებისას. ამ კვლევებმა აჩვენა გეომაგნიტური აქტივობის ზემოქმედება ატმოსფეროს სტრუქტურულ და დინამიურ ცვლილებებზე.

ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის წითელი 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობა მზეზე მიმდინარე აქტიური პროცესებისა და გეომაგნიტური შეშფოთებების მიმართ მაღალი მგრძნობიარობით გამოირჩევა (Fishkova 1983). მზის ქარით ან ელექტრომაგნიტური გამოსხივებით გამოწვეული ატმოსფერო-იონოსფეროს სტრუქტურული და ასევე დინამიური ცვლილებები აირეკლება წითელი ხაზის ვარიაციებში. ჩვენს მიერ შესწავლილი იქნა მისი ყოფაქცევა და დინამიური პროცესები, რომლებიც, სავარაუდოდ, გეომაგნიტური შეშფოთებებისას პოლარულ რეგიონებში მიმდინარეობს და იწვევს წითელი ხაზის ცვლილებებს. შესაბამისად, მის წლიურ განაწილებაში მოსალოდნელია კოსმოსური ფაქტორისთვის დამახასიათებელი ვარიაციები (მაგ., ნახევარწლიანი, მაქსიმუმით მარტსა და სექტემბერში), რომელიც მოგვიანებით იქნა გამოკვლეული (Todua and Didebulidze 2013).

### *1.1. ნახევარსფეროთაშორისი ასიმეტრია ქვედა და ზედა ატმოსფერულ პარამეტრებში*

ატმოსფერო-იონოსფეროს პარამეტრებში ნახევარწლიური ცვლილებები ასევე განპირობებულია დედამიწის ნახევარსფეროებში მიმდინარე პროცესების არასიმეტრიული განვითარებით. ატმოსფეროს გლობალური ცირკულაცია განიცდის ცვლილებებს, რომლებიც გამოწვეულია ატმოსფერული მასების ურთიერთ-გადანაცვლებით, ფართომასშტაბიანი გრიგალური ტრანსპორტირებისა და მერიდიანული ნაკადის საშუალებით. ეს ცვალებადობები არასიმეტრიულია ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროებისთვის (Newell 1969). კერძოდ, განსხვავებულია პოლარული ნათებების ინტენსივობები და მორფოლოგია, სხვადასხვა ფენების ტემპერატურები, ოზონის შემცველობა, ღრუბლების მიერ გამოწვეული რადიაციული გაციება (Haynes et al. 2013). პოლარულ არეებს შორის ეს განსხვავებები უფრო მეტად იჩენს თავს, ვიდრე შუა განედებსა და ეკვატორთან.

ატმოსფერული პარამეტრებისათვის დამახასიათებელი შიდაწლიური ვარიაციები ნახევარსფეროებში განსხვავებულ ხასიათს ატარებენ. ითვლება, რომ დედამიწის ზედაპირთან ოზონის ფენის ანომალია განპირობებულია ზედა ატმოსფეროში გვიან გაზაფხულსა და ზაფხულში უფრო სწრაფი მიმოცვლით (Newell 1969). მშრალი ატმოსფერული მასების გადატანა ჩრდილოეთიდან სამხრეთ ნახევარსფეროში დროის სეზონურზე უფრო მცირე მასშტაბებში ხდება (Carrera and Gyakum 2003). ატმოსფერული მასების განაწილებაში ამგვარი განსხვავებები შესაძლოა იწვევდნენ რეგიონულ ანომალიებს და სტაბილურ გადახრებს.

ნახევარსფერული ასიმეტრია თავს იჩენს ზედა და ქვედა ატმოსფეროს პარამეტრებსა და მათი ურთიერთკავშირებში (Lu et al. 1994, Shindell et al. 1999, Hagan and Forbes 2002, Haynes et al. 2013). ეს ასიმეტრია ნაპოვნი იქნა ატმოსფეროში რადიაციული გაცხელების მახასიათებლების გაზომვისას CloudSat რადარისა და CALIPSO ლიდარის საშუალებით (Haynes et al. 2013). აღმოჩნდა, რომ ტროპიკული ზონის ქვედადან საშუალო ტროპოსფერომდე გაციება მინიმალურია, სამხრეთ ნახევარსფეროს ზედა სასაზღვრო ფენაში (პოლუსის მიმართულებით  $-10^{\circ}$  განედზე) გაციების მაქსიმუმია, ხოლო ქვედა სასაზღვრო ფენაში ორივე ნახევარსფეროს შუაგულ მანძილზე განედებამდე -

მინიმუმია. ღრუბლების ზედა ნაწილი მნიშვნელოვნად აციებს ზედა სასაზღვრო ფენას მთელი წლის განმავლობაში სამხრეთ ნახევარსფეროს შუადან მაღალ განედებში, მაგრამ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს შესაბამის ადგილებში ასეთ გაციებას ადგილი არა აქვს ზამთრის განმავლობაში. ეს განსხვავებები იწვევს ღრუბლების რადიაციული გაციების ნახევარსფერულ ასიმეტრიას.

ნახევარსფერული ასიმეტრია შესაძლოა აიხსნას სხვადასხვა მიზეზით, კერძოდ, მაგნიტური ველის დახრის კუთხითა და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის მაგნიტოსფეროზე ზემოქმედებით, რის შედეგადაც მზის ქარის მიერ ენერგიის გადაცემა ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროებში შესაძლოა განსხვავებული იყოს.

ნახევარსფეროებს შორის დინამიური კავშირი ვლინდება გლობალური ცირკულაციური ცვლილებისას, რომელიც შეიძლება უფრო ძლიერად იყოს გამოხატული გეომაგნიტური შეშფოთებებისას. კერძოდ, პოლარულ არეებში მიმდინარე აქტიური პროცესები გავლენას ახდენენ საშუალო განედების ზედა ატმოსფეროს დინამიკაზე და, შესაბამისად, ატმოსფერო-იონოსფეროს კავშირებზე.

მოცემულ ნაშრომში (Didebulidze et al. 2009) პირველად იქნა ნაჩვენები, რომ ძლიერი გეომაგნიტური შეშფოთებების მიერ გენერირებულ არაერთგვაროვან ქარს შეუძლია გააჩინოს როგორც ატმოსფერული გრავიტაციული ტალღები (gravity waves), რომლებიც ვრცელდებიან საშუალო განედებზე და ზოგჯერ აღწევენ ეკვატორულ არეებსაც, ასევე გრიგალური ტიპის შეშფოთებები, რომლებიც ავლენენ ე.წ. მოგზაური ატმოსფერული შეშფოთებების (Travelling atmospheric disturbances - TAD) მაგვარ ცვლილებებს. ეს მოვლენები პოლარული და საშუალო განედების გარკვეული დინამიური კავშირის ნათელი გამოხატულებაა. ამგვარად, მოსალოდნელია გეომაგნიტური შეშფოთებებისას პოლარული, საშუალო და ეკვატორული განედების განსხვავებული კავშირი ზედა ატმოსფერულ პარამეტრებში.

## **1.2. საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ზემოქმედება დედამიწის მაგნიტურ ველზე და გეომაგნიტური აქტივობის შიდაწლიური განაწილება - რასელ-მაკფერონის ეფექტი**

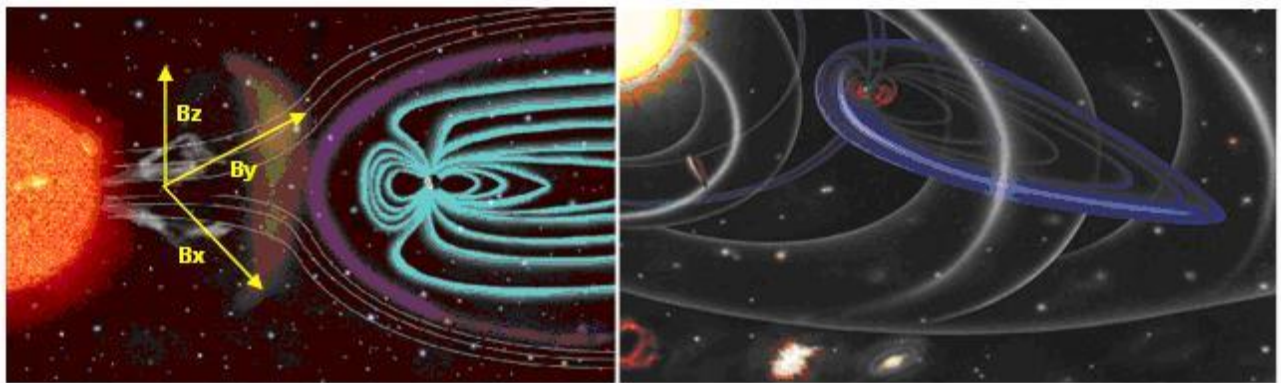
დედამიწის მაგნიტურ ველს ახასიათებს ცვლილებები, რომელსაც ვუწოდებთ გეომაგნიტური აქტივობას და რომელიც საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველისა და დედამიწის მაგნიტოსფეროს ურთიერთქმედების შედეგია. საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველი წარმოადგენს მზის მაგნიტურ ველს, რომლის საშუალებით მზის სისტემაში ვრცელდება მზის ქარი (პლაზმის ნაკადი). გეომაგნიტური აქტივობა კოსმოსური ამინდის შემადგენელი ნაწილია (Russell and Mcpherron 1973). გეომაგნიტური ველის პერიოდულობა იცვლება მილიწამებიდან მილიონობით წლებამდე, პერიოდულობები კი როგორც გრძელვადიანია, ასევე შიდაწლიური (Rangarajan and Iyemori 1997). მცირე დროითი მასშტაბიანი ცვლილებები ძირითადად იონოსფეროსა და მაგნიტოსფეროში აღძრული დენებიდან წარმოიშობა და ზოგჯერ გეომაგნიტურ ქარიშხალს იწვევს. ერთი წლისა და მეტი პერიოდულობის ცვალებადობები, გარდა მზის აქტივობისა, ასევე შესაძლოა გამოწვეული იყოს დედამიწის რკინით მდიდარ წიაღში მიმდინარე მოვლენებით, რომელთა შედეგად ასევე მიცვლება აგნიტური ველის პოლარობა (Merrill et al. 1996).

შიდაწლიურ ვარიაციებში ყველაზე გამოკვეთილია ნახევარწლიანი პერიოდულობა, მაქსიმუმით გაზაფხულისა და შემოდგომის დღელამტოლობის თვეებში. მზეზე მიმდინარე აქტიური პროცესები, როგორებიცაა ანთებები, კორონული მასის ამოფრქვევები, ენერგიული პროტონული მოვლენები და სხვა, მზის ქარის მეშვეობით იწვევს ძლიერ გეომაგნიტურ შემფოთებებს, ასევე ქარიშხლების უეცარ დასაწყისს (Sudden Storm Commencements - SSC).

გეომაგნიტური აქტივობის ნახევარწლიანი პერიოდულობა რასელისა და მაკფერონის მიერ ახსნილია საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის (დედამიწის მაგნიტური ველის დიპოლის პარალელური) სამხრეთისკენ მიმართული კომპონენტის -  $B_z$ -ისა და გეომაგნიტური ველის გეომეტრიის ნახევარწლიანი ცვლილებით (Russell and Mcpherron, 1973), მზის ეკვატორულ კოორდინატთა სისტემაში (ნახ.1.1). ამ მოდელის მიხედვით, საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ჩრდილოეთისკენ მიმართული

ნაწილი ნაკლებად მონაწილეობს გეომაგნიტურ ველთან ურთიერთქმედებაში. ველის სამხრეთი ნაწილის ურთიერთქმედება კი განპირობებულია მზის მაგნიტოსფერული გეომეტრიით. ამ მოდელით ნაწინასწარმეტყველები გეომაგნიტური აქტივობის დამოკიდებულება საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის პოლარობაზე და გეომაგნიტური აქტივობის 22-წლიანი ციკლი დადასტურებულია დაკვირვებებითი მონაცემებით. ეს მოვლენა ცნობილია რასელ-მაკფერონის ეფექტის სახელით.

რასელ-მაკფერონის ეფექტის გავლენა გეომაგნიტური აქტივობაზე ძალზე დიდია. გეომაგნიტური აქტივობა უფრო ინტენსიურია შემოდგომის დღედამთოლობის მახლობლად, როდესაც საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველი მზის საპირისპიროდაა მიმართული, ვიდრე გაზაფხულის დღედამთოლობისას, როდესაც ის მზისკენაა მიმართული (Zhao and Zong 2012). გეომაგნიტურ აქტივობას ასევე ახასიათებს სეზონური და დღიური ვარიაციებიც, რაც ძლიერი მზის ქარის დროს ასევე შესაძლოა გამოწვეული იყოს რასელ-მაკფერონის ეფექტით. ძირითადად სწორედ ეს მოვლენა განსაზღვრავს ფიზიკურ პროცესებს, რომელთა საშუალებითაც ხდება რელატივისტური ელექტრონების აჩქარება, და მათი ნაკადის ეფექტურობას (McPherron et al. 2009).



ნახ.1.1. საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველისა და დედამიწის მაგნიტური ველის ორიენტაცია (<http://www.mailmagazine24.com/environment-and-climate/02-2012/part4b-dynamic-solar-system-the-actual-effects-of-climate-change.html>)

ვინაიდან მაგნიტოსფერო-იონოსფეროსა და ზედა ატმოსფეროს ცვლილებები ქვედა ატმოსფეროს პარამეტრებზეც აისახება, ამ კავშირების შესწავლა კვლევების

აქტუალური საგანია. მოცემულ ნაშრომში შესწავლილია გეომაგნიტური აქტივობისა და გალაქტიკური კოსმოსური სხივების ნაკადის შიდაწლიური ვარიაციები აბასთუმანში ღრუბელდაფარვის სხვადასხვა პირობებში.

### ***1.3. მზის სხვადასხვა პერიოდულობის ცვალებადობების გავლენა ქვედა და ზედა ატმოსფეროს პარამეტრებზე***

მზის აქტივობის 11-წლიანი ციკლი, ასევე სხვა გრძელვადიანი და მოკლევადიანი პერიოდულობის ცვალებადობები გავლენას ახდენენ დედამიწის ქვედა და ზედა ატმოსფეროს სხვადასხვა პარამეტრებზე. მზის გამოსხივების ცვალებადობა (რომელიც სრული რადიაციის დაახლოებით 0.1%-ს შეადგენს) ერთი შეხედვით ძალზე მცირეა იმისათვის, რომ მან მნიშვნელოვანი ზეგავლენა იქონიოს დედამიწაზე. თუმცა ეს ასე არ არის. ეს ვარიაციები სხვადასხვა სპექტრულ უბნებში სხვადასხვა ამპლიტუდისაა და დედამიწის ატმოსფეროზეც განსხვავებულ გავლენას ახდენენ. მზის ცვალებადობა ყველაზე ძლიერია ულტრაიისფერ უბანში, რომელიც დიდწილად შთაინთქმევა ატმოსფეროს ზედა ფენებში და ზედა სტრატოსფერული ოზონის მიერ (Shindell et al 1999). ამიტომაც, ციკლირება ამ უბანში უფრო ძლიერად აისახება ატმოსფეროს ზედა ფენებზე (თერმოსფერო, იონოსფერო), რაც მოქმედებს ახლო კოსმოსის გარემოზე, შესაბამისად, თანამგზავრებზე, საკომუნიკაციო და სანავიგაციო სისტემებზე (Woods et al. 2012). მზის ცვალებადობა ასევე გავლენას ახდენს ატმოსფეროს ქიმიურ შემადგენლობაზე (Brasseur 1993, Egorova et al 2005).

ცვალებადობები ატმოსფეროს ზედა ფენებში უნდა აისახებოდეს ქვედა ფენების პარამეტრებზეც, მათი ურთიერთკავშირიდან გამომდინარე. ზედა სტრატოსფერული ოზონის და ქარების ცვლილებები ზემოქმედებენ ქვედა ფენების ცვლილებებზე (Shindell et al. 1999). ამგვარად, ატმოსფეროს ზედა და ქვედა რეგიონებს შორის ურთიერთქმედებები, მასისა და ენერგიის გადანაცვლებები, მნიშვნელოვან როლს უნდა თამაშობდნენ მზის ცვალებადობასა და კლიმატს შორის კავშირში.

გარდა მზის პირდაპირი ზემოქმედებისა ატმოსფეროზე, ასევე მნიშვნელოვანია მისი არაპირდაპირი გავლენა, კერძოდ, ღრუბლების საშუალებით, რომლებიც მზის

ვარიაციებთანაა დაკავშირებული (Dickinson 1975). ღრუბელთდაფარვის ცვალებადობები შესაძლოა დაკავშირებული იყოს ტორპოსფეროში მიმდინარე აეროზოლების იონიზაციასთან, რომელსაც გალაქტიკური კოსმოსური სხივები იწვევენ (Tinsley 1996). გკს არ მონაწილეობენ ზედა ატმოსფეროში მიმდინარე ფიზიკურ და ქიმიურ პროცესებში და ანტიკორელაციაში არიან მზის აქტივობის 11-წლიან ციკლთან.

მოცემულ ნაშრომში შეისწავლება ატმოსფეროს ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის წითელი და მწვანე ხაზების, ასევე უღრუბლო დღეებისა და ღამეების ცვლილებები მზის ციკლირების სხვადასხვა პერიოდებში.

#### *1.4. ატმოსფერული პარამეტრების ცვალებადობები გარდამავალ პერიოდებში, მათი განსხვავება სეზონური ვარიაციებისაგან*

ატმოსფერული პარამეტრების შიდაწლიური ცვალებადობები სხვადასხვა პერიოდულობებით და თავისებურებებით ხასიათდება. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია გაზაფხულისა და შემოდგომის დღელამტოლობების გარდამავალი პერიოდები, როდესაც იცვლება ატმოსფეროს დინამიკა და სტრუქტურა. ამ დროს მისი სხვადასხვა ფენების ცვალებადობებს გარკვეული თავისებურებები გააჩნიათ, რომლებიც ასევე დამოკიდებულია განედებზე.

ატომური ჟანგბადის მიწისზედა და თანამგზავრულმა (UARS/WINDII) დაკვირვებებმა აჩვენეს, რომ მათ შიდაწლიურ განაწილებაში მკვეთრადაა გამოხატული გაზაფხულის გარდამავალი პერიოდი (Shepherd et al. 2002). ამ დროს ჟანგბადის ღამის ცის გამოსხივება 2-3-ჯერ იზრდება 2 დღის განმავლობაში, ხოლო შემდგომ დაახლოებით 10-ჯერ მცირდება იმავე დროში, რაც ნიშნავს იმას, რომ, ამ მოვლენის შემდეგ, მისი კონცენტრაცია ძალზე დაბალი უნდა იყოს დღეების განმავლობაში. ამ კონცენტრაციის ვარდნას თან ახლავს ამავე არეებში ტემპერატურის ზრდა. ზედა ატმოსფეროში (მეზოსფერო-ქვედა თერმოსფერო, 70-95კმ სიმაღლე) წლიურ ცვლილებებს დღელამტოლობების გარდამავალი პერიოდი ჰყოფს ორ მნიშვნელოვან ნაწილად. ზამთარში ამ ფენის ატომური ჟანგბადი დაბლა იწევს, რის გამოც მისი

კონცენტრაცია და, შესაბამისად, გამოსხივებებიც მატულობს, ზაფხულში კი, პირიქით, კლებულობს (Shepherd et al. 2004). ეს ზოგადი სურათი იცვლება განედების მიხედვით. აღნიშნული პარამეტრების ცვლილებებში მთავარია ნახევარწლიანი ვარიაციები, მაქსიმუმებით გაზაფხულისა და შემოდგომის დელამტოლოგიების მახლობლად. თანამგზავრ UARS/WINDII-ს მონაცემებმა აჩვენა, რომ ღამის ცის ნათების ინტენსივობის ცვლილება პლანეტური მასშტაბის მოვლენაა, რომელიც დაკავშირებულია ინტენსიურ ვერტიკალურ მოძრაობასთან. ეს მოვლენა შეიძლება ზამთარ-ზაფხულის ზონალური ქარის მიმართულების ცვლილებით იყოს გამოწვეული (Shepherd et al. 1999).

ღამის ცის ჟანგბადის  $O(^1S)$  და ჰიდროქსილის  $OH$  გამოსხივება ხასიათდება წლიური და ნახევარწლიური ვარიაციებით (Liu et al. 2008). მიმოქცევებთან და ფართომასშტაბიან ცირკულაციებთან დაკავშირებული ვერტიკალური მოძრაობა მნიშვნელოვანია ღამის ცის ნათების სეზონურ ცვალებადობებში. ფართომასშტაბიანი ცირკულაციის წლიური ზემოქმედება უფრო მეტად თავს იჩენს მეზოსფეროში, ვიდრე ქვედა თერმოსფეროში, ხოლო ნახევარწლიანი ვარიაციები - მხოლოდ ქვედა თერმოსფეროში.

ამგვარად, გარდამავალ პერიოდებშიც კარგად ვლინდება ქვედა და ზედა ატმოსფეროს დინამიური და სტრუქტურული კავშირები, რომლებიც, თავის მხრივ, შეიძლება კოსმოსური ფაქტორების მიერ იქნას მოდულირებული. წარმოდგენილ ნაშრომში შესწავლილია ატმოსფეროს ზედა და ქვედა ფენების ისეთი პარამეტრების, როგორებიცაა ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის წითელი და მწვანე ხაზების, ასევე უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური ვარიაციებში ნახევარწლიანი და სეზონური ცვლილებები.

### ***1.5. ბუნებრივი და ანთროპოგენური აეროზოლების გავლენა ღრუბელდაფარვაზე და მისი გრძელვადიანი ცვლილებები***

დედამიწის რადიაციულ ბალანსში და, აქედან გამომდინარე, კლიმატის ფორმირებასა და ცვლილებაში, მნიშვნელოვანი წვლილი შეაქვთ აეროზოლებს. ეს

წვლილი არის როგორც პირდაპირი, ასევე ირიბი. აეროზოლები წარმოადგენენ ჰაერში შეწონილ მყარ ან თხევად ნაწილაკებს (კლდოვანი ნაწილაკები, მარილები, მინერალები, ფერფლი) და მოლეკულებს (ნახშირწყლების, აზოტისა და გოგირდის ნაერთებს -  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{HNO}_3$  და სხვა). ისინი განაზღვრენ და შთანთქმევენ მათზე დაცემულ ელექტრომაგნიტურ გამოსხივებას და ხასიათდებიან სხვადასხვა ზომითა და თვისებებით. აეროზოლები მონაწილეობენ ღრუბელთწარმოშობის პროცესში: წარმოქმნიან ცენტრებს (Cloud Condensation Nuclei - CCN), რომლებზეც ხდება წყლის წვეთების კონდენსაცია (Tinsley 1996). აეროზოლები ძირითადად ტროპოსფეროსა და ქვედა სტრატოსფეროშია განაწილებული.

აეროზოლები არიან ბუნებრივი და ანთროპოგენური წარმოშობის. ბუნებრივი წარმოშობის აეროზოლებია ხმელეთისა და ოკეანეების ზედაპირებიდან ატმოსფეროში გაზნეული, ვულკანური ამოფრქვევების შედეგად, გეიზერებიდან მოხვედრილი, უდაბნოების მტვერი, ტყის ხანძარი, მეტეორული ნაკადები. ანთროპოგენული კი არის ადამიანის საქმიანობით გამოწვეული (ინდუსტრიული გამონაბოლქვები, ხელოვნური გაუდაბნოებით გამოწვეული, ხანძრები და ა.შ.). ზოგიერთი აეროზოლი მონაწილეობს ქიმიურ რეაქციებში. ზოგი მათგანი იწვევს სტრატოსფერული ოზონის დაშლას. პოლარულ რეგიონებში ზამთარში აეროზოლები ქმნიან პოლარულ სტრატოსფერულ ღრუბლებს, სადაც მიმდინარეობს ქიმიური რეაქციები. შედეგად გამოიყოფა დიდი რაოდენობით ქლორი, რომელიც, საბოლოო ჯამში, შლის ოზონს. აღმოჩნდა, რომ პინატუბოს ვულკანურ ამოფრქვევას 1991 წელს, როდესაც ტროპოსფერო-სტრატოსფეროში დიდი რაოდენობით აეროზოლი გაიბნა, მოჰყვა სტრატოსფერული ოზონოს კონცენტრაციის შემცირება (Hansen et al. 1996).

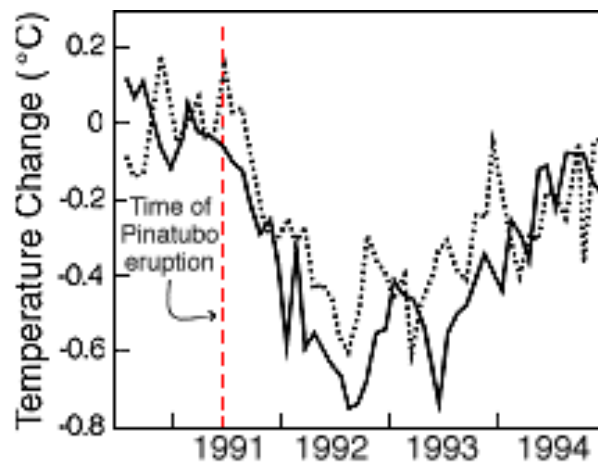
ორივე წარმოშობის აეროზოლები კლიმატსა და მის ცვალებადობაზე ახდენენ გავლენას. კლიმატურ მოდელებში მათი გათვალისწინება ჯერაც პრობლემატურია, ძალზე ბევრი უცნობი ფაქტორის გამო. ამიტომაც მნიშვნელოვანია აეროზოლების გლობალური და კომპლექსური კვლევა.

აეროზოლების გავლენა კლიმატზე განსხვავდება ნარჩენი გაზების გავლენისგან. ისინი შთანთქმევენ მზიდან შემოსულ ელექტრომაგნიტურ გამოსხივებას, რითაც იწვევენ

დედამიწის ზედაპირთან გაციებას. 1991 წელს მომხდარ მასშტაბურ ვულკანურ ამოფრქვევას პინატუბოს მთაზე მოყვა ტემპერატურის გლობალური კლება (ნახ.1.2).

აეროზოლების არაპირდაპირი ზემოქმედება კლიმატზე ხდება ღრუბლების საშუალებით. ღრუბლები შთანთქავენ მზის ელექტრომაგნიტურ გამოსხივებას, თუმცა ამავე დროს, ისინი შთანთქავენ დედამიწის ზედაპირის მიერ გამოსხივებულ სითბურ ენერგიასაც, რითაც იწვევენ მის დათბობას. საბოლოოდ, საშუალო ტემპერატურა მიიღება ამ ორი მოვლენის (სხვა მოვლენებთან ერთად) ბალანსით.

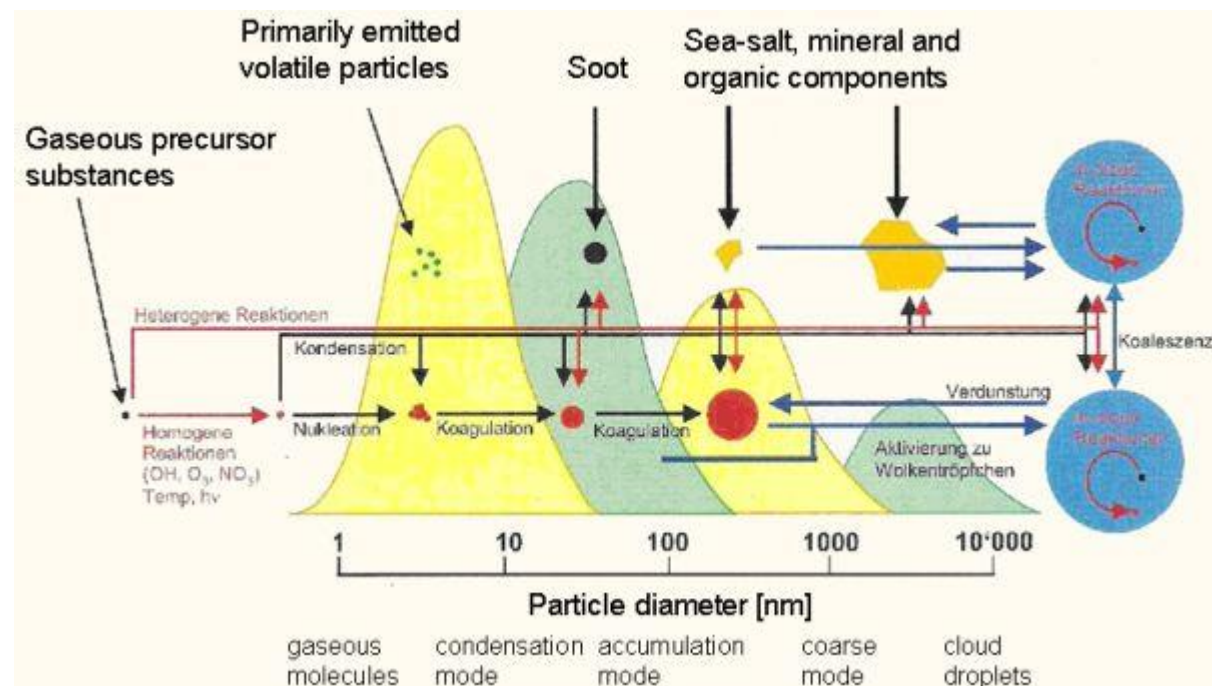
აეროზოლების ვერტიკალური და ჰორიზონტალური განაწილების მონიტორინგი შეიძლება გამოყენებულ იქნას ატმოსფერული დინებებისა და მათში მიმდინარე სტრუქტურული ცვლილებების კვლევისას, რადგანაც ისინი თავიანთ თვისებებს უფრო დიდხანს ინარჩუნებენ, ვიდრე ქიმიური ნივთიერებები, რომლებიც შედიან ქიმიურ რეაქციებში (რითაც, სხვა მიზეზებთან ერთად, იცვლიან თავიანთ კონცენტრაციას). აეროზოლები გამოიყენება პოლარული რეგიონების დინამიკის შესასწავლად, ქვედადან ზედა განედებში სტრატოსფერული ტრანსპორტირებისა და ტროპოსფერო-სტრატოსფეროს ნივთიერებათა ურთიერთგაცვლის პროცესში.



ნახ.1.2. გლობალური ტროპოსფერული ტემპერატურის ცვლილება პინატუბოს ვულკანურ ამოფრქვევის შედეგად: დაკვირვებული ტემპერატურა (წერტილოვანი ხაზი) და მოდელური გათვლები (მთლიანი ხაზი). ([http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/hansen\\_02/](http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/hansen_02/))

ნასას პროექტის "ატმოსფეროს გავლენა ავიაციაზე" (Atmospheric Effects of Aviation Project - AEAP; <http://www.aeronautics.nasa.gov/docs/chicago/aeap.htm>) მიერ გაზომილ იქნა თვითმფრინავების ძრავების გამონაწყორცნები. აღმოჩნდა, რომ ისინი გავლენას ახდენენ ატმოსფეროში წყლის ორთქლის შემცველობასა და აეროზოლებზე. ამგვარად, მათ შეიძლება თავიანთი წვლილი შეჰქონდეთ ღრუბელწარმოშობასა და ოზონის კონცენტრაციაზე. შესწავლილ იქნა მათი მოქმედება ცირუსულ ღრუბლებსა და ატმოსფეროს ქიმიურ შემადგენლობაზე, რომლებმაც აჩვენა, რომ ეს გამონაბოლქვები ზრდის დიდ სიმაღლეზე ცირუსების არსებობის ხანგრძლივობას, იმავდროულად ამცირებს კრისტალების ზომებს, რომლებიც ამ ღრუბლებს წარმოშობს. თუმცა ეს პროცესიც (რაკეტების გაშვებასთან ერთად) მეტ შესწავლას საჭიროებს.

აეროზოლები სხვადასხვა ზომისა და ქიმიური შემადგენლობის არიან და განსხვავებული თვისებები გააჩნიათ. თხევად აეროზოლებს უმეტესწილად სფერული ფორმა აქვთ, მყარ ნაწილაკებს კი - უმეტესად არარეგულარული. ატმოსფეროში აეროზოლების ზომების მიხედვით განაწილება მოყვანილია ნახ.1.3-ზე.



ნახ.1.3. აეროზოლების ზომების განაწილება ([http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?\\_nfpb=true&\\_pageLabel=dwdwww\\_result\\_page&gsbSearchDocId=747850](http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=dwdwww_result_page&gsbSearchDocId=747850))

აეროზოლებს შეუძლიათ შეცვალონ ღრუბელთ სიმკვრივე და ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი. ეს კი მოქმედებს ღრუბლების მიკროფიზიკისა და ატმოსფეროს სტაბილურობაზე, რასაც შეუძლია ზემოქმედება იქონიოს ღრუბელწარმოშობის პროცესსა და ნალექიანობაზე. მისი ჯამური ეფექტი დიდწილად უცნობია, თუმცა დამოკიდებულია მეტეოროლოგიურ ფაქტორებსა და აეროზოლების თვისებებზე.

აეროზოლების გრძელვადიანი მონაცემების შესწავლამ აჩვენა, რომ ღრუბლების ზედა სიმაღლე და სისქე იზრდება აეროზოლურ კონცენტრაციასთან ერთად. ითვლება, რომ ამ ეფექტს, რომელიც უფრო მნიშვნელოვანია ზაფხულში, ქმნის აეროზოლებით ინდუცირებული აღმავალი ქარის აქტივაცია. აეროზოლები ასევე მოქმედებენ ნალექების რაოდენობასა და წვიმის სიხშირეზე.

ატმოსფეროში აეროზოლების განაწილებაზე დაკვირვებები ხდება ძირითადად დისტანციური ზონდირების მეთოდით დედამიწის ზედაპირიდან და კოსმოსიდან, ასევე უშუალოდ ატმოსფეროში საფრენ აპარატებში განთავსებული ხელსაწყოების საშუალებით. ასევე ხდება მათი ნიმუშების ქიმიური ანალიზი.

აეროზოლების კვლევის ერთ-ერთი ძირითადი ხელსაწყოა ლიდარი (Lidar – Light Detection and Ranging), რომლის საშუალებით იზომება ატმოსფეროში აეროზოლების მიერ მზის ელექტრომაგნიტური გამოსხივების გაბნევა და მის მიხედვით გამოითვლება მათი კონცენტრაცია, განაწილება, აგრეთვე სხვა თვისებები. არსებობს სხვადასხვა სახის ლიდარები (მის გაბნევის, დოპლერული და ა.შ.). აბასთუმნის ასტროფიზიკურ ობსერვატორიაში 2007 წლიდან წარმოებს დაკვირვებები ლიდარული M-10 სისტემის ხელსაწყო საშუალებით. 2009 წლის 5 მაისს აბასთუმანში მოხდა საჰაერო უდაბნოდან მტვერის შემოჭრა, რაც დაკვირვებებული იყო ადგილზე აღნიშნული ლიდარის საშუალებით. ამ გაზომვებმა თავიანთი წვლილი შეიტანა აეროზოლების ტრანსპორტირების მოდელში DREAM (Kokkalis et al. 2012). ამგვარი მოვლენა იშვიათია აბასთუმანში, რაც მიუთითებს ამ რეგიონში არსებულ განსაკუთრებულ პირობებზე. ეს შესაძლებლობას იძლევა, შევისწავლოთ ღრუბელდაფარვის პროცესზე კოსმოსური ფაქტორის შესაძლო გავლენა.

### *1.6. ატმოსფეროზე მზის ზეგავლენის მახასიათებელი ამპლიტუდების ცვალებადობები სიმაღლის მიხედვით*

მზის გავლენა განსხვავებულად აისახება სხვადასხვა ატმოსფერულ პარამეტრებზე და ასევე განსხვავებულია სიმაღლის მიხედვით. როგორც უკვე ზემოთ იყო აღნიშნული, ეს ეფექტი ზედა ატმოსფეროში უფრო მკვეთრადაა გამოხატული. ქვედა ატმოსფეროში მისი გავლენა ნაკლებად შეიმჩნევა და, შესაბამისად, ნაკლებადაა შესწავლილი. ვარიაციები ზედა ფენებში, კერძოდ სტრატოსფეროში (ოზონი) და ქარები, გავლენას ახდენენ მათ ქვემოთ არსებულ შრეებზე, რომლებიც, თავის მხრივ, მოქმედებენ მათ ქვევით არსებულ ფენებზე და ა.შ. (Shindell et al. 1999). ეს ცვლილებები თანდათან ვრცელდება ქვედა ატმოსფერომდე. შესაბამისად, ზედა და ქვედა ატმოსფეროებს შორის კავშირები მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ მზის ვარიაციების კლიმატზე გავლენაში. მიუხედავად იმისა, რომ მზის სრული ენერგია მცირედ იცვლება, ამ კავშირების საშუალებით ქვედა ატმოსფერული პარამეტრები საგრძნობ ცვალებადობას განიცდიან. მათ ასევე შეუძლიათ გამოიწვიონ რეგიონული მასშტაბის ცვლილებები.

მზის ულტრაიისფერი გამოსხივება სულ უფრო სწრაფად იცვლება მცირე ტალღის სიგრძეებისთვის, რაც მნიშვნელოვნად მოქმედებს ატმოსფეროზე. განსხვავებულია ასევე სხვადასხვა პერიოდულობის მქონე ვარიაციების ამპლიტუდებიც, კერძოდ, მზის გამოსხივების 27-დღიანი პერიოდულობის ცვლილებები (რაც გამოწვეულია მზის ბრუნვით) უფრო ნაკლებად მნიშვნელოვანია, ვიდრე უფრო გრძელვადიანი ვარიაციები. ნახევარწლიანი ვარიაციების ამპლიტუდები ასევე იცვლება სიმაღლის მიხედვით.

კოსმოსური ფაქტორები მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ ზედა ატმოსფეროს სტრუქტურაზე. ეს ზემოქმედება დაკვირვებულია ატმოსფეროსა და იონოსფეროს პარამეტრების როგორც გრძელვადიან, ასევე შიდაწლიურ ვარიაციებში (Lástovička et al. 2006, Bilitza and Reinisch 2008). მზის 11-წლიანი ციკლი ნათლად ჩანს მეზოსფეროსა და თერმოსფეროს პარამეტრების გრძელვადიან ცვლილებებში (Megrelishvili 1981, Khomich et al. 2008). ქვედა ატმოსფეროში (ტროპოსფერო) მზის ციკლირება ნაკლებადაა გამოკვეთილი (Gray et al. 2010). მზის ციკლისთვის დამახასიათებელი ვარიაციები დაკვირვებულია გეომაგნიტურ ველში (Legrand and Simon 1989), ასევე გკს-ის ნაკადის

ცვლილებებში, რომლებიც ძირითადად ანტიფაზაშია მზის ციკლთან (Dorman 2009).

ზედა ატმოსფეროს სტრუქტურა და დინამიკა ასევე მნიშვნელოვნად იცვლება გეომაგნიტური შეშფოთებების დროს (Hines 1974). ცნობილია, რომ მაგნიტურად შეშფოთებული დღე-ღამეები ყველაზე მეტად გვხვდება გაზაფხულისა და შემოდგომის დღელამტოლობების გარშემო. როგორც აღნიშნული იყო წინა ქვეთავებში, რასელისა და მაკფერონის თანახმად, ეს მოვლენა გამოწვეულია საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის  $B_z$  კომპონენტით (Russell and McPherron 1973).

საშუალო განედების ღამის ცის ნათების წითელი OI 630.0 ნმ ხაზი საკმაოდ მგრძნობიარეა გეომაგნიტური შეშფოთებების მიმართ (Fishkova 1983, Didebulidze et al. 2002). ეს მგრძნობიარობა კარგადაა შემჩნეული წითელი ხაზის ინტენსივობის გრძელვადიან ვარიაციებში, რომელიც მიღებულია აბასთუმნიდან ჩატარებული დაკვირვებებიდან და მოიცავს მზის 11-წლიანი ციკლის სამ პერიოდს (Gudadze et al. 2007).

ატომური ჟანგბადის მწვანე OI 557.7 ნმ ხაზი გამოსხივდება ქვედა თერმოსფეროდან. მისი ინტენსივობა ასევე მგრძნობიარეა მზის აქტივობისადმი. მიჩნეულია, რომ მწვანე ხაზის ინტენსივობა შედარებით ნაკლებად რეაგირებს გეომაგნიტურ შეშფოთებებზე (Khomich et al. 2008). როგორც აღნიშნული იყო შესავალში, აბასთუმნიდან ღამის ცის ნათების დაკვირვებები ტარდებოდა უღრუბლო და უმთვარო ღამეების პირობებში. უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილება ნაწილობრივ ასახავს რეგიონის სეზონურ კლიმატურ ცვლილებას, რომელიც, თავის მხრივ, შესაძლებელია დამოკიდებული იყოს სხვადასხვა ფაქტორებზე, მათ შორის კოსმოსურზეც. ამ ფაქტორების გავლენა შესაძლოა ასახული იყოს ზედა ატმოსფეროს ჟანგბადის წითელი და მწვანე ხაზების ინტენსივობებზე. მოცემული ნაშრომის მიზანია ასევე ამ ზემოქმედების გამოვლინება.

უღრუბლო ღამეების შიდაწლიური განაწილების თავისებურებების შესწავლა და მწვანე 557.7 ნმ და წითელი 630.0 ნმ ხაზების ანალოგიურ ვარიაციებთან შედარება შესაძლებელია გამოყენებულ იქნას ქვედა და ზედა ატმოსფეროსა და იონოსფეროს ურთიერთკავშირის დადგენაში. ასეთი ვერტიკალური კავშირები შესაძლოა

გამოვლენილ იქნას კოსმოსური ფაქტორების გავლენაში. ამ მიზნით შესწავლილ იქნა პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსის, მზის რადიოგამოსხივების  $F_{10.7}$  და გკს-ის ნაკადის შიდაწლიური ვარიაციები უღრუბლო დღეებისა და ღამეების დროს.

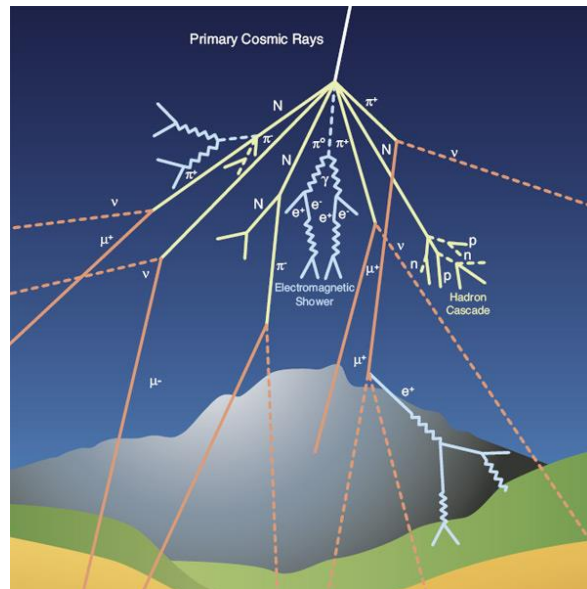
### ***1.7. გალაქტიკური კოსმოსური სხივების გავლენა ქვედა ატმოსფეროს სტრუქტურულ ცვლილებებზე***

კოსმოსური ფაქტორის ერთ-ერთი კომპონენტია გალაქტიკური კოსმოსური სხივები (შემდგომში გკს). ჯერ კიდევ 1959 წელს ედვარდ ნეიმ (Ney 1959), ხოლო შემდგომ რობერტ დიკინსონმა (Dickinson 1975) გამოთქვეს მოსაზრება გკს-ის კავშირზე ამინდსა და ღრუბელდაფარვასთან. ეს პრობლემა მზარდ ინტერესს იწვევს (Svensmark and Friis-Christensen 1997, Shindel 1999, Gray et al. 2010). ამ მნიშვნელოვანი საკითხის კვლევას ეძღვნება ცერნის CLOUD ექსპერიმენტი (Voigtländer et al. 2012, <http://home.web.cern.ch/about/experiments/cloud>), რომლის ფარგლებში ხდება ღრუბელთა კონდენსაციის ცენტრების წარმოქმნისა და ზრდის სიმულაცია. ეს ექსპერიმენტი ამჟამადაც მიმდინარეობს.

გკს წარმოადგენს ძალზე მაღალენერგიულ ნაწილაკებს, რომელთა ენერგეტიკული სპექტრის განაწილების მაქსიმუმი  $100\text{MeV} - 1\text{GeV}$  ფარგლებშია. ისინი წარმოიშობა ჩვენს გალაქტიკაში და მის გარეთ. კოსმოსური სხივები ასევე წარმოიშობა მზეზე, თუმცა ისინი ბევრად ნაკლებენერგიულია (რამდენიმე keV-დან  $100\text{MeV}$ -მდე). გკს შედგება 90% პროტონებისგან, 9% ჰელიუმისა ( $\alpha$ -ნაწილაკები) და უფრო მძიმე ატომების ბირთვებისგან და 1% ელექტრონებისგან ( $\beta$ -ნაწილაკები). ითვლება, რომ მათი წარმოშობის წყაროა ზეახალი ვარსკვლავების აფეთქებები, ასევე აქტიური გალაქტიკური ბირთვები. მათი ენერგია  $1\text{ GeV}$ -ზე მეტია. დღეს ცნობილი ყველაზე დიდი ენერგიის მქონე ნაწილაკების ენერგია  $10^{20}\text{ eV}$ -ს აჭარბებს.

ატმოსფეროში შემოჭრისას გკს ნაწილაკები (პირველადი ნაკადი) ეჯახებიან მოლეკულებს (ჟანგბადს, აზოტს), მათთან ურთიერთქმედების შედეგად იშლებიან და ქმნიან მეორადი ნაწილაკების (ნეიტრონები, მეზონები, მიუონები, ელექტრონები,

პოზიტრონები და სხვა) ნაკადს, რომლებიც კასკადურად ვრცელდება დედამიწის ზედაპირამდე და ნაწილი მის სიღრმეებსაც აღწევს (ნახ.1.4). მეორადი ნაკადი ფიქსირდება სხვადასხვა სახის დეტექტორების საშუალებით. გლობალურად არსებობს კოსმოსური სხივების რამდენიმე ათეული სადგური (ნეიტრონული მონიტორების სადგურები), სადაც ხდება სხვადასხვა ენერგიის მქონე გკს-ის სისტემატური გაზომვები.



ნახ.1.4. გალაქტიკური კოსმოსური სხივების გავრცელება ატმოსფეროში (<http://wipac.wisc.edu/deco>).

ზედა ატმოსფეროში შემომავალი გკს-ის პირველადი ნაკადის ინტენსივობა დამოკიდებულია მზის ქარზე, დედამიწის მაგნიტურ ველსა და გკს-ის ენერგიაზე. მზის ქარი ვრცელდება საშუალოდ 400 კმ/წმ სიჩქარით ჰელიოსფეროში (რომელიც ზოგჯერ აღწევს 1000 კმ/წმ და იშვიათად 2000 კმ/წმ-ს), რომელიც მზიდან დაახლოებით 94 ა.ე.<sup>2</sup>-მდე რადიუსის სივრცეს მოიცავს. მზის ქარი გკს-თვის გარკვეულ ბარიერს ქმნის ჰელიოსფეროში, ამიტომაც გკს მზის აქტივობასთან კორელაციას განიცდის. ყველა ეს ფაქტორი გავლენას ახდენს დედამიწამდე მოსულ გკს-ის ნაკადზე.

გკს წარმოადგენენ იონიზაციის მთავარ წყაროს ტროპოსფეროსა და ქვედა სტრატოსფეროში. ისინი ხელს უწყობენ ღრუბელთა კონდენსაციის ცენტრების (CCN)

<sup>2</sup> ა.ე. - ასტრონომიული ერთეული არის საშუალო მანძილი მზიდან დედამიწამდე. 1 ა.ე.=149 597 871კმ.

წარმოშობას (Tinsley et al. 2006). მზის ქარი ახდენს გკს-ის ნაკადის მოდულირებას (Gleeson and Axford 1968, Usoskin et al. 2005), რასაც შეუძლია გამოიწვიოს ამ კონდენსაციის ცენტრების სიმკვრივის და, შესაბამისად, ტროპოსფეროში გლობალური ღრუბელდაფარვის ცვლილებები (Marsh and Svensmark 2000).

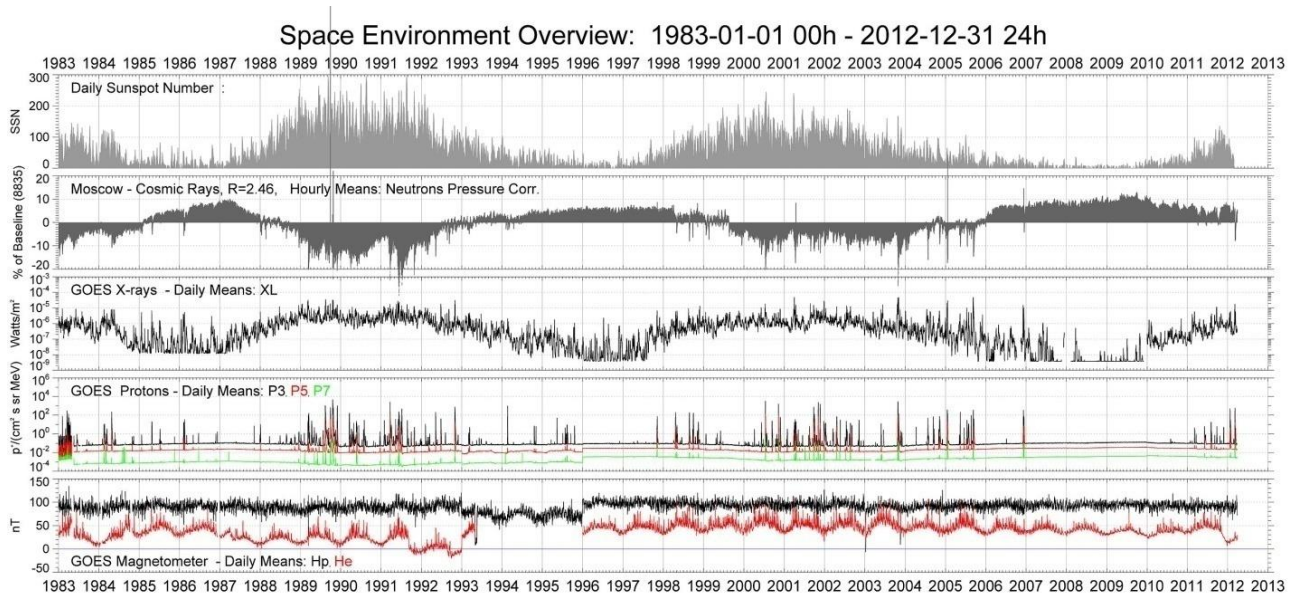
მზეზე მიმდინარე აქტიურ პროცესებს, რომლებიც გავლენას ახდენენ მზის ქარზე, ხშირად მოყვება გეომაგნიტური შეშფოთებები. შესაბამისად, ისინი უნდა კორელირებდეს გკს-ის ნაკადის შემცირებასთან. გეომაგნიტურ აქტივობას მოსდევს ატმოსფეროს სტრუქტურული და დინამიური ცვლილებები. ამგვარად, უნდა არსებობდეს კორელაცია გეომაგნიტურ აქტივობასა და ქვედა ატმოსფეროში ღრუბელდაფარვის პროცესებს შორის. გკს-ის ნაკადის ვარიაციებსა და გეომაგნიტურ აქტივობას შორის კავშირი შესაძლოა ხდებოდეს ამ შეშფოთებების დროს გკს-ის გეომაგნიტური ზღურბლის (cut-off rigidity) ცვლილებების გამო (Dorman 2009).

ამ მოვლენას, ისევე, როგორც გეომაგნიტური შეშფოთებების სიხშირის დამოკიდებულებას საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველისა და გეომაგნიტური დიპოლის გეომეტრიაზე (Russell and McPherron 1973), შეუძლია გავლენა იქონიოს ზოგიერთი ატმოსფერული პროცესის შიდაწლიურ ვარიაციებსა და მათი განვითარების რეგიონულ თავისებურებებზე. გკს-ის ნაკადის ცვალებადობებს შეუძლიათ ქვედა ატმოსფეროში სტრუქტურული ცვლილებები გამოიწვიონ. ეს კი სავარაუდოდ აისახება ღრუბელდაფარვის შიდაწლიურ განაწილებაზე, რის შესწავლასაც ეძღვნება წინამდებარე ნაშრომი.

მზეზე მიმდინარე აქტიურ პროცესებს, როგორებიცაა, ენერგიული პროტონული მოვლენები, კორონული მასის ამოფრქვევები, ანთებები და სხვა, მოსდევს ჰელიოსფეროში გკს-ის ნაკადის შემცირება. რადგანაც ეს აქტივობები უფრო ხშირად ხდება მზის მაქსიმუმის ფაზაში, გკს-ის ნაკადის ცვლილებები ანტიფაზაშია მზის აქტივობის ინდექსებთან: მისი შემცირება უფრო მეტია მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში, ვიდრე მინიმუმის დროს.

Svensmark and Friis-Christensen-ის (1997) მიხედვით, ქვედა ღრუბელთსაფარი კორელირებს ჰელიოსფეროში გკს-ის ნაკადის ცვლილებასთან. ეს კი იწვევს მის მიერ

წარმოქმნილი იონების და, შესაბამისად, კონდენსაციის ცენტრების კონცენტრაციის ცვლილებას.



ნახ.1.5. კოსმოსური გარემოს ზოგიერთი პარამეტრის გრძელვადიანი ცვლილებები (ზემოდან ქვემოთ): მზის ლაქების რიცხვი, კოსმოსური სხივების ნაკადი, რენტგენული სხივების ნაკადი, პროტონების ნაკადი, დედამიწის მაგნიტური ველის დამაბულობა.

([http://sxi.ngdc.noaa.gov/sxi\\_greatest.html](http://sxi.ngdc.noaa.gov/sxi_greatest.html), [http://en.wikipedia.org/wiki/Cosmic\\_ray](http://en.wikipedia.org/wiki/Cosmic_ray))

ითვლება, რომ მზისა და გეომაგნიტური აქტივობების საუკუნეობრივ ზრდას (Mursula and Martini 2006, Love 2011) თან ახლავს გკს-ის ნაკადის კლება - უარყოფითი ტრენდი (Rouillard and Lockwood 2007), რასაც შესაძლოა მოყვება ღრუბელდაფარვის შემცირება. ამ ცვლილებას შეუძლია გამოიწვიოს დედამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსის ცვლილება და გლობალური დათბობაში თავისი წვლილის შეტანა, რომელიც ბოლო საუკუნეში შეინიშნება. ზოგიერთი ნეიტრონული მონიტორის სადგური მართლაც აჩვენებს გკს-ის ნაკადის უარყოფით ტრენდს. ნახ.1.5-ზე მოყვანილია კოსმოსური გარემოს ზოგიერთი პარამეტრის გრძელვადიანი ცვლილებები: მზის ლაქების რიცხვი, კოსმოსური სხივების, რენტგენული სხივებისა და პროტონების ნაკადი, დედამიწის მაგნიტური ველის დამაბულობა. ამ ნახაზზე შესამჩნევია

გარკვეული ანტიკორელაცია მზის აქტივობისა და კოსმოსური სხივების ვარიაციებს შორის.

წარმოდგენილ სადისერტაციო ნაშრომში აღნიშნულია, რომ ღრუბელდაფარვის პროცესის განხილვა უნდა მოხდეს ცალ-ცალკე დღისა და ღამის პირობებში, როგორც კოსმოსური ფაქტორის გამოსავლენად, ასევე მისი კლიმატის ცვლილებაზე გავლენის შესასწავლად, რადგანაც მათ შესაძლოა განსხვავებული წვლილი შეჰქონდეთ რადიაციულ ბალანსში. ტროპოსფეროში დღისა და ღამის განმავლობაში ღრუბლების ფორმირებისთვის განსხვავებული პირობებია (ტემპერატურა, ტენიანობა და სხვ.). ასევე, მათ განსხვავებული ყოფაქცევა აქვთ სხვადასხვა სეზონის დროს.

მოცემულ ნაშრომში ჩვენ განვიხილავთ უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილებას აბასთუმანში სხვადასხვა გეომაგნიტური შემფოთებებისა და მზის აქტივობის, ასევე გალაქტიკური კოსმოსური სხივების ნაკადის ცვლილების პირობებში. განხილული იქნება გეომაგნიტური Ap ინდექსის საშუალო წლიური და სეზონური ტრენდები უღრუბლო დღისა და ღამის განმავლობაში, რამაც უნდა აჩვენოს კოსმოსური ფაქტორის შესაძლო გავლენა ღრუბელდაფარვასა და, შესაბამისად, კლიმატის ცვლილებაზე. ამგვარი პროცესები აირეკლება ქვედა და ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს კავშირებზე. შესწავლილ იქნა ქვედა თერმოსფეროს პარამეტრების შიდაწლიური განაწილება, მათში ნახევარწლიანი და სეზონური თვისებურებით, რომელშიც მეტეოროლოგიური და კოსმოსური ფაქტორები გავლენას ახდენენ დინამიური პროცესების განვითარებაზე. ატმოსფერული გრავიტაციული ტალღების გენერაცია და მათი გავრცელება ვერტიკულად უნდა აისახებოდეს ამ კავშირებზე. შესწავლილი იქნა ზოგიერთი გეომაგნიტური შემფოთებისას გენერირებული არაერთგვაროვანი ქარის და ტალღების გავლენა ზოგიერთ ატმოსფერულ პარამეტრზე, რომელიც შემდგომ შესწავლას საჭიროებს. განხილული და შეფასებული იქნა გკს-ის წლიური ცვლილებები, რაც ასევე პერსპექტივაში შესწავლის საგანია.

### *1.8. მონაცემების, მათი სტატისტიკური ანალიზის მეთოდებისა და თეორიული მოდელირების აღწერა*

აბასთუმნის ასტროფიზიკური ობსერვატორიის (აბასთუმანი,  $+41^{\circ}45'18.''19$ ;  $E42^{\circ}49'31.''2$ ) ზედა ატმოსფეროს კვლევის ლაბორატორიაში 1957 წლიდან მიმდინარეობს დაკვირვებები ღამის ცის ნათების სხვადასხვა პარამეტრებსა და ოზონის ჯამურ შემცველობაზე, ფოტომეტრებისა და ოზონომეტრის საშუალებით (Megrelishvili 1981, Fishkova 1983, Didebulidze et al. 2002, Givishvili et al. 1996, Gudadze et al. 2007). ღამის ცის ნათების დაკვირვებები მოიცავდა სპექტრის რამდენიმე უბანს: ატმური ჟანგბადის 557.7 ნმ მწვანე და 630 ნმ წითელი ხაზები, ჰიდროქსილისა OH და წყალბადის H $\alpha$  ხაზები.

მოცემულ ნაშრომში გამოყენებული დაკვირვებითი მასალა მოიცავს ოზონის ჯამური შემცველობის მონაცემებს, ჟანგბადის მწვანე და წითელი ხაზების მონაცემები საიდანაც ასევე აღებულია უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილება, ეს მონაცემები აღებული 1957-1993 წლების ინტერვალში, როდესაც დაკვირვებები იყო სისტემატური და უწყვეტი, და მოიცავს მზის აქტივობის დაახლოებით 3 ციკლს, რაც იძლევა საშუალებას შევისწავლოთ ამ პარამეტრების შიდაწლიური და გრძელვადიანი ვარიაციები. ღამის დაკვირვებები ხდებოდა ასევე უმთვარო პირობებში. უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილება და ცვალებადობა ნაწილობრივ ასახავს მოცემულ რეგიონში სეზონურ და კლიმატურ ცვლილებებს. ჟანგბადის მწვანე და წითელი ხაზების ინტენსივობების შესწავლა საშუალებას იძლევა დადგინდეს ზედა და ქვედა ატმოსფეროს და იონოსფეროს კავშირები.

კოსმოსურ ფაქტორებთან კავშირის შესასწავლად გამოყენებულია მზის აქტივობის ინდექსები, პლანეტური გეომაგნიტური Ap და Kp ინდექსები, ასევე გალაქტიკური კოსმოსური სხივების მონაცემები თბილისისა და სხვა ნეიტრონული მონიტორების სადგურებიდან.

სტატისტიკური ანალიზისას გამოყენებულია რეგრესიის (უმცირეს კვადრატთა) მეთოდი. გკს-ზე მზის ქარისა და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ცვლილებების გავლენის შესასწავლად გამოყენებული იქნა პარკერის დროზე დამოკიდებული 2-

განზომილებიანი გადატანის განტოლება, რომელიც დაწვრილებით აღწერილია თავი 2-ში. იონოსფეროს  $F_2$  რეგიონში წითელი ხაზის ყოფაქცევის შესწავლისას გამოყენებულ იქნა ანალიზური და რიცხობრივი მეთოდები, კერძოდ, 3-განზომილებიანი უწყვეტობის, მოძრაობისა და ადიაბატურ განტოლებათა სისტემა, რომლებიც ასევე დეტალურად აღწერილია თავი 4-ში.

## თავი 2. ულრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილება და კოსმოსური ფაქტორები

### 2.1. შესავალი

ღრუბლები მნიშვნელოვან ზემოქმედებას ახდენენ დედამიწის რადიაციულ ბალანსსა და, შესაბამისად, კლიმატზე (Gray et al. 2010). ღრუბელდაფარვის გრძელვადიანი ცვლილებები კორელირებს მზისა და გეომაგნიტური აქტივობების 11-წლიან, 22-წლიან, საუკუნოვან და სხვა პერიოდულობის ვარიაციებთან, ასევე გალაქტიკური კოსმოსური სხივების ნაკადთან (Dickinson 1975, Svensmark and Frijs-Christensen 1997). ასევე მნიშვნელოვანია მისი შიდაწლიური ცვალებადობის შესწავლა.

კლიმატის ფორმირება ხდება ტროპოსფეროში, ტენიანობის, ტემპერატურის, აეროზოლების განაწილების და სხვა პარამეტრების სსვადასხვა პირობებში. ეს სიდიდეები განსაზღვრავენ კოსმოსური ფაქტორების ღრუბლების ფორმირებისათვის ხელსაყრელ პირობებს. შესაბამისად, კოსმოსური ფაქტორების ცვლილებით გამოწვეულმა ღრუბელთდაფარვამ შესაძლოა გავლენა იქონიოს დედამიწის ზედაპირის რადიაციულ ბალანსზე და, აქედან გამომდინარე, კლიმატის ცვლილებაზე.

მზის ულტრაიისფერ და რენტგენულ გამოსხივებასთან ერთად, რომელთა ცვალებადობა მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს დედამიწის ატმოსფეროს სტრუქტურულ ცვლილებებს, ასევე მნიშვნელოვანია მზის კორპუსკულური გამოსხივება - მზის ქარი, კოსმოსური სხივები. მზის კორონიდან გამოტყორცნილი პლაზმა მიყვება საპლანეტაშორისო მაგნიტურ ველს და ვრცელდება ჰელიოსფეროში, რომლის დროსაც ის ნაწილობრივ განდევნის გკს-ის ნაწილაკებს - ტროპოსფეროში აეროზოლების იონიზაციის მთვარ წყაროს (Tinsley et al. 2006, Kirkby et al. 2011, Voigtländer et al. 2012). მზის ქარი და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველი ურთიერთქმედებს დედამიწის მაგნიტოსფეროსთან და გეომაგნიტურ შეშფოთებებს იწვევს. ამგვარად, გეომაგნიტური შეშფოთებები კავშირშია მზის აქტივობასა და გკს-ის ნაკადის ცვლილებასთან (მის

შემცირებასთან). ამ პროცესებს შეუძლიათ ქვედა ატმოსფეროში სტრუქტურული ცვლილებების გამოწვევა და ღრუბელთდაფარვაზე ზეგავლენის მოხდენა. აქედან გამომდინარე, ღრუბელთდაფარვისა და გეომაგნიტურ შემფოთებების ურთიერთკავშირის შეუძლია გამოავლინოს ღრუბელწარმოშობის კავშირი კოსმოსურ ფაქტორებთან. კავშირი გკს-ის ნაკადის ცვლილებასა და გეომაგნიტურ აქტივობას შორის ასევე შეიძლება დამოკიდებული იყოს ამ შემფოთებების დროს გკს-ის სიხისტის კვეთაზე (Dorman 2009).

გეომაგნიტური ველის შიდაწლიური ვარიაციები იოლად დაიკვირვება, მზის აქტივობისა და გკს-ის ნაკადის ცვლილებებთან შედარებით. გეომაგნიტური ველის ეს ვარიაციები შესაძლოა დაკავშირებული იყოს მზის დიფერენციალურ ბრუნვასთან, ასევე საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველისა და გეომაგნიტური ველის გეომეტრიის ცვლილებებთან. გეომაგნიტური შემფოთებების ყველაზე გამოკვეთილი ცვლილებები ნახევარწლიურია, მაქსიმუმით გაზაფხულისა (მარტი-აპრილი) და შემოდგომის (სექტემბერ-ოქტომბერი) დღელამტოლობების მახლობლად, ხოლო მინიმუმი მოდის ზაფხულის ბუნიობის გარშემო (ივნისი). ამ პერიოდებში გეომაგნიტური ველის დიპოლი საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის  $B_z$  კომპონენტის პარალელურია, რაც ხელს უწყობს გეომაგნიტური შემფოთებების წარმოშობას.

გეომაგნიტური შემფოთებები და მათი შიდაწლიური განაწილება მეტწილად განპირობებულია კოსმოსური ფაქტორებით. უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური განაწილების ურთიერთკავშირი გეომაგნიტურ შემფოთებებთან, თავის მხრივ, კოსმოსური ფაქტორების ღრუბელდაფარვაზე გავლენის მაჩვენებელი შეიძლება იყოს.

ამ ნაშრომში, კოსმოსური ფაქტორის ღრუბელდაფარვაზე შესაძლო ზემოქმედების გამოსავლენად, შესწავლილია აბასთუმანში უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური განაწილება სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში, როგორებიცაა გეომაგნიტური შემფოთებები, მზის აქტივობის ფაზები, გკს-ის ნაკადის ცვლილებები. განხილული იქნება გეომაგნიტური Ap ინდექსის საშუალო წლიური და სეზონური გრძელვადიანი ტრენდები.

## 2.2. უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური განაწილება

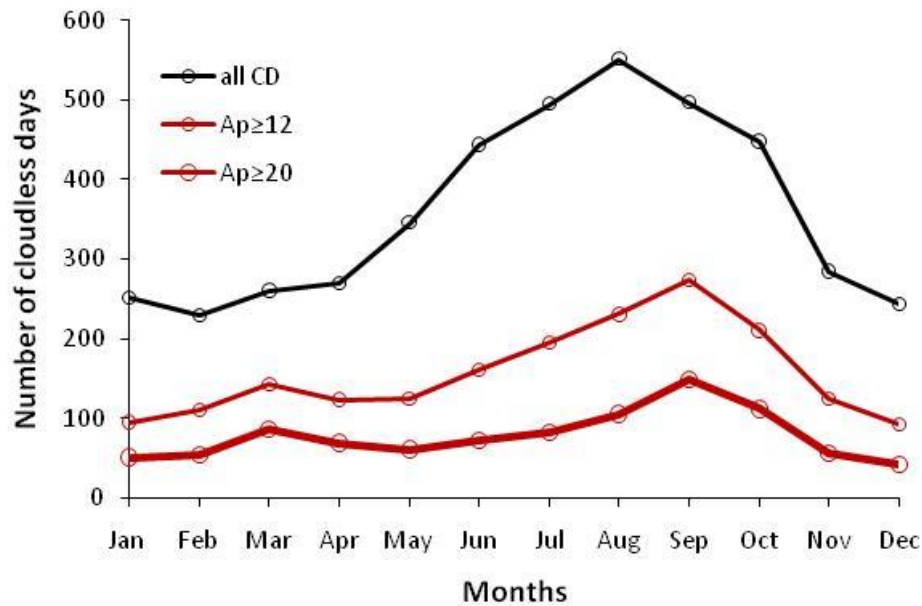
ჩვენ განვიხილავთ უღრუბლო დღეებისა და უღრუბლო ღამეების შიდაწლიურ განაწილებას აბასთუმანში, 1957-1993 წლების დაკვირვებითი მონაცემების მიხედვით. ამ პერიოდში, როგორც აღნიშნული იყო 1.8-ში, აბასთუმნის ასტროფიზიკურ ობსერვატორიაში მიმდინარეობდა დედამიწის ატმოსფეროს სხვადასხვა პარამეტრების სისტემატური დაკვირვებები ოპტიკური მეთოდებით. დაკვირვებებისათვის აუცილებელი პირობები იყო უღრუბლო ცა.

განხილულ პერიოდში უღრუბლო დღეები საერთო რაოდენობა იყო 4323, ხოლო უღრუბლო ღამეების - 1534. ღამის ცის ნათების დაკვირვებები ასევე ხდებოდა უმთვარო პირობებში. ამავე წლების თვეების მიხედვით უღრუბლო დღეების ჯამური რაოდენობა იცვლებოდა 227-დან 531-მდე, ხოლო ღამეების - 78-დან 199-მდე. ეს მონაცემები საშუალებას იძლევა შევისწავლოთ უღრუბლო დღეებისა და ღამეების საშუალო შიდაწლიური განაწილებები და გრძელვადიანი ვარიაციები სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში.

გეომაგნიტური შეშფოთების საზომად ჩვენ ვიყენებთ პლანეტურ გეომაგნიტურ  $A_p$  ინდექსს, რომელიც გარკვეულწილად კორელირებს საშუალო განედების ატმოსფერო-იონოსფეროში მიმდინარე დინამიურ და სტრუქტურულ ცვლილებებთან.

ნახ.2.1 მოცემულია უღრუბლო დღეების ყოველთვიური რიცხვების (აღნიშნულია წრეებით) შიდაწლიური განაწილება ყველა დღეებისთვის (შავი ხაზი),  $A_p \geq 12$ -ის (წვრილი წითელი ხაზი) და  $A_p \geq 20$ -ის (სქელი წითელი ხაზი) შემთხვევებში. უღრუბლო დღეების მაქსიმალური რიცხვი აგვისტოს თვეშია. ამ დროს საშუალო დღიური ტემპერატურა ყველაზე მაღალია მოცემულ რეგიონში და, ამიტომაც, ყველაზე ნაკლებად ხელსაყრელი პირობები წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და ღრუბლების ფორმირებისთვის. გეომაგნიტური შეშფოთებების დროს ( $A_p \geq 12, 20$ ) ამ დღეების მაქსიმუმი ინაცვლებს სექტემბრის თვეში, ამასთანავე მარტში ჩნდება მეორე პიკი. ეს ის თვეებია, როდესაც გეომაგნიტური შეშფოთებების სიხშირეები მაქსიმალურია (Russell and McPherron 1973). უღრუბლო დღეების მაქსიმუმის გადასვლა აგვისტოდან სექტემბერში მიუთითებს ღრუბელდაფარვაზე კოსმოსური ფაქტორის შესაძლო

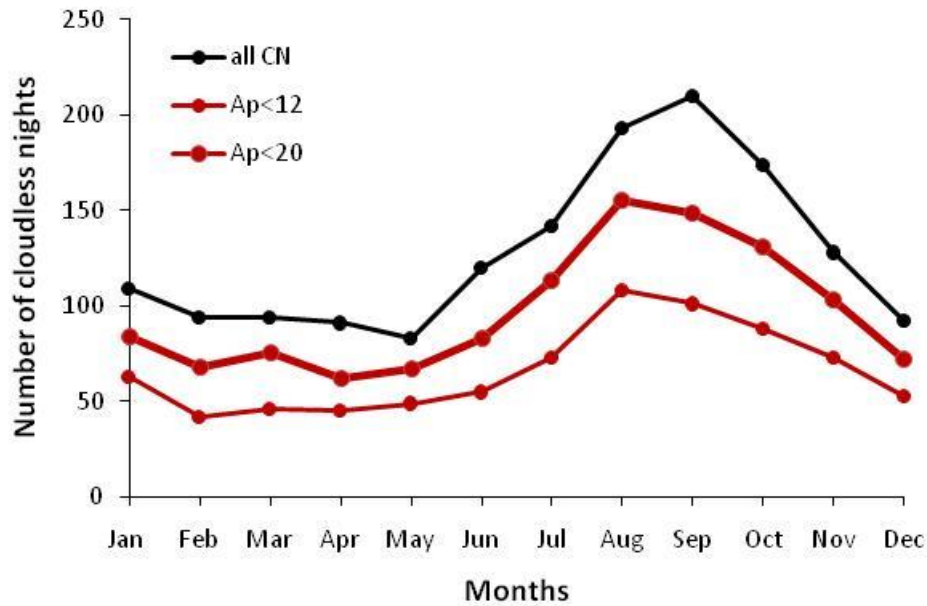
გავლენაზე. პიკის ეს გადანაცვლება ვლინდება დაბალი გეომაგნიტური აქტივობის დროსაც ( $A_p \geq 7$ ). ეს მოვლენა კიდევ უფრო ნათელია უღრუბლო დამეების შემთხვევაში.



ნახ.2.1. უღრუბლო დღეების (CD) ყოველთვიური რიცხვების (წრეები) შიდაწლიური განაწილება: ყველა (შავი), გეომაგნიტური შემფოთებებისას პლანეტური გეომაგნიტური ინდექსის  $A_p \geq 12$  (წვრილი წითელი ხაზი) და  $A_p \geq 20$  (მსხვილი წითელი ხაზი) შემთხვევებში, აბასთუმნის 1957-1993წწ. მონაცემებით.

ნახ.2.2 ნაჩვენებია უღრუბლო დამეების ყოველთვიური რიცხვების (აღნიშნულია წერტილებით) შიდაწლიური განაწილება ყველა დღეებისთვის (შავი ხაზი), გეომაგნიტურად წყნარ  $A_p < 12$  (წვრილი წითელი ხაზი) და მცირედ აქტიურ  $A_p < 20$  (სქელი წითელი ხაზი) შემთხვევებში. ამ შემთხვევაში უღრუბლო დამეების მაქსიმალური რიცხვი არის სექტემბერში, დღეებისგან განსხვავებით. შედარებით მცირე გეომაგნიტური შემფოთებების დროს პიკი ინაცვლებს აგვისტოში, რაც ასევე შესაძლოა კოსმოსური ფაქტორის გავლენის მაჩვენებელი იყოს.

როგორც ვხედავთ, შიდაწლიური განაწილებები უღრუბლო დღეებისა და დამეების შემთხვევებში განსხვავებულია. ორივეს აქვს მკვეთრი მაქსიმუმი, თუმცა სხვადასხვა თვეებში: უღრუბლო დღეების შემთხვევაში აგვისტოში, ხოლო დამეების -



ნახ.2.2. უღრუბლო ღამეების (CN) ყოველთვიური რიცხვების (წერტილები) შიდაწლიური განაწილება: ყველა (შავი), გეომაგნიტური შემფოთებებისას პლანეტური გეომაგნიტური ინდექსის  $Ap < 12$  (წვრილი წითელი ხაზი) და  $Ap < 20$  (მსხვილი წითელი ხაზი) შემთხვევებში, აბასთუმნის 1957-1993წწ. მონაცემებით.

სექტემბერში. ამავე დროს, ისინი წლიურ პერიოდულობაზე მიუთითებენ. გეომაგნიტური შემფოთებებისთვის ( $Ap \geq 12$ ,  $Ap \geq 20$ ), უღრუბლო დღეების მაქსიმუმი ინაცვლებს სექტემბერში და ასევე მარტში მეორე პიკი ჩნდება. ეს მიუთითებს ნახევარწლიანი ვარიაციების არსებობაზე. აღნიშნული წლიური და ნახევარწლიური ცვალებადობები გვაძლევს საშუალებას განვსაზღვროთ უღრუბლო დღეების (CD) თვის საშუალო ფარდობითი რიცხვის  $N(t)$  შიდაწლიური განაწილება შემდეგი ფორმულით (Didebulidze and Todua 2015):

$$N(t, Ap) = A_{12} \cdot \cos\left[\frac{2\pi}{T_{12}}(t-1) + \psi_{12}\right] + A_6(t) \cdot \cos\left[\frac{2\pi}{T_6}(t-1) + \psi_6\right] + c, \quad (2.1)$$

სადაც  $t \geq 1$  არის თვეები ( $t=1, 2, \dots, 12$ ): იანვარი, თებერვალი, ..., დეკემბერი;  $A_6$  და  $A_{12}$  აღნიშნავენ ოსცილაციების ამპლიტუდებს ნახევარწლიური ( $T_6 = 6$ ) და წლიური ( $T_{12} = 12$ )

პერიოდებით, შესაბამისად;  $\psi_6$  და  $\psi_{12}$  აღნიშნავენ რხევების ფაზებს იანვარში ( $t=1$ ).  $N(t)$  არის გეომანტიურად შემფოთებული CD რაოდენობის შეფარდება ამავე თვეში შემფოთებული დღეების რიცხვთან. ვინაიდან თვეებში დღეების რიცხვი ოდნავ განსხვავებულია, დღეების ფარდობითი რაოდენობა  $N(t) \leq 1$  უფრო ზუსტად განსაზღვრავს უღრუბლო დღეების წლიურ განაწილებას. მაგალითად,  $N(t=8)=1$  ნიშნავს, რომ აგვისტოში ყველა დღე უღრუბლოა, ხოლო  $N(t=2)=0.25$  ნიშნავს, რომ თებერვალში ოთხიდან ერთი დღეა უღრუბლო.

ფორმულა (2.1.)-ში ნახევარწლიური, დროზე დამოკიდებული ამპლიტუდა  $A_6(t)$ , მკვეთრი მაქსიმუმებით მარტსა ( $t=3$ ) და სექტემბერში ( $t=9$ ), კარგად აღიწერება ფორმულით:

$$A_6(t) = a_6 \cdot \left[ \frac{1}{1 + a'_6(t-3)^2} + \frac{1}{1 + a'_6(t-9)^2} \right], \quad (2.2)$$

სადაც  $a_6$  და  $a'_6$  პარამეტრების მნიშვნელობები აღებულია ფორმულა (2.1) და (2.2)-ის  $N$ -ის ემპირიულ მნიშვნელობებთან მორგებით.  $A_6(t)$  ამპლიტუდის მიღებული მნიშვნელობები კარგად შეესაბამება დაკვირვებულ სიდიდეებს (ცხრილი 1).

ჩვენ განვსაზღვრავთ უღრუბლო დღეების საშუალო ფარდობით რიცხვს (2.1)-ის მიხედვით, ყველა და მაგნიტურად შემფოთებული დღეების შემთხვევებისთვის ( $A_p \geq 8$ , 12, 20, 30, 40 და 50). ამ აღწერაში წლიური მაქსიმუმი მოდის აგვისტოზე, ე.ი.  $\psi_{12} = \frac{5\pi}{6}$ . გეომანტიური შემფოთებებისთვის მრუდების პიკები არის მარტსა და სექტემბერში, შესაბამისად, ფორმულა (2.1)-ში ნახევარწლიური ვარიაციების საწყისი ფაზა იქნება  $\psi_6 = -\frac{2\pi}{3}$ . ამ საწყისი ფაზების მნიშვნელობებით, საშუალო წლიური განაწილებები კარგ თანხვედრაშია დაკვირვებებით მონაცემებთან.

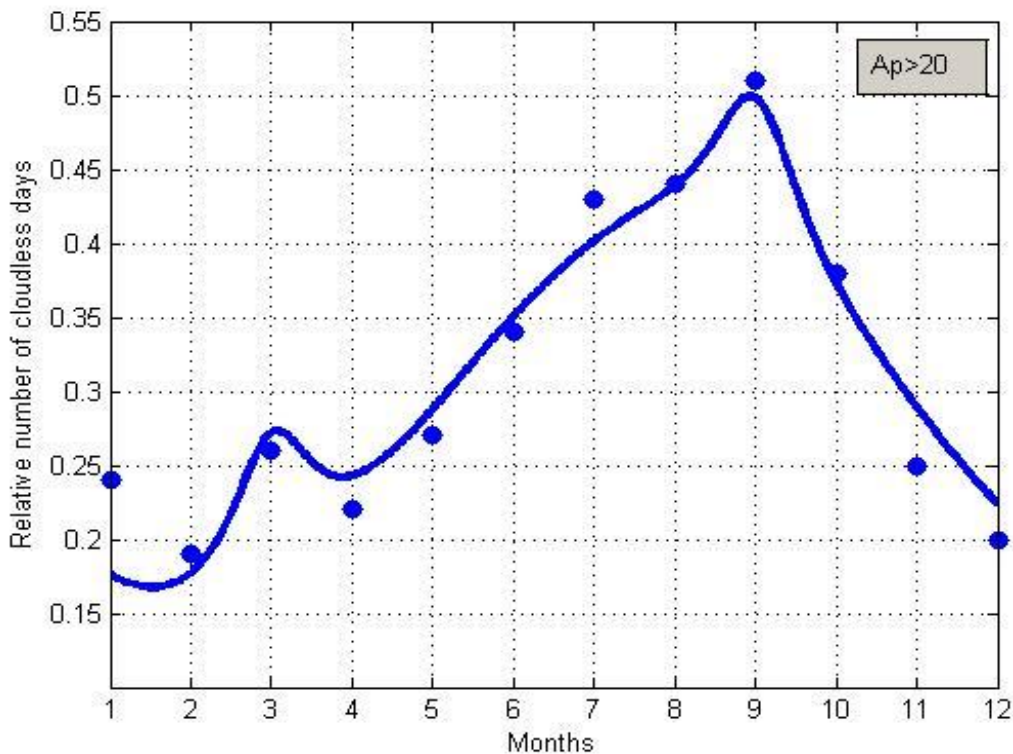
ცხრილი 1-ში მოყვანილია უღრუბლო დღეების ფარდობითი რიცხვის  $N$  ოსცილაციების წლიური  $A_{12}$  და ნახევარწლიური  $A_6$  ამპლიტუდები (Didebulidze and

Todua 2015), წლიური განაწილების მუდმივა  $c$  (გამოთვლილი (2.1) და (2.2)-ის მიხედვით). სიდიდეები გამოთვლილია ყველა და გეომაგნიტური შემფოთებების დროს უღრუბლო დღეებისთვის ( $A_p \geq 8, 12, 15, 20, 30, 40$  და  $50$ ). R-square არის დეტერმინირების კოეფიციენტი ემპირიულ გათვლებსა და დაკვირვებულ მნიშვნელობებს შორის. ის საკმაოდ მაღალია ყველა CD-ს, ასევე  $A_p \geq 8, 12$  და  $20$  შემთხვევებში (R-square=0.93, 0.94, 0.96 და 0.93, შესაბამისად). რაც შეეხება  $A_p \geq 30, 40$  და  $50$ , ამ სიდიდის მაგნიტურად შემფოთებებული დღეების რაოდენობა მცირეა. მიუხედავად ამისა R-square მაინც საკმაოდ მაღალია (R-square=0.84, 0.68, 0.78, შესაბამისად).

**ცხრილი 1.** უღრუბლო დღეების ფარდობითი რიცხვის  $N$  ოსცილაციების წლიური  $A_{12}$  და ნახევარწლიური  $A_6$  ამპლიტუდები, წლიური განაწილების მუდმივა  $c$  (ფორმულა (2.1) და (2.2)). სიდიდეები გამოთვლილია ყველა და გეომაგნიტური შემფოთებების დროს უღრუბლო დღეების შემთხვევაში ( $A_p \geq 8, 12, 15, 20, 30, 40$  და  $50$ ). R-square არის დეტერმინირების კოეფიციენტი.

| გეომაგნიტური პირობები | ნახევარწლიური ვარიაციების ამპლიტუდა $A_6$ ( $t=3; 9$ ) | წლიური ვარიაციების ამპლიტუდა, $A_{12}$ | წლიური განაწილების მუდმივა, $c$ | R-square |
|-----------------------|--------------------------------------------------------|----------------------------------------|---------------------------------|----------|
| All $A_p$             | 0.024                                                  | 0.130                                  | 0.321                           | 0.93     |
| $A_p \geq 8$          | 0.052                                                  | 0.143                                  | 0.306                           | 0.94     |
| $A_p \geq 12$         | 0.065                                                  | 0.141                                  | 0.301                           | 0.96     |
| $A_p \geq 15$         | 0.054                                                  | 0.134                                  | 0.311                           | 0.94     |
| $A_p \geq 20$         | 0.091                                                  | 0.131                                  | 0.294                           | 0.93     |
| $A_p \geq 30$         | 0.087                                                  | 0.138                                  | 0.303                           | 0.84     |
| $A_p \geq 40$         | 0.014                                                  | 0.136                                  | 0.322                           | 0.68     |
| $A_p \geq 50$         | 0.003                                                  | 0.140                                  | 0.319                           | 0.78     |

ფორმულებით (2.1) და (2.2) აღწერილ  $N_i$ -ის წლიურ განაწილებაში,  $A_{12}$  ამპლიტუდა, რომელიც აღწერს წლიურ პერიოდულობას, არ იცვლება. ნახევარწლიანი ვარიაციები სხვადასხვა Ap-თი აღიწერება  $A_6$  ამპლიტუდით და ცვლილებას განიცდის, რაც, შესაძლოა, კოსმოსური ფაქტორით იყოს გამოწვეული, ისევე, როგორც უღრუბლო დღეების მაქსიმუმის გადანაცვლება აგვისტოდან სექტემბერში.



ნახ.2.3. უღრუბლო დღეების ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის შიდაწლიური განაწილება  $Ap \geq 20$ -ის შემთხვევაში: წერტილები აღნიშნავს დაკვირვებულ მონაცემებს (აბასთუმნის 1957-1993 დაკვირვებების მიხედვით); წირი აღნიშნავს ფორმულა (2.1)-ით აღწერილ ემპირიულ მიახლოებას.

ემპირიული ფორმულა (2.1) კარგად აღწერს დაკვირვებით მონაცემებს  $Ap \geq 8, 12$  და 20 დროს ( $R\text{-square} = 0.93, 0.96, 0.94$ , შესაბამისად). შესამჩნევია ნახევარწლიური  $A_6$  ამპლიტუდების ზრდა. კოეფიციენტი  $c$  არ არის დამოკიდებული გეომაგნიტურ შემფოთებებზე. ნახ.2.3-ზე მოყვანილია უღრუბლო დღეების ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის შიდაწლიური განაწილება  $Ap \geq 20$ -ის შემთხვევაში. წერტილები

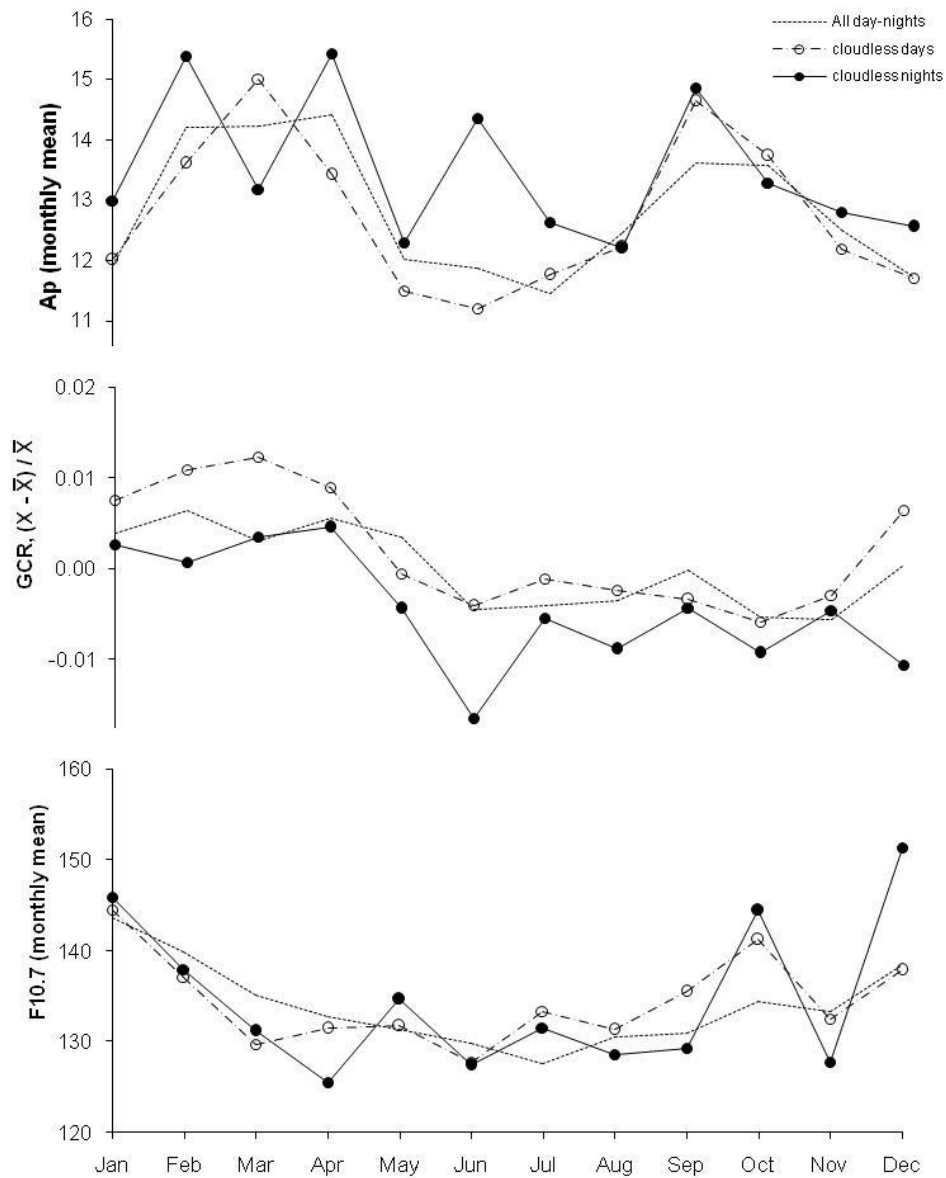
აღნიშნავს დაკვირვებულ მონაცემებს, წირი აღნიშნავს ფორმულა (2.1)-ით აღწერილ ემპირიულ მიახლოებას. წირი მაქსიმუმით მარტსა და სექტემბერში აჩვენებს კარგ შესაბამისობას დაკვირვებულ მონაცემებსა და ემპირიულ გათვლებს შორის, სადაც  $R\text{-square}=0.9$ , რაც მიაწინებს აღნიშნულ სიდიდეებს შორის მაღალ კორელაციაზე.

აქვე აღნიშნავთ, რომ ფორმულა (2.1) შეიძლება გამოყენებულ იქნას უღრუბლო ღამეებისთვისაც, რომელიც ასევე აჩვენებს  $A_p$ -ზე დამოკიდებულ ვარიაციებს. თუმცა, ამ შემთხვევაში კორელაცია ემპირიულად გათვლილ და დაკვირვებით მნიშვნელობებს შორის შედარებით დაბალია ( $0.6 < R\text{-square} < 0.8$ ). ეს შემთხვევა საჭიროებს შემდგომ შესწავლას და მოცემულ ნაშრომში მოყვანილი არ არის.

### ***2.3. $A_p$ ინდექსის, მზის რადიოგამოსხივების $F_{10.7}$ და გკს-ს ნაკადის შიდაწლიური განაწილებები უღრუბლო დღეებისა და ღამეების დროს***

კოსმოსური ფაქტორების ღრუბელდაფარვასთან შესაძლო კავშირის, ასევე დღისა და ღამის განსხვავებული ეფექტების შესასწავლად, განვიხილავთ  $A_p$  ინდექსის, მზის რადიოგამოსხივების ინდექსის  $F_{10.7}$  და გკს-ს ნაკადის შიდაწლიურ განაწილებებს აღნიშნულ უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შემთხვევებში. ჩვენ განვიხილავთ გეომაგნიტური შემფოთებების სხვადასხვა დონეებს:  $A_p < 50$  (მშვიდი, სუსტი და საშუალო), ძლიერი ( $A_p \geq 50$ ) და უცარი ქარიშხლების დაწყება (SSC).  $A_p < 50$  შემთხვევების რიცხვი შეადგენს მონაცემების დაახლოებით 96%-ს. ამ შემთხვევაში, შიდაწლიურ და გრძელვადიან განაწილებებში ზოგიერთი რეგულარული ცვალებადობები უნდა შეინიშნებოდეს. SSC ხდება დაახლოებით 10% შემთხვევაში, ხოლო  $A_p \geq 50$  შეადგენს დაახლოებით 3-4%-ს. ამ დროს ატმოსფეროში მიმდინარე ცვლილებებში მზე-დედამიწა კავშირების თანმდევა პროცესებმა უნდა იჩინოს თავი.

ნახ.2.4 ნაჩვენებია შემდეგი სიდიდეების საშუალო-თვიური მნიშვნელობების შიდაწლიური ვარიაციები:  $A_p$  ინდექსი ( $A_p < 50$ , ზედა), გკს-ის ნაკადი (შუა) და მზის რადიონაკადი  $F_{10.7}$  (ქვედა). უკანასკნელი ორი სიდიდე აღებულია  $A_p < 50$ -ის დროს.



ნახ.2.4. პლანეტური გეომაგნიტური ინდექსის Ap (ზედა), ფარდობითი გკს-ის (შუა) და მზის რადიოგამოსხივების ინდექსის F<sub>10.7</sub> (ქვედა) შიდაწლიური განაწილება: ყველა დღე-ღამის (უწყვეტი ხაზი), უღრუბლო დღეების (რგოლები და წყვეტილი) და უღრუბლო ღამეების (წერტილები და უწყვეტი ხაზი) შემთხვევებში, აბასთუმნის 1957-1993წწ. მონაცემებით. გკს გამოთვლილია თბილისის კოსმოსური სხივების სადგურის 1964-1993 მონაცემების მიხედვით.

მნიშვნელობები გამოთვლილია დღე-ღამის (სამკუთხედები), უღრუბლო დღეების (წრეები) და უღრუბლო ღამეებისთვის (წერტილები). Ap და  $F_{10.7}$  მონაცემები აღებულია 1957-1993 დროის ინტერვალში. გკს-ის მნიშვნელობები აღებულია თბილისის კოსმოსური სხივების სადგურის მონაცემებიდან 1964-1993 ინტერვალში. ჩვენ ავიღეთ გკს-ის ნაკადის გასაშუალოებული მნიშვნელობები:  $X_n = (X - \bar{X}) / \bar{X}$ , სადაც  $X$  არის დღიური მნიშვნელობა (იმ დღეებისთვის, როცა  $Ap < 50$ ), ხოლო  $\bar{X}$  - საშუალო სიდიდე გასაშუალოებული ყველა მონაცემებისთვის 1964-1993 ინტერვალში.

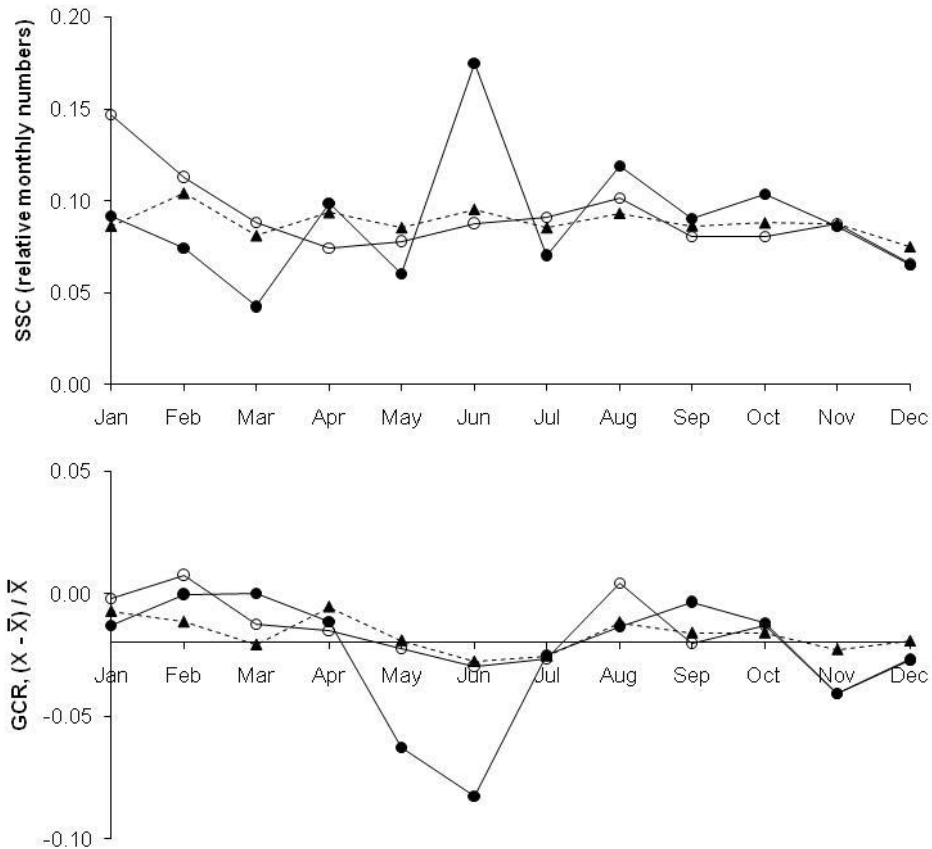
ნახ.2.4 (ზედა) აჩვენებს, რომ უღრუბლო ღამეების შემთხვევაში, გაზაფხულისა და შემოდგომის მაქსიმუმებთან ერთად, ზაფხულში ჩნდება კიდევ ერთი პიკი. ეს ნიშნავს გეომაგნიტურად შეშფოთებული ( $Ap \geq 12$ ) უღრუბლო ღამეების სიხშირის ზრდას, რაც ასევე მიანიშნებს კოსმოსური ფაქტორის გავლენაზე. იმავე ღამეებისთვის გკს-ის ნაკადი ივნისის თვეში მაქსიმალურად იკლებს. ეს შემცირება, სავარაუდოდ, იწვევს იონიზაციის კლებას და ნაკლებ ღრუბლიანობას.

გკს-ს ნაკადის შემცირება უღრუბლო ღამეებისთვის ივნისში კიდევ უფრო გამოკვეთილია ძლიერი გეომაგნიტური შეშფოთებების დროს ( $Ap \geq 50$ ), რომელსაც ხშირად თანს სდევს ფორბუშის შემცირება<sup>3</sup> (Kudela and Brenkus 2004). SSC ასევე ხდება ძლიერი და საშუალო გეომაგნიტური შეშფოთებების დროს. ის ასევე თან სდევს მზის აქტიურ პროცესებს და, ამგვარად, გკს-ს ინტენსივობის ვარდნა მოსალოდნელია. ამავე დროს, მზის რადიონაკადის  $F_{10.7}$  ცვლილებები უმნიშვნელოა (ნახ 3, ქვედა).

რადგანაც SSC და ძლიერი გეომაგნიტური შეშფოთებების ( $Ap \geq 50$ ) რიცხვი მცირეა, ჩვენ ავიღეთ მათი ხდომილების მახასიათებელი სიხშირე ყოველ თვეში. ეს არის შეფარდება SSC-იანი უღრუბლო დღის (ღამის) ყოველთვიური რიცხვისა ამ თვეში დღეების საერთო რაოდენობასთან, რასაც ფარდობით დღეებს ვუწოდებთ. ანალოგიურად ვითვლით  $Ap \geq 50$ -თვის.

ნახ.2.5-ზე ნაჩვენებია შემდეგი სიდიდეების საშუალო-თვიური მნიშვნელობების შიდაწლიური განაწილებები: SSC-ის ხდომილების სიხშირე (ზედა მრუდი), გკს-ის

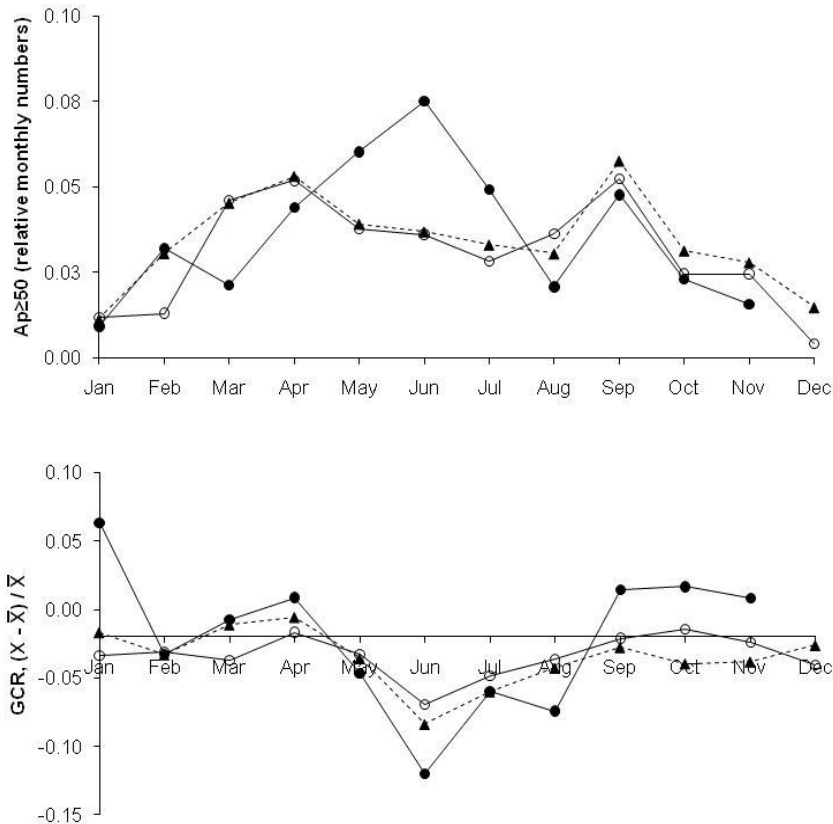
<sup>3</sup> ფორბუშის შემცირება (Forbush decrease) - გკს-ის ნაკადის სწრაფი ვარდნა მზის კორონული მასის ამოფრქვევის შემდგომ.



ნახ.2.5. ქარიშღების უეცარი დასაწყისის (SSC) ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის (ზედა) და იმავე დღეებში გკს-ის ფარდობითი მნიშვნელობების (ქვედა) შიდაწლიური განაწილება: ყველა დღე-ღამის (წყვეტილი ხაზი), უღრუბლო დღეების (რგოლები და უწყვეტი) და უღრუბლო ღამეების (წერტილები და უწყვეტი ხაზი) შემთხვევებში, აბასთუმნის 1957-1993წწ. მონაცემებით. გკს გამოთვლილია თბილისის კოსმოსური სხივების სადგურის 1964-1993 მონაცემების მიხედვით.

ნაკადი იმ დღეებში, როცა SSC მოხდა (ქვედა მრუდი). გკს არის თბილისის სადგურის მონაცემების მიხედვით. წყვეტილი ხაზები სამკუთხედებით - დღე-ღამური მონაცემები, მთლიანი ხაზი წრეებით - უღრუბლო დღეები, მთლიანი ხაზი წერტილებით - უღრუბლო ღამეები. ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ SSC-ის ხდომილების სიხშირის განაწილება უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შემთხვევებში განსხვავებულია და ღამის

შემთხვევაში მაქსიმუმი ივნისშია. გკს-ის ნაკადის კლება იმავე თვეში უფრო დიდია, ვიდრე  $Ap < 50$ -ს შემთხვევაში (ნახ.2.4 შუა ნახაზი).



ნახ.2.6. ძლიერი გეომაგნიტური შემფოთებების ( $Ap \geq 50$ ) ყოველთვიური ფარდობითი რიცხვის (ზედა) და იმავე დღეებში გკს-ის ფარდობითი მნიშვნელობების (ქვედა) შიდაწლიური განაწილება: ყველა დღე-ღამის (წყვეტილი ხაზი), უღრუბლო დღეების (რგოლები და უწყვეტი) და უღრუბლო ღამეების (წერტილები და უწყვეტი ხაზი) შემთხვევებში, აბასთუმნის 1957-1993წწ. მონაცემებით. გკს გამოთვლილია თბილისის კოსმოსური სხივების სადგურის 1964-1993 მონაცემების მიხედვით.

ანალოგიური სურათია ძლიერი გეომაგნიტური შემფოთებების ( $Ap \geq 50$ ) შემთხვევაში, რომელიც მოცემულია ნახ.2.6-ზე. როგორც ვხედავთ, აქაც უღრუბლო ღამეების შემთხვევაში ანალოგიური ყოფაქცევა აქვთ  $Ap \geq 50$ -ის ფარდობით რიცხვსა და გკს-ის ნაკადს (რომელიც კიდევ უფრო დიდია, ვიდრე SSC-ის შემთხვევაში).

როგორც ვნახეთ, ჩვენი მონაცემების მიხედვით, ღრუბელდაფარვასა და კოსმოსური ფაქტორებს შორის კავშირი დღისა და ღამის განმავლობაში განსხვავებულია.

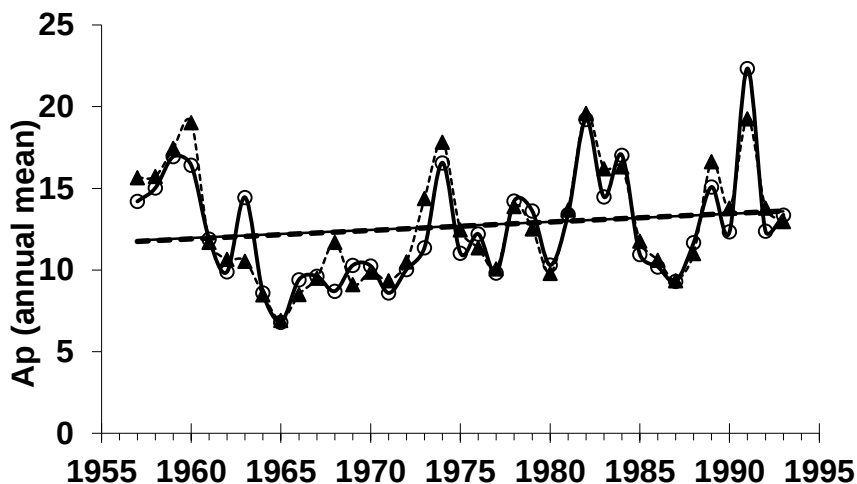
#### **2.4. გეომაგნიტური $A_p$ ინდექსის გრძელვადიანი ტრენდები ულრუბლო დღეებისა და ღამეების დროს**

პლანეტური გეომაგნიტური  $A_p$  ინდექსი განიცდის 11-წლიან, საუკუნოვან და შესაძლოა სხვა პერიოდულობის ვარიაციებს (Dorman 2009; Usoskin 2008). Gudadze et al.-ის (2008), Didebulidze et al.-ის (2011) მიერ განხილულ იქნა ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს პარამეტრების გრძელვადიანი ვარიაციები და ტრენდები, სადაც აღნიშნული იყო, რომ იონოსფეროს F2 ფენის პარამეტრების ტრენდები მნიშვნელოვანია გეომაგნიტური შემფოთებების შემთხვევაში.

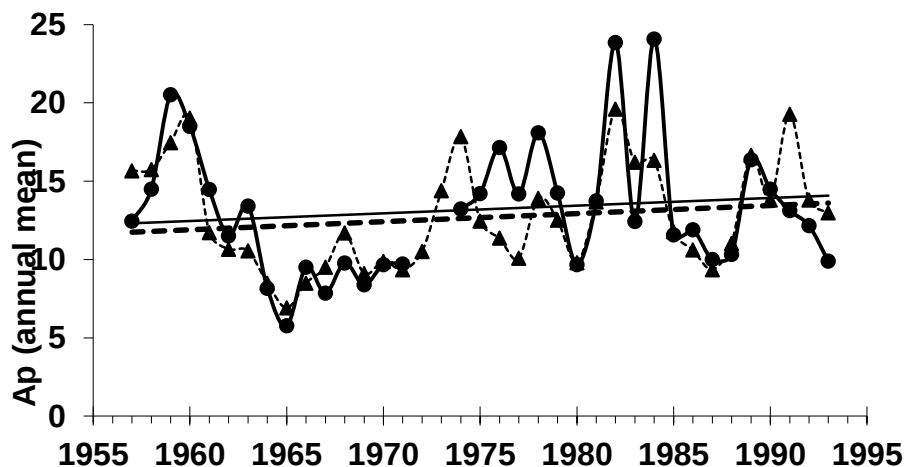
ნახ.2.7-ზე მოყვანილია  $A_p$  ინდექსის ( $A_p < 50$ -თვის) საშუალო წლიური მნიშვნელობების გრძელვადიანი ცვლილებები ყველა დღე-ღამის დროს (სამკუთხედები და წყვეტილი ხაზი) და ულრუბლო დღეებში (წრეები და უწყვეტი ხაზი) 1957-დან 1993-მდე. ასევე მოყვანილია მათი ტრენდები (წყვეტილი და უწყვეტი წრეები, შესაბამისად). ანალოგიური სიდიდეებია მოყვანილი ნახ.2.8-ზე ულრუბლო ღამეებისთვის (წერტილები და უწყვეტი ხაზი).

განხილული მონაცემებისთვის  $A_p$  ინდექსის ( $A_p < 50$ ) ტრენდები დადებითია და ერთმანეთის მსგავსია სამივე შემთხვევისთვის ( $1\sigma$  სანდოობით):  $(0.055 \pm 0.008)$  1/წელი (ყველა დღე-ღამე),  $(0.051 \pm 0.014)$  1/წელი (ულრუბლო დღე),  $(0.053 \pm 0.024)$  1/წელი (ულრუბლო ღამე). ბოლო საუკუნის განმავლობაში დამზერილი იყო გეომაგნიტური შემფოთებების დადებითი ტრენდი (Mursula and Martini 2006).

ნახ.2.4-2.5 აჩვენებს რომ კოსმოსური ფაქტორის (ამ შემთხვევაში, გკს-ის) გავლენა ღრუბელდაფარვაზე იცვლება სხვადასხვა სეზონებში, დღისა და ღამის განმავლობაში. შესაბამისად, გრძელვადიანი ცვლილებები და მათი გავლენა შესაძლოა ასევე სეზონების

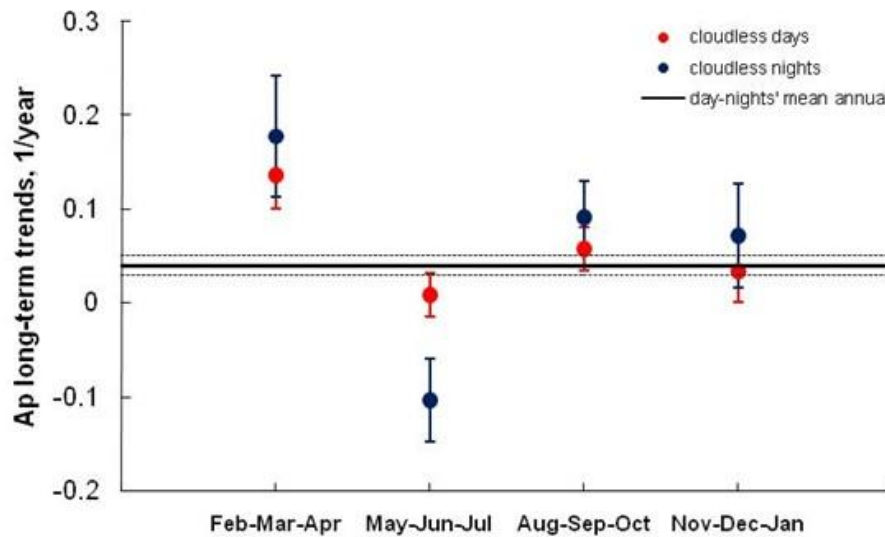


ნახ.2.7. პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსის საშუალო წლიური სიდიდეების გრძელვადიანი ვარიაციები ( $Ap < 50$  შემთხვევაში): ყველა დღე-ღამე (სამკუთხედები და წყვეტილი ხაზი) და უღრუბლო დღეები (წრეები და სრული ხაზი), მათი ტრენდების შესაბამისი წირებით, 1957-1993 პერიოდში.



ნახ.2.8. პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსის საშუალო წლიური სიდიდეების გრძელვადიანი ვარიაციები ( $Ap < 50$  შემთხვევაში): ყველა დღე-ღამე (სამკუთხედები და წყვეტილი ხაზი) და უღრუბლო ღამეები (წერტილები და სრული ხაზი), მათი ტრენდების შესაბამისი წირებით, 1957-1993 პერიოდში..

მიხედვით იყოს განსხვავებული. ნახ.2.9-ზე მოცემულია Ap-ს ( $Ap < 50$ ) სეზონური (სამი თვის) საშუალო მნიშვნელობების გრძელვადიანი ტრენდები უღრუბლო დღეების (წითელი წრეები) და ღამეების (ლურჯი წრეები) შემთხვევებში. როგორც ჩანს, ისინი მკვეთრად განსხვავდებიან საშუალო წლიური მნიშვნელობებისგან, რაც ყველაზე მეტად თავს იჩენს ივნის-ივლისში, სადაც კოსმოსური ფაქტორების გავლენა ღრუბელ-დაფარვაზე ყველაზე მნიშვნელოვანია (ნახ.2.4-2.5).



ნახ.2.9. პლანეტური გეომაგნეტური Ap ინდექსის გრძელვადიანი (1957-1993) ტრენდები სეზონების მიხედვით ( $Ap < 50$  შემთხვევაში): უღრუბლო დღეები (წითელი წერტილები) და უღრუბლო ღამეები (ლურჯი წერტილები). ვერტიკალური ხაზები შეესაბამება  $1\sigma$  ცდომილებას. ჰორიზონტული უწყვეტი ხაზი შეესაბამება Ap-ს დღე-ღამური სიდიდეების ტრენდს, წყვეტილი ხაზები -  $1\sigma$  ცდომილებას.

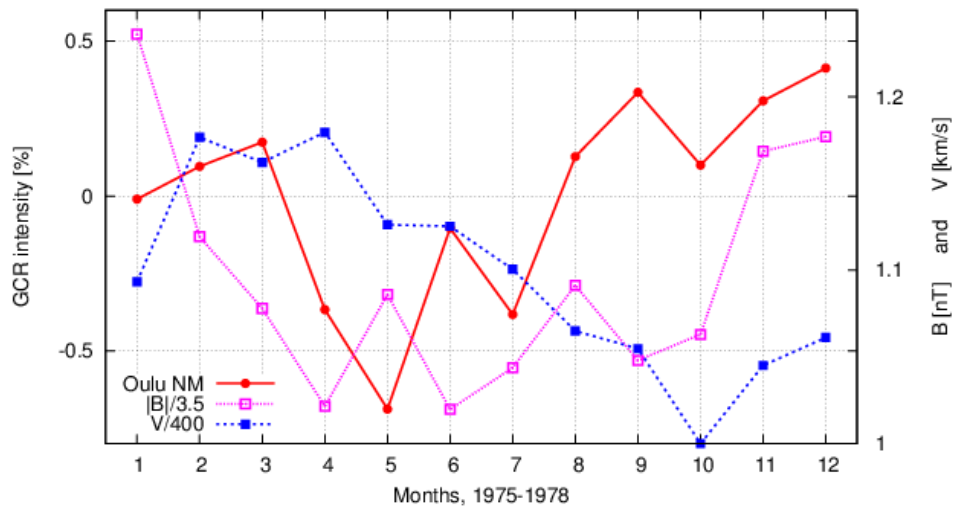
Ap-ს ტრენდი უღრუბლო დღისთვის დადებითია ( $(0.008 \pm 0.022)$  1/წელი), თუმცა მცირე და არასანდო. ამავე დროს, ღამის შემთხვევაში ტრენდი უარყოფითია ( $(-0.104 \pm 0.044)$  1/წელი). ეს უკანასკნელი ნიშნავს მაგნეტურად შემოფოთებულ უღრუბლო ღამეების რიცხვის კლებას. ტრენდები მოყვანილია  $1\sigma$  სანდოობის ინტერვალით.

## 2.5. გკს-ის ინტენსივობის წლიური ცვალებადობის მოდელი

უღრუბლო დღეებისა და ღამეების განაწილებას აქვთ მკვეთრად გამოხატული წლიური ცვალებადობა (ნახ.2.1 და 2.2). თუ ეს ცვალებადობა ასახავს გკს-ის მიერ ნაწილაკების იონიზაციას (გკს-ების ენერგია, რომელსაც ნეიტრონული მონიტორები აფიქსირებენ, არის 5-35 GeV ფარგლებში), შესაძლოა შევაფასოთ გკს-ის ნაკადის წლიური ცვლილებები პარკერის ანიზოტროპული დიფუზიის გადატანის განტოლების საშუალებით (Parker 1965). მოდელი, რომელიც აღწერს გკს-ის ნაკადისა და ღრუბელიანობის კავშირს, ძალზე მნიშვნელოვანია.

Alania et al.-ის (2014) მიერ შემუშავებულ იქნა ჰელიოსფეროში გკს-ის გავრცელების ახალი, ორგანზომილებიანი (2-D), დროზე დამოკიდებული მოდელი, რომელიც შეიცავს ორ მთავარ პარამეტრს: მზის ქარის სიჩქარეს  $V$  და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციას  $B$ . ამას გარდა, განხილულია მზის მაქსიმუმისა და მინიმუმის თითო ეპოქა ცალცალკე. ამისათვის მოხდა  $V$ -ს და  $B$ -ს ყოველთვიური ცვლილებების სუპერპოზიცია, მზის აქტივობის მინიმუმის 1975-1978 და მაქსიმუმის 1990-1991 წლებში.

ნახ.2.10 ნაჩვენებია მზის ქარის სიჩქარის  $V$ -ს, საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის  $B$ -ს და გკს-ის ნაკადის საშუალო თვიური მნიშვნელობების ცვალებადობები 1975-1978 წლებში გკს-ის მნიშვნელობები აღებულია ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებიდან. იგივე სიდიდეები მოცემულია ნახ.2.11-ში მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზისთვის 1990-1991წწ. ოულუს ნეიტრონული მონიტორის ეფექტური სიხისტეა 10-12 GeV. ეს სადგური შერჩეულ იქნა იმის გამო, რომ ის მუშაობდა სტაბილურად დიდი ხნის განმავლობაში, არ განუცდია შეშფოთებები დედამიწის მაგნიტოსფეროს მხრიდან, გკს-ის ინტენსივობის სხვადასხვა კლასის ცვლილებების ამპლიტუდები შედარებით დიდია და მგრძნობიარეა ჰელიოსფეროში მიმდინარე გლობალური ცვლილებებისადმი.



ნახ.2.10. 1975-1978 წწ. მზის ქარის სიჩქარის V, საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის B და გკს-ის ნაკადის შიდაწლიური განაწილება. გკს-ის მნიშვნელობები აღებულია ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებიდან. მნიშვნელობები მიყვანილია ერთი მასშტაბზე.

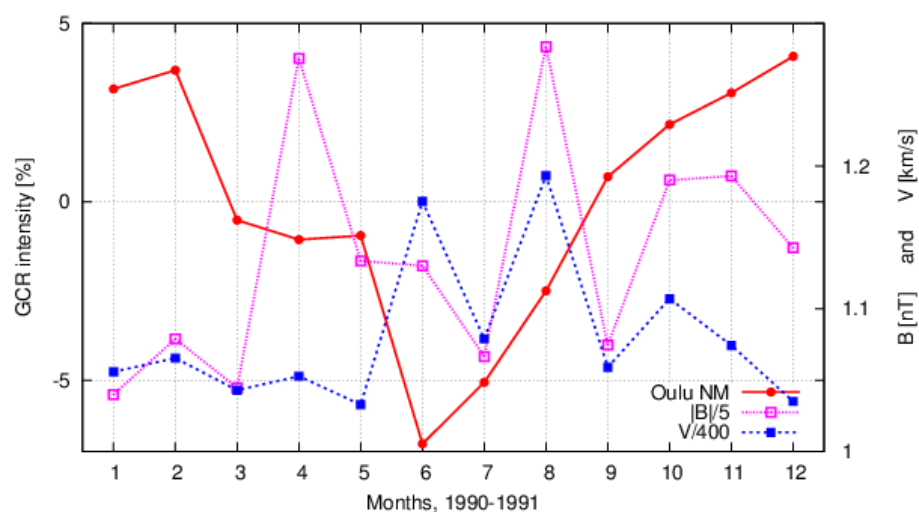
ნახ.2.10 აჩვენებს, რომ მზის აქტივობის მინიმუმის ეპოქაში (1975-1978), საშუალო წლიური ცვლილებები შემდეგია: (1) მზის ქარის  $\sim 100$  კმ/წმ ( $\sim 400-500$  კმ/წმ-მდე), (2) საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის B არის  $\sim 1.2$  ნტლ ( $\sim 5.0-6.25$  ნტლმდე) და (3) გკს-ის ინტენსივობის  $\sim 1.25\%$ .

ნახ.2.11 აჩვენებს, რომ მზის აქტივობის მაქსიმუმის ეპოქაში 1990-1991 საშუალო წლიური ცვლილება (1) მზის ქარის არის  $\sim 90$  კმ/წმ ( $\sim 410-480$  კმ/წმ-მდე), (2) საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის B არის  $\sim 1.0$  ნტლ ( $\sim 5.1-6.1$  ნტლ-მდე) და (3) გკს-ის ინტენსივობის  $\sim 11\%$ .

ნახ.2.10 და 2.11-ში წარმოდგენილი მზის ქარისა და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის B-ს ცვლილებები შეყვანილ იქნა პარკერის დროზე დამოკიდებულ 2-განზომილებიან გადატანის განტოლებაში (Parker 1965):

$$\frac{\partial N}{\partial \tau} = \nabla \cdot (K_{ij}^S \cdot \nabla N) - (v_d + V) \cdot \nabla N + \frac{1}{3} \frac{\partial}{\partial R} (NR) \nabla V \quad (2.1)$$

სადაც  $N$  და  $R$  არის განაწილების ფუნქცია და გკს-ს ნაწილაკების სიხისტე, შესაბამისად,



ნახ.2.11. 1990-1991 წწ. მზის ქარის სიჩქარის  $V$  და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის ინდუქციის  $B$ -ს და გკს-ის ნაკადის შიდაწლიური განაწილება. გკს-ის მნიშვნელობები აღებულია ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებიდან. მნიშვნელობები მიყვანილია ერთ მასშტაბზე.

$\tau$  - დრო,  $V$  - მზის ქარის სიჩქარე,  $v_d$  - დრეიფის სიჩქარე. შემოღებულ იქნა უერთეულო სიმკვრივე  $f = \frac{N}{N_0}$ , დრო  $t = \frac{\tau}{\tau_0}$  და მანძილი  $r = \frac{\rho}{\rho_0}$ ; სადაც  $N_0$  არის სიმკვრივე ადგილობრივ ვარსკვლავთშორის გარემოში, რომელიც ტოლია  $N_0 = 4\pi I_0$ ,  $I_0$  არის ინტენსივობა ამ გარემოში (Webber and Lockwood 2001, Caballero-Lopez and Moraal 2004) და მას აქვს შემდეგი ფორმა:  $I_0 = 21.1T^{-2.8} / (1 + 5.85T^{-1.22} + 1.18T^{-2.54})$ , სადაც  $T$  არის კინეტიკური ენერგია GeV-ებში ( $T = \sqrt{R^2 + 0.938^2} - 0.938$ ) იმ სიხისტეებისთვის, რომელთა მიმართ ნეიტრონული მონიტორები არიან მგრძნობიარე;  $\rho$  და  $\rho_0$  არიან რადიალური მანძილი და მოდულაციის რეგიონის ზომა;  $\tau_0$  არის მახასიათებელი დრო, რომელიც შეესაბამება ცვლილებებს ჰელიოსფეროში, გკს-ის სპეციფიკური კლასის ვარიაციებისთვის. წლიური ვარიაციებისთვის  $\tau_0$  ვიღებთ 1 წლის ტოლს. მოდულირებული რეგიონის ზომა  $\rho_0 = 100$  ა.ე. ჰელიოსფეროს ზედა და ქვედა ასიმეტრია მხედველობაში მიღებული არ არის, რადგანაც  $\rho_0$  მნიშვნელოვნად ( $>10$ ) მეტია გკს-ის

ნაწილაკების ლარმორის რადიუსზე, რომელთა მიმართ მგრძნობიარეა ნეიტრონული მონიტორი.

გკს-ის ანიზოტროპული დიფუზიური ტენზორი  $K_{ij} = K_{ij}^{(S)} + K_{ij}^{(A)}$  შედგება სიმეტრიული  $K_{ij}^{(S)}$  და ანტისიმეტრიული  $K_{ij}^{(A)}$  ნაწილებისაგან. გკს-ს დრეიფის სიჩქარე ტოლია  $\langle v_{D,i} \rangle = \frac{\partial K_{ij}^{(A)}}{\partial x_j}$  (Jokipii et al. 1977). ეს გამოსახულება ეკვივალენტურია  $\langle v_D \rangle$ -სთვის სტანდარტული ფორმულის (Rossi and Olbert 1970). ჰელიოსფეროს მაგნიტური ველის ვექტორი  $\vec{B} = (1 - 2H(\theta - \theta')) \left( B_r \vec{e}_r + B_\phi \vec{e}_\phi \right)$ , (Jokipii and Kopriva 1979, Kota and Jokipii 1983), სადაც  $H$  არის ჰევისაიდის სტეპ-ფუნქცია, რომელიც ყოველ ნახევარსფეროში იცვლის გლობალური მაგნიტური ველის ნიშანს.  $\theta'$  შეესაბამება HNS-ის (Heliospheric Neutral Sheet) ჰელიო-განედის მდებარეობას,  $e_r$  და  $e_\phi$  არიან ერთეულოვანი ვექტორები საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის  $B_r$  და  $B_\phi$  კომპონენტების მიმართულებით, პარკერის ორგანზომილებიანი ველისთვის (Parker 1958). პარკერის ჰელიოსფეროს სპირალური მაგნიტური ველის კუთხეა  $\psi = \arctan(-B_\phi/B_r) = \arctan(\Omega r \sin \theta / V)$ , გკს-ის ნაწილაკების ანიზოტროპიულ დიფუზიის ტენზორში ( $\psi$  არის კუთხე მაგნიტური ველის ძალწირებსა და ეკვატორული სიბრტყის რადიალურ მიმართულებას შორის). ფარდობები  $\beta = K_\perp / K_\parallel$  და  $\beta_1 = K_d / K_\parallel$  პერპენდიკულარული  $K_\perp$  და დრეიფის  $K_d$  დიფუზიის კოეფიციენტებისა პარალელური დიფუზიის კოეფიციენტის მიმართ:  $\beta = 1/(1 + \omega^2 \tau^2)$ ,  $\beta_1 = \omega \tau / (1 + \omega^2 \tau^2)$ , სადაც  $\omega \tau = 300 B \lambda R^{-1}$ ,  $\lambda$  - გკს-ის საშუალო თავისუფალი გარბენი.

ამგვარად, გკს-ის ნაწილაკებისთვის, რომელთა სიხისრე  $R > 10 \text{ GeV}$ , პერპენდიკულარული  $K_\perp$  და დრეიფის  $K_d$  დიფუზიის კოეფიციენტები პროპორციულები არიან პარალელური  $K_\parallel$  დიფუზიის კოეფიციენტის. მოდელში გამოყენებული პარალელური დიფუზიის კოეფიციენტი გამოისახება შემდეგნაირად:

$$K_\parallel = K_0 K(r) K(R, \alpha), \quad (2.2)$$

სადაც  $K_0 = 1.9 \times 10^{19} \text{ cm}^2 / \text{s}$ ,  $K(r) = 1 + 0.5r/r_0$ ;  $K(R, \alpha)$ -ს წვლილი შეაქვს პარალელური დიფუზიის კოეფიციენტის  $K_\parallel$  ცვლილებებში, გკს-ის ნაწილაკების სიხისტეზე

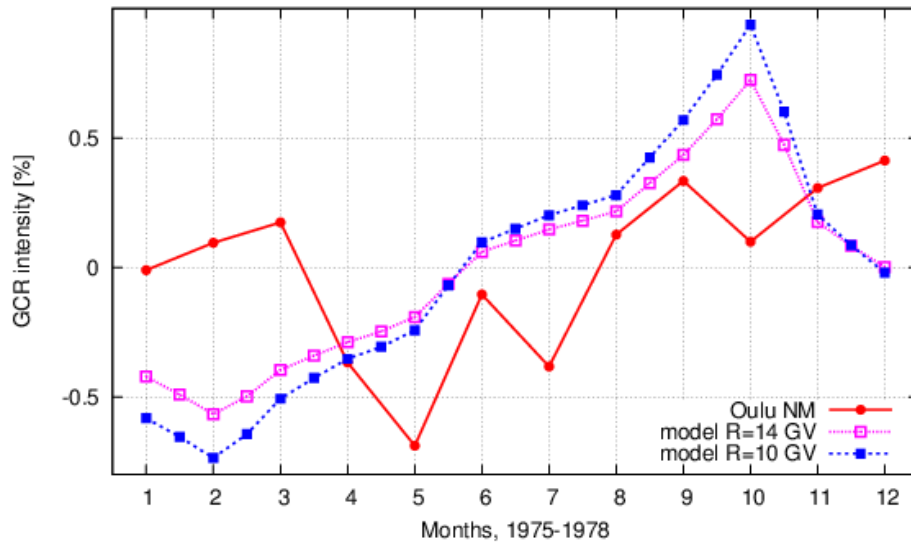
დამოკიდებულების გამო. ჩვენ ვთვლით, რომ  $\alpha=0.7$  მზის მინიმუმში და  $\alpha=1.2$  მაქსიმუმის ფაზაში. რეგულარული საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის გრადიენტისა და გამრუდების გამო, დრეიფის ეფექტი გათვალისწინებულია მოდელში დრეიფის დიფუზიის კოეფიციენტის  $K_d$  ფარდობით პარალელურ დიფუზიის კოეფიციენტთან

$K_{\parallel} : \beta_1 = K_d / K_{\parallel}$ . ამ მოდელში დრეიფის ეფექტი მზის აქტივობის მაქსიმუმში (თითქმის დიფუზია-დომინირებული შემთხვევა) მზის აქტივობის მინიმუმის (დრეიფ-დომინირებული შემთხვევა) დროსთან შედარებით 30%-ია.

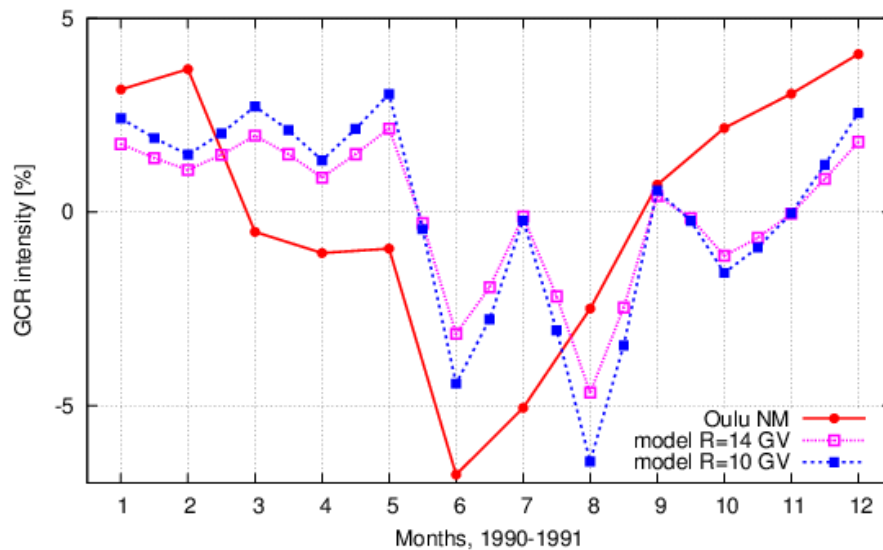
ფორმულა (2.1) გარდაქმნილ იქნა განტოლებათა ალგებრულ სისტემაში, სასრული სხვაობის სქემის გამოყენებით, და შემდგომ ამოიხსნა გაუს-ზაიდელის იტერაციული მეთოდით, სასაზღვრო პირობების გამოყენებით:  $f|_{r=100AU} = 1$ ,  $\frac{\partial f}{\partial r}|_{r=0} = 0$ ,  $\frac{\partial f}{\partial \theta}|_{\theta=0} = \frac{\partial f}{\partial \theta}|_{\theta=\pi} = 0$ , საწყისი პირობა სიხისტესთან მიმართებაში  $f|_{R=100GV} = 1$  და დროსთან მიმართებაში -  $f(r, \theta, R_k, t)|_{t=0} = f(r, \theta, R_k)$ . ამონახსნები  $R$  სიხისტის ყოველი ფენისთვის ( $R=100, 90, 80, \dots, 10$  GeV) სტაციონარული შემთხვევისთვის მიღებულია, როგორც საწყისი პირობა არასტაციონარული შემთხვევისთვის, მოცემული სიხისტის და  $t=0$  დროისთვის. ფორმულა (2.2) სფერულ კოორდინატებში ცვლადებისთვის გამოყვანილია Situsz et al. (2011) მიხედვით, ხოლო 3-D არასტაციონარული განტოლების რიცხვითი ამონახსნის დეტალები მოცემულია Wawrzynczak and Alania-ს (2010) მიხედვით.

ფორმულა (2.1)-ის რიცხვითი ამონახსნების შედეგები, რომლებშიც შედის მზის ქარის სიჩქარის  $V$  და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის  $B$  (ნახ.2.9 და 2.10), მოცემულია ნახ.2.11-ზე მზის აქტივობის მინიმუმისათვის, ხოლო ნახ.2.13-ზე - მაქსიმუმისათვის. მოდელით მიღებული ცვალებადობები  $R=14$  და  $10$  GeV სიხისტის ნაწილაკებისთვის შედარებულია ოულუს სადგურში მიღებულ ცვლილებებთან.

უფრო რეალისტური შედეგების მისაღებად, მოდელში შეყვანილ იქნა  $V$  და  $B$ -ს in situ გაზომვები. ნახ.2.12-დან ჩანს, რომ ჩვენ ვერ მივიღეთ კარგი თანხმობა ოულუს მონაცემებსა და მოდელის გათვლებს შორის არც მაქსიმუმისა და არც მინიმუმის შემთხვევაში. თუმცა, დამატებითი. ფიზიკურად დასაბუთებული, პირობების



ნახ.2.12. გკს-ს ინტენსივობის ვარიაციები ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებით (წითელი და მწვანე ხაზები) და მოდელით მიღებული (ვარდისფერი და ლურჯი),  $R=14$  და  $10$  GeV შემთხვევებში, მზის აქტივობის მინიმუმისთვის.



ნახ.2.13. გკს-ს ინტენსივობის ვარიაციები ოულუს ნეიტრონული მონიტორის მონაცემებით (წითელი და მწვანე ხაზები) და მოდელით მიღებული (ვარდისფერი და ლურჯი),  $R=14$  და  $10$  GeV შემთხვევებში, მზის აქტივობის მაქსიმუმისთვის.

გამოყენებისას, როგორებიცაა, მაგალითად, პარალელური და პერპენდიკულარული დიფუზიის კოეფიციენტების ცვლილებები საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის B-სა და ტურბულენტობასთან მიმართებაში, ჩვენ შეგვიძლია მივაღწიოთ გკს-ის მონაცემებსა და მოდელის გათვლებს შორის თანხმობას, რაც სამომავლო კვლევის საგანია.

## 2.6. განხილვა

კოსმოსური ფაქტორების ღრუბელდაფარვაზე შესაძლო გავლენის შესასწავლად, განხილულ იქნა აბასთუმანში ვიზუალურად უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური და გრძელვადიანი (1957-1993) ვარიაციები, ასევე გალაქტიკური კოსმოსური სხივების ნაკადის ცვლილებები სხვადასხვა გეომაგნიტურ პირობებში.

ქვედა ატმოსფეროში მზის ელექტრომაგნიტური გამოსხივების შთანთქმის ცვლილებები დღისა და ღამის პირობებში, ტემპერატურისა და ტენიანობის სხვადასხვა პირობები განსხვავებულ გავლენას უნდა ახდენდეს კონდენსაციასა და ღრუბელწარმოშობაზე. აბასთუმნის რეგიონში ანთროპოგენური ფაქტორი მცირეა, ასევე ბუნებრივი აეროზოლების შემოჭრა იშვიათად ხდება (Kokkalis et al. 2012), ამიტომ კოსმოსური ფაქტორების გამოვლენაც უფრო ადვილად უნდა შეიძლებოდეს. გარდა ამისა, ადგილის სიმაღლეც (1650მ ზღვის დონიდან) ხელისშემწყობი ფაქტორია.

უღრუბლო დღეებისა და ღამეების გრძელვადიანი და შიდაწლიური განაწილებების თავისებურებებმა ასევე შეიძლება გამოავლინონ კლიმატზე გავლენის ფაქტორები. კერძოდ, უღრუბლო დღეებში მზის ელექტრომაგნიტური რადიაციის შთანთქმა დედამიწის მიერ, ხოლო უღრუბლო ღამეებისას დედამიწის ინფრაწითელი გამოსხივების კარგვა უფრო ინტენსიურად ხდება. ამგვარად, გრძელვადიან ცვლილებებში ღამის და დღის შესაძლო განსხვავებულმა ღრუბელდაფარვამ შეიძლება თავი იჩინოს რეგიონში დათბობის ან აციების ტენდენციებზე.

როგორც ნახ.2.1 და 2.2-დან ჩანს, უღრუბლო დღეებისა და ღამეების შიდაწლიური განაწილება (მაქსიმუმებით, აგვისტოსა და სექტემბერში) მნიშვნელოვან განსხვავდება. გეომაგნიტურად წყნარ პერიოდებში ( $A_p < 12$ ), ორივე შემთხვევაში მაქსიმუმები

აგვისტოშია. ამ დროს მოცემულ რეგიონში ტემპერატურა წლის განმავლობაში ყველაზე მაღალია. ამ პერიოდში ყველაზე ნაკლებად ხელსაყრელი პირობებია წყლის ორთქლის კონდენსირებისთვის და შესაბამისად, ღრუბლიანობა ნაკლები უნდა იყოს. ეს განაწილებები ასევე ასახავს ნახევარწლიან ვარიაციებს დღეების, შემთხვევაში, ხოლო ღამეებისთვის ჩნდება დამატებითი მაქსიმუმი ივნისის თვეში. გეომაგნიტური შეშფოთებებისას ( $A_p > 12$ ) უღრუბლო დღეების უდიდესი რიცხვი ინაცვლებს სექტემბერში, სადაც, მარტის დღედამტოლობასთან ერთად, გეომაგნიტური შეშფოთებების რიცხვი ყველაზე მეტია (Russell and McPherron 1973).

ჩვენ შევისწავლეთ  $A_p$  ინდექსის ყოველთვიური საშუალო მნიშვნელობების შიდაწლიური განაწილება, როცა  $A_p < 50$  (გეომაგნიტურად წყნარი და ზომიერად შეშფოთებული შემთხვევები), რომელიც შეადგენს ყველა დღეების 96.6%.  $A_p$ -ს ცვალებადობა განსხვავებულია დღისა და ღამის განმავლობაში (ნახ.2.4). ტიპური ნახევარწლიანი ვარიაციები (მაქსიმუმით მარტსა და სექტემბერში და მინიმუმით ივნისში) გამოხატულია ყველა დღე-ღამისა და უღრუბლო დღეების დროს, ამ უკანასკნელის შემთხვევაში კი პიკები უფრო მკვეთრია.

უღრუბლო ღამეებისთვის  $A_p$ -ს განაწილება მნიშვნელოვნად განსხვავდება, დამატებითი მაქსიმუმით ივნისში, რაც ნიშნავს გეომაგნიტურად შეშფოთებული ღამეების შედარებით დიდ რაოდენობას. ეს თვისება კიდევ უფრო მეტადაა გამოხატული SSC-სა და ძლიერი გეომაგნიტური შეშფოთებებისთვის (ნახ.2.5 და 2.6).

გკს მნიშვნელოვანი კოსმოსური ფაქტორია, რომელიც ხელს უწყობს ქვედა ატმოსფეროში იონიზაციასა და, შესაბამისად, კონდენსაციის ბირთვების წარმოქმნას. გკს-ის ნაკადის კლებამ შეიძლება ამ ბირთვების შემცირება გამოიწვიოს და, ამგვარად, გაზარდოს უღრუბლო დღე-ღამეების რაოდენობა. გკს-ის ნაკადის მაქსიმალური კლება ხდება ივნისის თვეში უღრუბლო ღამეებისთვის და კიდევ უფრო მეტად კლებულობს SSC-ს (ნახ.2.5) და ძლიერი გეომაგნიტური შეშფოთებების (ნახ.2.6) შემთხვევებში. ამავე დროს, მზის რადიონაკადი მნიშვნელოვნად არ იცვლება (ნახ.2.4).

დღეებისა და ღამეების განსხვავებული მგრძნობიარობა კოსმოსური ფაქტორების მიმართ, რომელიც განსაკუთრებით გამოკვეთილია ივნისში, ასევე გავლენას ახდენს დედამიწის რადიაციულ ბალანსსა და, შესაბამისად, კლიმატის ცვლილებაზე.

**ცხრილი 2.** პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსის ( $Ap < 50$ ) სეზონური საშუალო მნიშვნელობების ტრენდები,  $1/\sqrt{\text{წელი}}$  ( $1\sigma$  სანდობით), 1957-1993 ინტერვალში. სეზონები აღებულია ცენტრით დღელამტოლობებისა და ბუნიობის თვეებზე.

| სეზონები    | ყველა დღე-ღამე    | უღრუბლო დღეები    | უღრუბლო ღამეები    |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| თებ-მარ-აპრ | $0.092 \pm 0.017$ | $0.136 \pm 0.036$ | $0.178 \pm 0.065$  |
| მაი-ივნ-ივლ | $0.009 \pm 0.014$ | $0.008 \pm 0.023$ | $-0.104 \pm 0.044$ |
| აგვ-სექ-ოქტ | $0.056 \pm 0.016$ | $0.058 \pm 0.024$ | $0.091 \pm 0.038$  |
| ნოე-დეკ-იან | $0.070 \pm 0.015$ | $0.034 \pm 0.033$ | $0.072 \pm 0.056$  |

ეს ეფექტი შესაძლოა გამოვლენილ იქნას ამ სიდიდეების გრძელვადიანი ტრენდების შესწავლისას. ჩვენ განვიხილეთ Ap ( $Ap < 50$ ) ინდექსის წლიური და სეზონური გრძელვადიანი ტრენდები (ნახ.2.7-2.9). საშუალო წლიური მნიშვნელობებისთვის ისინი დაახლოებით ერთნაირია ( $1\sigma$  სანდობით): ყველა დღე-ღამისთვის ( $0.055 \pm 0.008$ )  $1/\sqrt{\text{წელი}}$ , უღრუბლო დღეებისთვის ( $0.051 \pm 0.014$ )  $1/\sqrt{\text{წელი}}$  და ღამეებისთვის ( $0.053 \pm 0.024$ )  $1/\sqrt{\text{წელი}}$ . ისინი დადებითია, როგორც მოსალოდნელი იყო მათი გეომაგნიტური აქტივობის საუკუნოვანი ზრდისთვის (Mursula & Martini 2006). თუმცა, საშუალო სეზონური ტრენდები მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან (ცხრილი 2) და ეს განსხვავება ჩნდება ივნისის გარშემო. ამ პერიოდში უღრუბლო დღეებისთვის ტრენდს აქვს ( $1\sigma$  სანდობით) მცირე დადებითი ( $0.008 \pm 0.022$ )  $1/\sqrt{\text{წელი}}$ , ხოლო უღრუბლო ღამეებისთვის მნიშვნელოვანი უარყოფითი მნიშვნელობა ( $-0.104 \pm 0.044$ )  $1/\sqrt{\text{წელი}}$ . ეს მიაჩნია იმას, რომ მაგნიტურად შეშფოთებული უღრუბლო დღეების რიცხვი იზრდება ზაფხულში, როდესაც დედამიწის მიერ მზის ელექტრომაგნიტური გამოსხივება უფრო მეტად შთაინთქმევა. ამავე პერიოდში ღამის უარყოფითი ტრენდი კი

ნიშნავს, რომ მაგნიტურად შეშფოთებული უღრუბლო ღამეების რიცხვი მცირდება (ანუ, ღრუბლიანობა იზრდება) და, შესაბამისად, დედამიწა ნაკლებად კარგავს თავის სითბურ გამოსხივებას, რაც, საბოლოო ჯამში, რეგიონის კლიმატის ცვლილებაზე უნდა აისახოს.

## თავი 3. ქვედა და ზედა ატმოსფეროს ურთიერთკავშირები

### 3.1. შესავალი

ზედა ატმოსფერო გეომაგნიტური შემფოთებებისას განიცდის სტრუქტურულ და დინამიურ ცვლილებებს (Hines 1974). ღამის ცის ნათების წითელი OI 630.0 ნმ და მწვანე OI 557.7 ნმ ხაზები საკმაოდ მგრძნობიარედ რეაგირებენ გეომაგნიტურ შემფოთებებზე (Fishkova 1983, Didebulidze et al. 2002, Gudadze et al. 2007). აბასთუმანში ჩატარებული ღამის ცის ნათების გრძელვადიანი დაკვირვებები შესაძლებლობას იძლევა წითელი და მწვანე ხაზების ინტენსივობების ცვლილებებზე კოსმოსური ფაქტორების შესაძლო ზემოქმედების გამოვლინების.

მოწმენდილი ღამეებისა და მწვანე 557.7 ნმ და წითელი 630.0 ნმ ხაზების შიდაწლიური განაწილებების შედარება სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებსა და გკს-ის ნაკადის ცვლილებასთან მიმართებაში შესაძლებლობას მოგვცემს, შევისწავლოთ ქვედა და ზედა ატმოსფეროსა და იონოსფეროს ურთიერთკავშირი.

### 3.2. ღამის ცის ნათების წითელი 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება გეომაგნიტური და მზის აქტივობების სხვადასხვა პერიოდებში

ჩვენ განვიხილავთ ატომური ჟანგბადის OI წითელი 630.0 ნმ ხაზის,  $O(^1D \rightarrow ^3P)$ , ინტენსივობის შიდაწლიურ განაწილებას, რომელიც მიღებულ იქნა აბასთუმანში 1957-1993 წლებში. მონაცემთა ეს პერიოდი მოიცავს მზის 11-წლიანი ციკლის 3-ზე მეტ პერიოდს, რაც იძლევა გრძელვადიანი და შიდაწლიური ვარიაციების ზოგიერთი თვისების დადგენის საშუალებას (Givishvili et al. 1996, Gudadze et al. 2007). ამ ვარიაციებში უნდა აისახებოდეს ატმოსფეროსა და იონოსფეროს ცვლილებები, რომლებიც დამახასიათებელია მზე-დედამიწა კავშირებისთვის. ასევე შესაძლებელია მათში პლანეტური და რეგიონული მასშტაბის დიმანიური და სტრუქტურული

ცვლილებების გამოვლენა. ამ უკანასკნელმა, თავის მხრივ, შესაძლოა გამოამჟღავნოს ოროგრაფიის, კლიმატის ცვლილებისა და კოსმოსური ფაქტორების ეფექტები ქვედა და ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს კავშირებში (Roble and Dickinson 1989, Khomich et al. 2008, Bencze 2009).

შუა განედების 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობა მნიშვნელოვნად იცვლება ღამის განმავლობაში. მზის ჩასვლის შემდეგ ის სწრაფად იკლებს დაახლოებით 200-300-დან 50-100 რელეიმდე, ხოლო ადგილობრივი დროის 00:00-03:00სთ პერიოდში შედარების ნელა იცვლება.

წითელი ხაზი ძირითადად გამოსხივდება იონოსფეროს F რეგიონიდან. მისი გამოსხივების ფენის მაქსიმუმი მდებარეობს 230-280კმ სიმაღლეზე. ატომური ჟანგბადის აღგზნება  $O(^1D)$  ძირითადად გამოწვეულია მოლეკულური ჟანგბადის იონების  $O_2^+$  დისოციაციური რეკომბინაციით:



$O_2^+$  იონები, თავის მხრივ, წარმოიშობა  $O_2$  მოლეკულებსა და  $O^+$  იონებს შორის მუხტების გაცვლით:



შედეგად, წითელი ხაზის მოცულობითი გამოსხივების სიჩქარე (volume emission rate - VER)  $\epsilon_{630}(h, t)$  პროპორციულია:

$$\epsilon_{630} \propto [O_2](h) N_e(h, t) \quad (3.3)$$

ხოლო დედამიწის ზედაპირიდან დაკვირვებული ინტეგრალური ინტენსივობა  $I_{630}$ , რომელიც გამოისახება შემდეგნაირად

$$I_{630} = 10^{-6} \int \epsilon_{630}(h, t) dh \quad (3.4)$$

დამოკიდებულია ამ რეგიონში ნეიტრალური ნაწილაკების კონცენტრაციის ვერტიკალურ განაწილებაზე,  $[O](h)$ ,  $[O_2](h)$ ,  $[N_2](h)$ , ასევე ელექტრონების კონცენტრაციაზე  $N_e(h, t)$ , სადაც  $h$  არის სიმაღლე, ხოლო  $t$  - დრო.

სიმარტივისათვის, (3.3) და (3.4) განტოლებებში არ განვიხილავთ წითელი ხაზის VER-ის შემცირებას, რომელიც გამოწვეულია იონოსფეროს F ფენაში აღგზნებული  $O(^1D)$  ატომების ძირითად ნეიტრალურ ნაწილაკებთან დაჯახებითი დეაქტივაციით.

იონოსფეროს F რეგიონის პლაზმა განხილულია, როგორც კვაზი-ნეიტრალური ( $N_e \approx [O^+] + [O^{+2}] + [NO^+] \gg [O^{+2}], [NO^+]$ ).  $\epsilon_{630}$  და  $I_{630}$  ასევე დამოკიდებულია ნეიტრალების, ელექტრონებისა და იონების ტემპერატურებზე:  $T_n$ ,  $T_e$ , და  $T_i$ , შესაბამისად (Semeter et al. 1996).

თერმოსფეროსა და იონოსფეროს ეს პარამეტრები განიცდიან მნიშვნელოვან როგორც დღიურ, ასევე სეზონურ ცვლილებებს, რაც, შესაბამისად, აისახება  $I_{630}(t)$ -ის შიდაწლიურ ვარიაციებში. ამ ცვლილებებში ასევე მნიშვნელოვანია სხვადასხვა დინამიური ცვალებადობები, რომლებიც მიმდინარეობს თერმოსფეროს ამ რეგიონში, სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ქვედა და ზედა ატმოსფეროს კავშირების პროცესები, ასევე პლანეტური მასშტაბის ვარიაციები გრძელვადიან და შიდაწლიურ ცვლილებებში.

ბოლო დროს ნაპოვნი იქნა იონოსფეროს F2 ფენის ელექტრონების კონცენტრაციის მაქსიმუმისა  $NmF2$  და მისი სიმაღლის  $hmF2$ , ასევე  $I_{630}$ -ის გრძელვადიანი ცვლილებების დამოკიდებულება მზის აქტივობასა და გეომაგნიტური შეშფოთებებზე (Gudadze et al. 2007, 2008, Didebulidze et al. 2011). ეს სიდიდეები გაზომილ იქნა თბილისის იონოსფერულ სადგურში ( $41.65^\circ N$ ,  $44.75^\circ E$ ). ამ პარამეტრებში მხედველობაში იქნა მიღებული ნახევარწლიური ვარიაციები, რომლებიც, შესაძლოა, გამოწვეულია კოსმოსური ფაქტორებით, კერძოდ, საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის სამხრეთის  $B_z$  კომპონენტით, რაც იწვევს გეომაგნიტურ შეშფოთებებს. ეს გავლენა განსაკუთრებით გამოხატულია დღედამტოლობების თვეებში (მარტი-აპრილი და სექტემბერ-ოქტომბერი), როდესაც გეომაგნიტური შეშფოთებების რიცხვი მაქსიმალურია და იწვევს მათ ნახევარწლიურ ვარიაციებს.

გეომაგნიტური შეშფოთებების გავლენა ატმოსფერო-იონოსფეროს სტრუქტურულ და დინამიურ პროცესებზე ასევე შესაძლოა განიცდიდეს ნახევარწლიურ ვარიაციებს. იონოსფეროს F2 ფენის ძირითადი პარამეტრების ( $hmF2$ ,  $NmF2$ ) და მათთან დაკავშირებული წითელი ხაზის ინტენსივობის  $I_{630}$  გრძელვადიანი ცვლილებები კარგად აიხსნება მზის რადიო  $F_{10.7}$ , ულტრაიისფერი  $E_{10.7}$  ნაკადებისა და პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსის საშუალებით (Didebulidze et al. 2011).

აღვნიშნავთ, რომ  $I_{630}$ -ის ცვლილებები ასევე კარგად კორელირებს პლანეტურ Kp ინდექსთან (დღიური ჯამი  $\Sigma Kp$ ) (Gudadze et al. 2007). Ap ინდექსი აღწერს გეომაგნიტური ველის საშუალო დღიურ ცვალებადობას, ხოლო Kp - მის 3-საათიან საშუალო ცვლილებას ([www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/kp\\_ap.html](http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/kp_ap.html)).

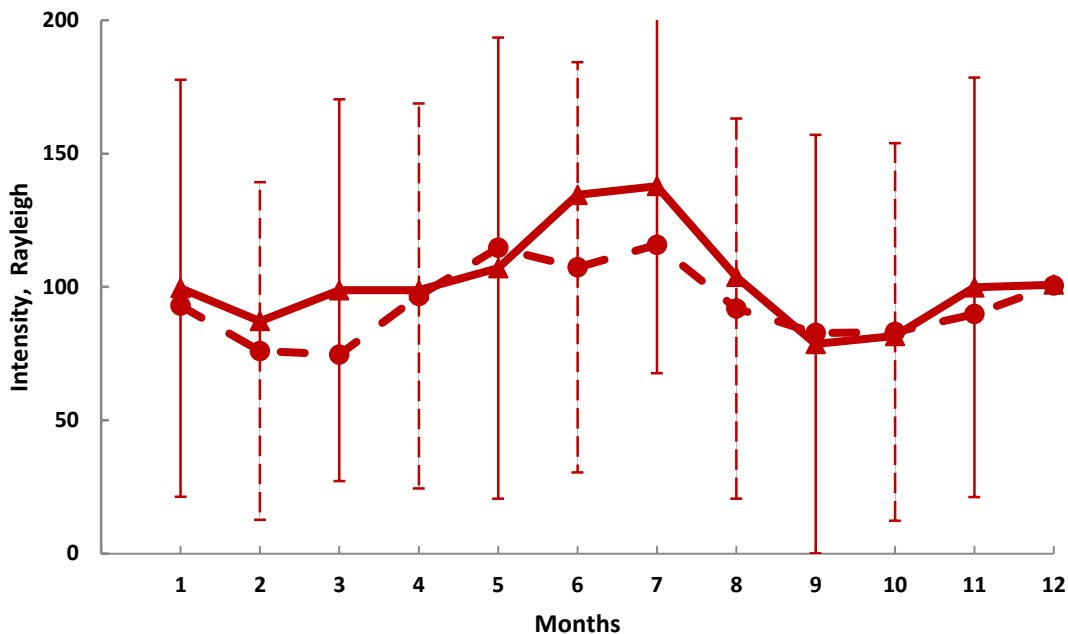
630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობაზე კოსმოსური ფაქტორების გავლენის თავისებურებების გამოსავლენად, ჩვენ განვიხილეთ მისი შიდაწლიური განაწილებები გეომაგნიტურად მშვიდ და სუსტად შემფოთებულ ( $Ap < 12$ ), ასევე შემფოთებულ ( $Ap \geq 12$ ) პირობებში, ასევე მზის აქტივობის მინიმუმისა და მაქსიმუმის ფაზებში, 1957-1993 პერიოდისთვის.

$Ap = 12$  შეესაბამება გეომაგნიტურად სუსტად შემფოთებულ პირობებს ([www.astrosurf.com/luxorion/qsl-perturbation5.htm](http://www.astrosurf.com/luxorion/qsl-perturbation5.htm)). განხილული მონაცემებისთვის,  $Ap \geq 12$  შემთხვევისთვის დაიკვირვება 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის ზრდა (წლის უმეტესი თვეებისთვის), მაგრამ ეს არ არის შემჩნეული  $Ap < 12$ -თვის. წინა შრომებისგან განსხვავებით (Givishvili et al. 1996, Gudadze et al. 2007, 2008, Didebulidze et al. 2011), ამ მონაცემებისთვის ჩვენ ასევე განვიხილავთ Ap და  $F_{10.7}$  ინდექსებისთვის საშუალო მნიშვნელობებს უღრუბლო დამეებისთვის.

იმავე დღე-ღამეებისთვის განვიხილეთ გკს-ს ნაკადის შიდაწლიური ვარიაციები, რომლების ანტიკორელაციაში არიან მზის აქტივობასა და ასევე გეომაგნიტურ შემფოთებებთან (Kudela and Brenkus 2004). გკს-ის გავლენა ქვედა ატმოსფეროზე, რომელიც, როგორ ითველება, ზემოქმედებას ახდენს ქვედა ატმოსფეროს იონიზაციაზე და, შესაბამისად, ღრუბელდაფარვაზე (Svensmark and Friis-Christensen 1997, Carslaw 2009), შესაძლოა იცვლებოდეს წლის განმავლობაში და ასევე, გარკვეულწილად, აისახოს ქვედა-ზედა ატმოსფეროს კავშირებზე.

თუ მხედველობაში მივიღებთ წითელი ხაზის ინტენსივობის გეომაგნიტურ შემფოთებებზე მგრძნობიარობას (Fishkova 1983), მათი შიდაწლიური განაწილება Ap ინდექსის სიდიდეზე უნდა იყოს დამოკიდებული. ჩვენ განვიხილავთ წითელი ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიურ ვარიაციებს შუალადის და შუალადის შემდგომ პერიოდებში, როდესაც იონოსფეროს F2 ფენისა და თერმოსფეროს რეგიონული პარამეტრები და,

შესაბამისად, წითელი ხაზის ინტენსივობა შედარებით ნელა იცვლება ღამის განმავლობაში, ვიდრე მზის ჩასვლის შემდგომ შუალამემდე პერიოდში, როდესაც ის სწრაფად მცირდება (Gudadze et al. 2007 და 2008).



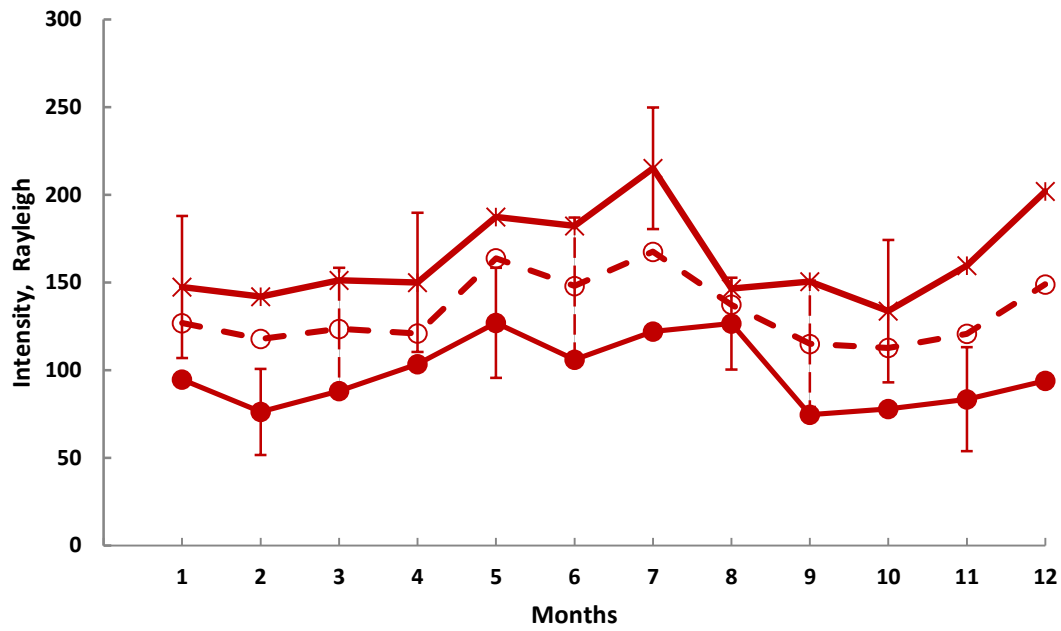
ნახ.3.1. ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის OI წითელი 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმნიდან 1957-1993 წწ., გეომაგნიტურად მშვიდ და სუსტად შემფოთებულ  $Ap < 12$  (წრები და წყვეტილი ხაზი) და შემფოთებულ  $Ap \geq 12$  (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) პირობებში. ვერტიკალური ხაზები აღნიშნავენ  $1\sigma$  ცდომილებებს.

ნახ.3.1-ზე ნაჩვენებია ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის OI წითელი 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმნიდან 1957-1993 წლებში. აქ მოყვანილია განაწილებები გეომაგნიტურად მშვიდ და სუსტად შემფოთებულ პერიოდებში, როცა  $Ap < 12$  (წრები და წყვეტილი ხაზი), ასევე ზომიერად და ძლიერად შემფოთებულ შემთხვევებში, როცა  $Ap \geq 12$  (ვარსკვლავები და მსხვილი ხაზი). როგორც აქედან ჩანს, გეომაგნიტურად მშვიდ პერიოდებში, 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიურ ვარიაციებს მინიმალური მნიშვნელობები აქვთ

გაზაფხულისა (მარტი) და შემოდგომის (სექტემბერ-ოქტომბერი) დღელამტოლობების პერიოდებში.  $I_{630}$  უდიდესია მაისსა და ივლისში და მცირდება ივნისში. ამავე დროს, ივნისში NmF2 აღწევს წლიურ მაქსიმუმს (Bilitza and Reinisch 2008). ამის გამო, 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობას უნდა მიეღო მაქსიმალური მნიშვნელობა. წითელი ხაზის მნიშვნელობების კლება ივნისში მშვიდ პერიოდებში მოსალოდნელი არ იყო.

შედარებით ნაკლები ინტენსივობა ივნისის თვეში მიაწინებს იმას, რომ შესაძლოა ადგილი ჰქონდეს სხვა დინამიურ პროცესებს. ამ რეგიონში ქარის ცვლილება, რომლებიც განპირობებულია მიმოქცევითი მოძრაობებით ან სხვა პროცესებით, შესაძლოა გავლენას ახდენდეს დამუხტული ნაწილაკების სიმკვრივის შემცირებაზე და შედეგად იწვევს 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის კლებას. გეომაგნიტური შემფოთებებისას ( $A_p \geq 12$ ) წითელი ხაზის ინტენსივობა მეტია, ვიდრე მშვიდ პერიოდებში და მაქსიმალურია ზაფხულში (ივნის-ივლისი). ეს გაზრდა შესაძლოა გამოწვეული იყოს ელექტრონების სიმკვრივის ზრდით, ასევე ნეიტრალების ქარიტა და პლანეტური მასშტაბის სხვა პროცესებით, რომელთა წყაროები უმეტესწილად მოთავსებულია პოლარულ რეგიონებში და აღწევენ შუა განედებს (Hines 1974). ზაფხულის მაქსიმუმი და შემოდგომის დღელამტოლობის მინიმუმი უფრო მეტად გამოხატულია ამგვარი პლანეტური მასშტაბის ცვლილებებში. ჩვენ განვიხილავთ წითელი ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიურ ვარიაციებს მზის აქტივობის მაქსიმუმისა და მინიმუმის ფაზებში, როდესაც ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს სტრუქტურა მნიშვნელოვან ცვლილებებს განიცდის, რაც შესაძლოა აისახებოდეს რეგულარული და ირეგულარული პროცესების გავლენის ცვალებადობაზე.

ნახ.3.2-ზე მოცემულია ღამის ცის ნათების OI 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმანში 1957-1993წწ. მოყვანილია წირები ყველა მონაცემებისთვის (წრეწირები და წყვეტილი ხაზი), მზის აქტივობის მაქსიმუმის (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) და მინიმუმის (მუქი წრეები და წვრილი ხაზი) ფაზებისთვის. მზის აქტივობის მაქსიმუმის წლები აღებულია 1957-1960, 1967-1972, 1978-1982, 1988-1992, ხოლო მინიმუმის - 1961-1966, 1973-1977, 1983-1987 და 1993 ([www.solen.info/solar/](http://www.solen.info/solar/)).



ნახ.3.2. ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის OI წითელი 630.0 ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმანში 1957-1993 წლებში, მთელ პერიოდში (წრეწირები და წყვეტილი ხაზი), მზის აქტივობის მაქსიმუმში (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) და მინიმუმში (შავი წრეები და წვრილი ხაზი). ვერტიკალური ხაზები შეესაბამება  $1\sigma$  ცდომილებას.

ეს ნახაზი აჩვენებს, რომ მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში წითელი ხაზის ინტენსივობა უფრო მაღალია, ხოლო მინიმუმის ფაზაში - დაბალი, მთელი პერიოდის საშუალო სიდიდეებთან შედარებით. ამ შემთხვევაში,  $I_{630}$ -ის მნიშვნელოვანი ზრდა, განსხვავებით გეომაგნიტური აქტივობის შემთხვევისგან (ნახ.3.1), დაიკვირვება ყველა სეზონში. (3.3) და (3.4), განტოლებების თანახმად, ასეთი ზრდა მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში გამოწვეულია იონოსფეროს F2 რეგიონის ელექტრონების კონცენტრაციის ზრდით. მისი შიდაწლიური ან სეზონური ვარიაციები ასევე განისაზღვრება უმეტესწილად იონოსფეროს ამ ფენის ყოფაქცევით. დღედამტოლობების დროს ფენის სიმაღლე  $hmF2$  მაქსიმალურია ღამის განმავლობაში (Bilitza and Reinisch 2008). ამგვარად, ამ შემთხვევაში 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობა მცირდება, რაც ძირითადად ვლინდება სრული საშუალო და მაგნიტურად წყნარი პერიოდების

განაწილებებში (ნახ.3.2 და 3.1, შესაბამისად). 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის შედარებით მაღალი სიდიდეები ზაფხულში შესაძლოა აიხსნას  $NmF_2$ -ის მაქსიმალური სიდიდით. თუ მხედველობაში მივიღებთ აღნიშნულს,  $I_{630}$ -ის შედარებით მცირე მნიშვნელობები ივნისში ამ რეგიონში ჩვეულებრივი მოვლენა უნდა იყოს, რადგანაც ის დაკვირვებულია მზის აქტივობის ორივე ფაზაში (ნახ.3.2).

თუ ეს მინიმალური  $I_{630}$  ტიპურია შედარებით რეგულარული დინამიური პროცესებისთვის ამ სეზონში, მაგალითად, ქვედა და ზედა ატმოსფეროების ვერტიკალური კავშირისთვის, მაშინ ისინი უნდა გამოჩნდნენ თერმოსფეროს შედარებით დაბალ სიმაღლეებზე, წითელი ხაზის გამოსხივების ფენის ქვევით. ამგვარად, შემდეგ ნაბიჯად ჩვენ განვიხილავთ ატომური ჟანგბადის მწვანე 557.7 ნმ ხაზის შიდაწლიურ ვარიაციებს იმავე ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში. ორივე მწვანე და წითელი ხაზების ინტენსივობები ერთდროულად იზომებოდა აბასთუმნის ობსერვატორიაში (Fishkova 1983).

### ***3.3. ღამის ცის ნათების მწვანე 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება სხვადასხვა გეომგნიტური და მზის აქტივობების შემთხვევაში***

შუა განედების ატომური ჟანგბადის OI მწვანე 557.7 ნმ ხაზი უმეტესწილად გამოსხივდება ქვედა თერმოსფეროში. მისი ნათების ფენის მაქსიმუმი მდებარეობს დაახლოებით 95 კმ სიმაღლეზე (Fishkova 1983, Shepherd et al. 2005). შუა განედების თერმოსფეროს ამ რეგიონში  $O(^1S)$  ატომები აღიგზნებიან  $O(^1S \rightarrow ^1D)$  მდგომარეობამდე ბარტის ორსაფეხურიანი მექანიზმის საშუალებით (Barth 1961, McDade et al. 1986):



ამ რეაქციების შესაბამისად, 557.7 ნმ ხაზის VER პროპორციულია:

$$E_{557.7} \propto [O]^3. \quad (3.7)$$

ითვლება, რომ მიწისზედა დაკვირვებებით მიღებული მწვანე ხაზის

ინტეგრალური ინტენსივობის უმეტესი ნაწილი, რომელიც გამოისახება შემდეგი ფორმულით:

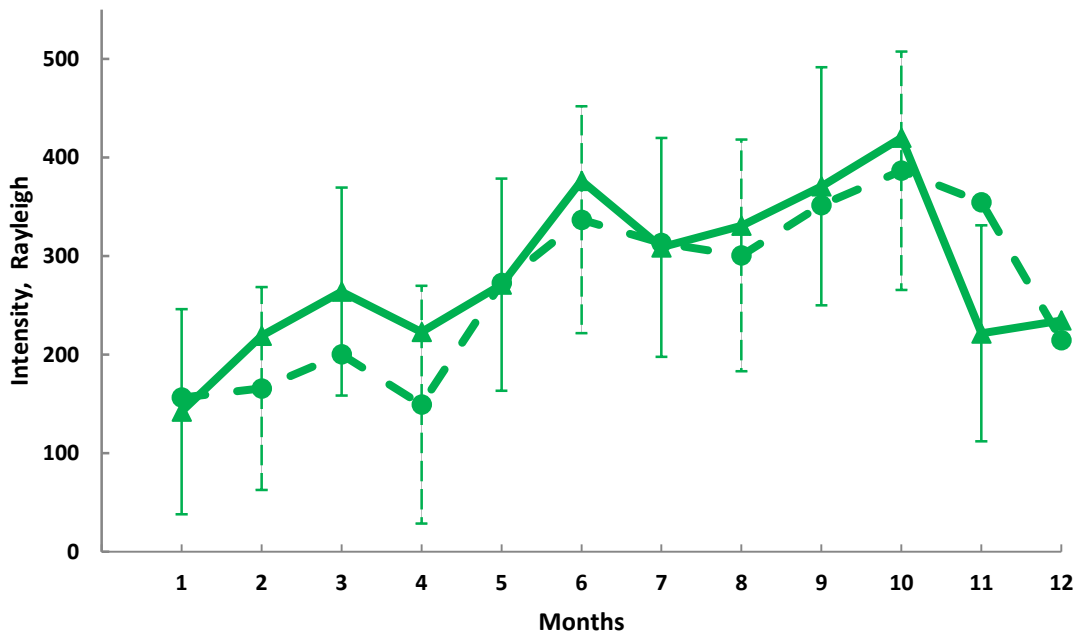
$$I_{557.7} = 10^{-6} \int \epsilon_{557.7}(h, t) dh \quad (3.8)$$

მეტწილად მოდის ქვედა თერმოსფეროდან. უნდა აღვნიშნოთ, რომ  $O(^1S)$ -ის მცირე ნაწილი შესაძლოა აღიგზნება იონოსფეროს F რეგიონში მოლეკულური ჟანგბადის იონების  $O_2^+$  დისოციაციური რეკომბინაციით (ფორმულა (3.1)), რაც მნიშვნელოვანია მხოლოდ ძლიერი იონოსფერული და ატმოსფერული შეშფოთებებისას (Fishkova 1983, Didebulidze et al. 2002).  $I_{557.7}(t)$  ინტენსივობის ასეთი ვარიაციები უმეტესწილად ქვედა თერმოსფეროს სტრუქტურული და დინამიური ცვლილებების დემონსტრირებას ახდენენ სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში.

ფორმულების (3.5)-(3.7) მიხედვით, მწვანე ხაზის ინტენსივობასა  $I_{557.7}$ , ფორმულა (3.8), და მის ვარიაციებს მკაცრად განსაზღვრავს ატომური ჟანგბადის სიმკვრივე  $[O](h)$ . ქვედა თერმოსფეროში, ატომური ჟანგბადი მეორადი კომპონენტია ( $[O] \ll [N_2], [O_2]$ ) და მისი ყოფაქცევა განპირობებულია ატმოსფერული ტალღებით, რომლებსაც განსაზღვრავს ამ რეგიონის კლიმატოლოგია, მიმოქცევითი, ასევე სხვა რეგულარული და ირეგულარული მოძრაობები. 630.0 ნმ ხაზისგან განსხვავებით, მწვანე 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობა ღამის განმავლობაში ამჟღავნებს შედარებით ირეგულარულ ყოფაქცევას (Fishkova 1983). ამგვარი ვარიაციების გამომწვევი დინამიური პროცესების წყარო შეიძლება იყოს ქვედა ატმოსფერო და, ამგვარად, დინამიური კავშირი ქვედა და ზედა ატმოსფეროებს შორის უნდა აისახოს მათში. ასეთი პროცესები განიცდის სხვადასხვა სეზონურ ცვლილებებს და, შედეგად, ისინი განსხვავებულად უნდა ახდენდნენ გავლენას  $I_{557.7}$ -ს შიდაწლიურ ვარიაციებზე. მწვანე ხაზის ინტენსივობა მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ატომური ჟანგბადის კონცენტრაციაზე, (3.7), რომელიც მეტწილად წარმოიშობა მოლეკულური ჟანგბადის  $O_2$  დისოციაციაზე მზის ულტრაიისფერი გამოსხივების გავლენით. შესაბამისად, ის ასევე დამოკიდებულია სეზონურ და მზის აქტივობის ფაზებზე.

წითელი ხაზის შემთხვევის ანალოგიურად, თავდაპირველად ჩვენ განვიხილეთ მწვანე ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება გეომაგნიტურად წყნარ და

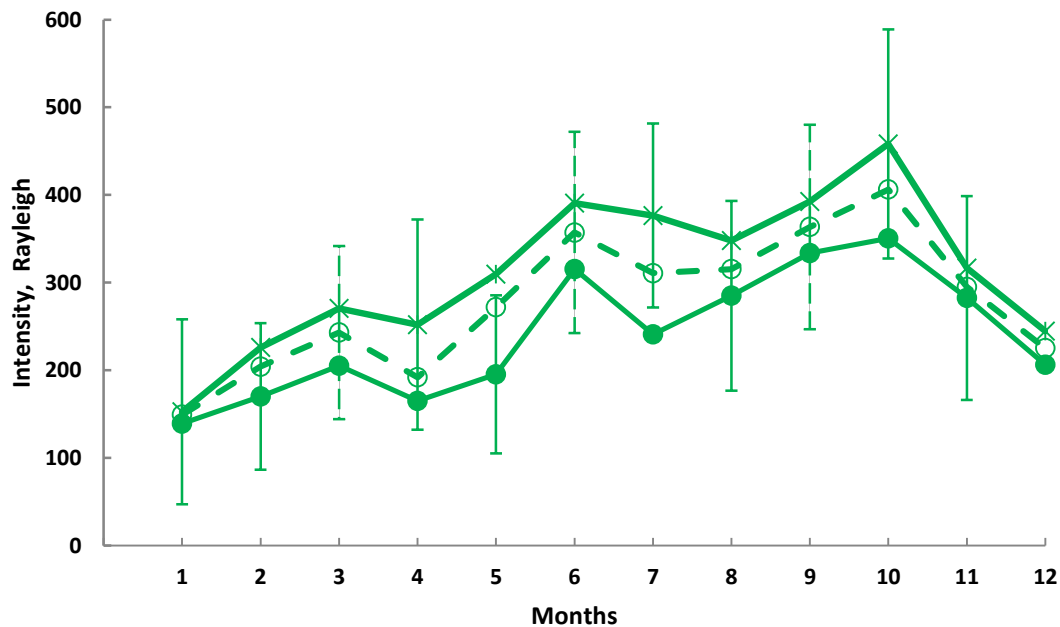
შეშფოთებულ პირობებში, ხოლო შემდგომ მზის აქტივობის სხვადასხვა ფაზებში. გეომაგნიტური შეშფოთებების დროს პოლარულ რეგიონებში წარმოშობილ ატმოსფერულ ტალღებსა და თერმოსფერულ ქარებს მცირე ეფექტი აქვთ შუა განედების ქვედა თერმოსფეროზე, ამიტომაც მათი გავლენა 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობაზე მცირეა.



ნახ.3.3. ღამის ცის ნათების ინტენსივობის ატმოსფერული ჟანგბადის OI მწვანე 557.7 ნმ ხაზის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმნიდან 1957-1993 წწ., გეომაგნიტურად მშვიდ და სუსტად შეშფოთებულ  $Ap < 12$  (წრეები და წყვეტილი ხაზი) და შეშფოთებულ  $Ap \geq 12$  (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) პირობებში. ვერტიკალური ხაზები აღნიშნავენ  $1-\sigma$  ცდომილებებს.

ნახ.3.3-ზე წარმოდგენილია ღამის ცის ნათების ინტენსივობის ატმოსფერული ჟანგბადის OI მწვანე 557.7 ნმ ხაზის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმნიდან 1957-1993წწ., გეომაგნიტურად მშვიდ და სუსტად შეშფოთებულ  $Ap < 12$  (წრეები და წყვეტილი ხაზი) და შეშფოთებულ  $Ap \geq 12$  (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) პირობებში. ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ მაგნიტურად წყნარ და შეშფოთებულ პირობებში მწვანე ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება აბასთუმანში ანალოგიურია

ყველა დღეების მნიშვნელობების ვარიაციების, რომლებიც მაქსიმალურია ივნისის თვეში, მარტსა და ოქტომბერთან ერთად (Fishkova 1983). მწვანე ხაზის ინტენსივობის შედარებითი ზრდა მაგნიტური შემფოთებების დროს ნაწილობრივ შესაძლოა იონოსფეროს F რეგიონიდან ემისიის ზრდით იყოს განპირობებული.  $I_{557.7}$ -ს შედარებით მაღალი მნიშვნელობები გეომაგნიტური შემფოთებების დროს შესაძლოა გამოწვეული იყოს იმით, რომ ეს შემფოთებები ხდება უმეტესწილად მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში, როდესაც მზის გაზრდილი ულტრაიისფერი გამოსხივების შედეგად იზრდება ატომური ჟანგბადის რაოდენობა. ამ მოვლენის საილუსტრაციოდ ჩვენ განვიხილავთ  $I_{557.7}$ -ს შიდაწლიურ განაწილებას მზის აქტივობის მაქსიმუმისა და მინიმუმის ფაზებში.



ნახ.3.4. ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის OI მწვანე 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმანში 1957-1993წწ., მთელ პერიოდში (წრეწირები და წყვეტილი ხაზი), მზის აქტივობის მაქსიმუმში (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) და მინიმუმში (შავი წრეები და წვრილი ხაზი). ვერტიკალური ხაზები შეესაბამება  $1\sigma$  ცდომილებას.

ნახ.3.4-ზე ნაჩვენებია ღამის ცის ნათების ინტენსივობის ატომური ჟანგბადის OI

მწვანე 557.7 ნმ ხაზის შიდაწლიური განაწილება, მიღებული აბასთუმნიდან 1957-1993წწ., მთელ პერიოდში (წრეწირები და წყვეტილი ხაზი), მზის აქტივობის მაქსიმუმში (ვარსკვლავები და სქელი ხაზი) და მინიმუმში (შავი წრეები და წვრილი ხაზი).

ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ  $I_{557.7}$  ყველაზე დიდია მზის აქტივობის მაქსიმუმის დროს მთელი წლის განმავლობაში, მინიმუმის ფაზასთან შედარებით. ამის მიზეზია უმეტესად ამ პერიოდებში ატომური ჟანგბადის სიმკვრივის ზრდა ქვედა თერმოსფეროში. უნდა აღინიშნოს, რომ ამ რეგიონის ზედა ატმოსფეროში მთავარი ნეიტრალური ნაწილაკების - აზოტისა  $[N_2]$  და ჟანგბადის  $[O_2]$  მოლეკულების - სიმკვრივეების ფარდობითი ცვლილება, რომლებზეც მწვანე ხაზის ინტენსივობა ასევე არის დამოკიდებული (McDade et al. 1986), ფორმულები (3.5)-(3.7), შედარებით მცირეა მზის აქტივობის ფაზების ცვლილებისას (Picone et al. 2002, Hedin et al. 1991). ფორმულა (3.7)-ში სიმარტივისათვის მხედველობაში არ არის მიღებული მწვანე ხაზის VER-ის შემცირება აღგზნებული ატომების  $O(^1S)$  დაჯახებითი დეაქტივაციით ქვედა თერმოსფეროს ძირითად მოლეკულებთან ( $[N_2]$ ,  $[O_2]$ ).

ნახ.3.4 ასევე აჩვენებს, რომ  $I_{557.7}$ , გაზაფხულისა და შემოდგომის თვეების უდიდეს მნიშვნელობებთან ერთად, ასევე აღწევს მაქსიმუმს ივნისის თვეში (Fishkova 1983). ზედა ატმოსფეროს კვლევის თანამგზავრ UARS-ზე არსებული ხელსაწყო WINDII-ის (ქარის იმიჯერული ინტერფერომეტრი) მონაცემები ასევე აჩვენებს მწვანე ხაზის ინტენსივობის მაქსიმუმალურ მნიშვნელობებს დღედამტოლობის პერიოდებში, მაგრამ ზაფხულში ის მინიმალურია შუა განედების უმეტესი რეგიონებისთვის (Shepherd et al. 2005). 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობის მაქსიმუმი ზაფხულში ძალზე იშვიათად დაიკვირვება.

ამგვარად,  $I_{557.7}$  -ის მაქსიმალური მნიშვნელობა ივნისში უნდა იყოს რეგიონული ეფექტი და შესაძლოა ასახავდეს ქვედა და ზედა ატმოსფეროების დინამიური კავშირის რეგიონულ თავისებურებებს. ივნისის მაქსიმუმი (ნახ.3.3 და 3.4) შეიძლება იყოს ისეთი ღამეების რაოდენობის ზრდის გამო, როდესაც მწვანე ხაზის ინტენსივობის მატება (3-4 საათის ხანგრძლივობის) ხდება შუადამის მახლობლად, რაც შეიძლება გამოწვეული იყოს მიმოქცევითი მოძრაობით (Fishkova 1983, Shepherd et al. 1999). მიმოქცევით მოძრაობას შეუძლია წარმოშოს ჟანგბადის ატომების ვერტიკალური ნაკადი

გამოსხივების ფენამდე, რაც მწვანე ხაზის ინტენსივობის გაძლიერებას გამოიწვევს. ასეთ გრძელპერიოდთან ატმოსფერულ მოძრაობებს შეიძლება თან სდევდეს ატმოსფერული გრავიტაციული ტალღების გენერაცია (Didebulidze et al. 2002), რომელიც ასევე ცვლის ჟანგბადის ატომების ვერტიკალურ ნაკადს, ქვედა თერმოსფეროში მისი დისიპაციისას.

ნახ.3.3 და 3.4 აჩვენებს მწვანე ხაზის მაქსიმუმს ივნისში, შედარებით რეგულარულ მაქსიმუმებთან ერთად მარტსა და ოქტომბერში, რომლებიც დაკვირვებული იყო აბასთუმნიდან, გეომაგნიტური და მზის აქტივობების ყველა განხილული პირობებისთვის. ეს ფაქტი სავარაუდოდ მიანიშნებს ქვედა და ზედა ატმოსფეროების ვერტიკალურ კავშირზე, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ. როგორც ვხედავთ, ასეთი კავშირის ეფექტი, რომელიც აღინიშნებოდა  $I_{630}$ -ის შედარებით მცირე მნიშვნელობით ივნისის თვეში, მაის-ივლისის პერიოდში მისი ხილული ზრდისას (ნახ.3.1 და 3.2), კიდევ უფრო თვალსაჩინოა  $I_{557.7}$ -ის შიდაწლიურ ვარიაციებში.

უნდა აღინიშნოს, რომ დღედამტოლობის თვეებში  $I_{630}$ -ის დაბალი მნიშვნელობები, რომლებიც უფრო შესამჩნევია გეომაგნიტურად წყნარ და სუსტად შემფოთებულ პერიოდებში ( $A_p < 12$ ) და მზის აქტივობის მინიმუმის ფაზაში, და იმავე პერიოდებში  $I_{557.7}$ -ის მაქსიმალური სიდიდეები ასევე მიუთითებს მათ დინამიურ კავშირზე. პლანეტური მასშტაბის დინამიური ცვლილებები, რომლებსაც ადგილი აქვს ქვედა თერმოსფეროში დღედამტოლობების პერიოდში, მწვანე ხაზის ინტენსივობის მნიშვნელოვან ცვლილებებთან უნდა იყოს დაკავშირებული (Shepherd et al. 1999). გარდა ამისა, მათ შესაძლებელია ჰქონდეთ მნიშვნელოვანი ზემოქმედება იონოსფეროს F2 ფენის ყოფაცევაზე და, შედეგად, წითელი ხაზის ინტენსივობაზე, ასევე მათ ურთიერთკავშირზე ამ პერიოდებში. გარდამავალ დროს დინამიურ ცვლილებებს, რომლებიც დაიკვირვება ზედა ატმოსფეროში, ასევე ადგილი უნდა ჰქონდეს ქვედა ატმოსფეროშიც.

თუ პროცესები ქვედა ატმოსფეროში დამოკიდებულია მზისა და გეომაგნიტურ აქტივობებზე და მათთან დაკავშირებულ კოსმოსურ ფაქტორებზე, ქვედა და ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს კავშირების ეფექტი ასევე შეიძლება რაოდენობრივად იცვლებოდეს ამ აქტივობების ცვლილებისას.

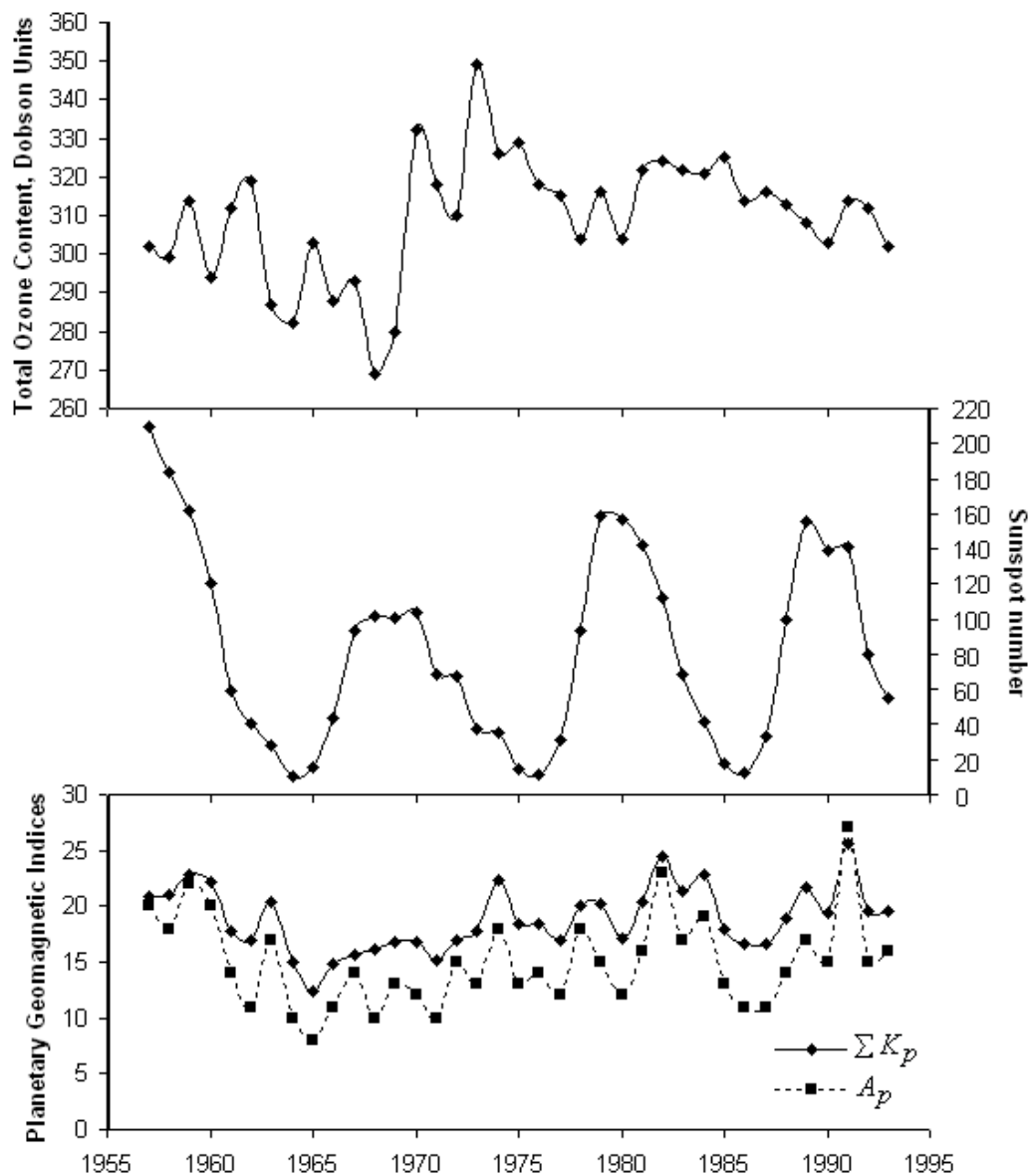
კოსმოსური ფაქტორების გავლენა ქვედა ატმოსფეროზე შესაძლოა გამოიხატებოდეს უდრუბლო დამეების შიდაწლიურ განაწილებაში, რომელიც, გარდა მეტეოროლოგიური პარამეტრისა, ამ კოსმოსურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული (Svensmark and Friis-Christensen 1997, Marsh and Svensmark 2000, Carslaw 2009).

### **3.4. ოზონის ჯამური შემცველობა სხვადასხვა გეომაგნიტური პირობებში**

ოზონი ( $O_3$ ) გავრცელებულია ტროპოსფეროდან (0-10კმ) მეზოსფერომდე (50-90კმ). მისი უდიდესი ნაწილი (90%-ზე მეტი) მდებარეობს სტრატოსფეროში (10-50კმ), კონცენტრაციის პიკი იმყოფება 25-50კმ ფარგლებში. ოზონი შთანთქმავს მზის ულტრაიისფერი გამოსხივების ნაწილს, რომელიც საფრთხეს უქმნის ადამიანის ჯანმრთელობასა და ეკოსისტემას (Varotsos et al. 2004). ოზონის განაწილება განიცდის ცვლილებებს როგორც ადგილმდებარეობის მიხედვით, ასევე დროში (Varotsos et al. 2004, Martin et al. 1999).

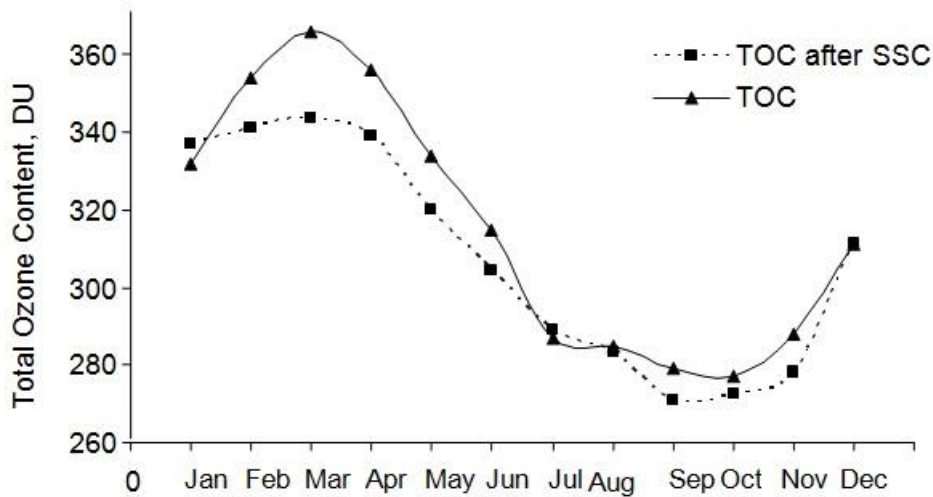
აბასთუმნის ასტროფიზიკურ ობსერვატორიაში 1957-1993 წლებში ტარდებოდა ოზონის ჯამური შემცველობის (ოჯშ) სისტემატური გაზომვები. ამ მონაცემების საფუძველზე Belinskaya et al. (2003) მიერ მიღებულ იქნა გრძელვადიანი ტრენდი. ეს მონაცემები საშუალებას იძლევა გამოვიკვლიოთ ოჯშ-ზე მაგნიტური ქარიშხლების შესაძლო ეფექტი, რისთვისაც ჩვენ შევისწავლეთ ოჯშ-ს შიდაწლიური განაწილება მაგნიტურად შემფოთებულ დღეებში.

გეომაგნიტური შემფოთებების საზომად ჩვენ გამოვიყენეთ  $A_p$  ინდექსი,  $K_p$  ინდექსის ჯამი  $\Sigma K_p$  და ასევე უეცარი ქარიშხალი (SSC). ნახ.3.5-ზე მოყვანილია დაკვირვებული ოჯშ-ს (ზედა პანელი), მზის ლაქების რიცხვის (შუა პანელი),  $A_p$  და  $\Sigma K_p$  ინდექსების (ქვედა პანელი) საშუალო წლიური მნიშვნელობები. ამ მონაცემების მიხედვით, მზის ლაქების რიცხვისა და ოჯშ-ს კორელაცია ძალზე მცირეა - დაახლოებით



ნახ.3.5. საშუალო წლიური მნიშვნელობები: ოზონის ჯამური შემცველობის (Total Ozone Content - TOC) (ზედა პანელი), მზის ლაქების რიცხვის (შუა პანელი),  $A_p$  და  $\Sigma K_p$  ინდექსების (ქვედა პანელი). TOC მოყვანილია აბასთუმანში 1957-1993-ში ჩატარებული დაკვირვებებითი მონაცემების მიხედვით.

0.14. ანალოგიური მნიშვნელობებისაა კორელაციები მზის სხვა ინდექსებთან (რადიონაკადი, ულტრაიისფერი და  $L_\alpha$  ნაკადების). კორელაცია  $\Sigma K_p$ -სთან იზრდება 0.25-მდე, რაც დამატებითი კვლევის საგანია.



ნახ.3.6. ოზონის ჯამური შემცველობის (Total Ozone Content - TOC) თვის საშუალო მნიშვნელობების შიდაწლიური განაწილება იყვლება მონაცემების (უწყვეტი ხაზი) და SSC-ის შემდგომი დღეებისთვის (წყვეტილი ხაზი). TOC მოყვანილია აბსოლუტურად 1957-1993-ში ჩატარებული დაკვირვებებითი მონაცემების მიხედვით.

ჩვენ გადავწყვიტეთ შეგვესწავლა ოჯშ ძლიერი გეომაგნიტური ქარიშხლებთან მიმართებაში და ავიღეთ მათი მნიშვნელობები SSC-ების მომდევნო იმ დღეებში. ასეთი შემთხვევები აღნიშნულ პერიოდში სულ იყო 103. ნახ.3.6-ზე მოყვნილია ოჯშ-ს ყოველთვიური საშუალო მნიშვნელობები ყველა დღეებში (უწყვეტი ხაზი) და SSC-ების შემდგომ დღეებში (წყვეტილი ხაზი). ამ ნახაზიდან ჩანს ოჯშ-ს კლება SSC-ების შემდგომ პერიოდში (ივლისის გარდა). ეს კლება შეადგენს დაახლოებით 8-15DU (დობსონის ერთეული) ზამთარი-გაზაფხულის პერიოდში და 4-10DU ზაფხული-შემოდგომის დროს. ორივე შემთხვევაში ფარდობითი კლება დაახლოებით ერთნაირია და შეადგენს საშუალო თვიური მნიშვნელობების 3.5-10%-ს. ოზონის კლება უფრო შესამჩნევია გაზაფხულისა და შემოდგომის დღელამტოლობების მიდამოებში. SSC-ის შემდგომ ოზონის კლება მიაწინებს ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროში შესაძლო დინამიურ და სტრუქტურულ ცვლილებებზე ძლიერი გეომაგნიტური ქარიშხლების დროს. SSC-ების შემდგომ რამდენიმე საათში მნიშვნელოვანი დინამიური ცვლილებები ზედა

ატმოსფეროსა და იონოსფეროში იქნა დამზერილი აბასთუმანში (Fishkova 1983, Didebulidze et al. 2000). ეს მოვლენა ასევე მიუთითებს მზე-დედამიწა კავშირებსა და კოსმოსური ამინდის ურთიერთკავშირზე, ასევე რეგიონულ თავისებურებებზე (Didebulidze et al. 2006).

### **3.5. ზედა და ქვედა ატმოსფერული პარამეტრიკების და კოსმოსური ფაქტორების კავშირი**

თავი 2-ში განხილული იყო ქვედა ატმოსფეროში ღრუბლიანობისა და კოსმოსური ფაქტორების, კერძოდ, Ap ინდექსის, მზის რადიოგამოსხივების  $F_{10.7}$  და გკს-ს ნაკადის შიდაწლიური განაწილებების ურთიერთკავშირი.

ქვედა ატმოსფეროს განსხვავებული დინამიკა და სტრუქტურა, რომელიც სეზონურად იცვლება, სხვა მეტეოროლოგიურ პარამეტრებთან ერთად, ასევე ქმნის სხვადასხვა პირობებს კოსმოსური ფაქტორის, მათ შორის გკს-ის, გავლენისთვის, რაც შესაძლოა ასახულ იქნას შიდაწლიურ ვარიაციებში. ღრუბელწარმოშობა და წყლის ორთქლის კონდენსაცია გავლენას ახდენს ატმოსფეროს სითბურ პროცესებზე. ასევე შეიძლება გავლენას ახდენდნენ ატმოსფერული ტალღების გენერაციაზე და მათ განვითარებაზე დროსა და სივრცეში. ამ პროცესების სეზონური დამოკიდებულება ასევე შეიძლება ასახულ იქნას ქვედა და ზედა ატმოსფეროების ვერტიკალურ კავშირებზე, რომლებიც, თავის მხრივ, შეიძლება სხვადასხვანაირად გამომჟღავნდნენ სეზონებში, სადაც კოსმოსური ფაქტორების გავლენა ღრუბლიანობაზე ყველაზე უფრო გამოკვეთილია.

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, წითელი ხაზის ინტენსივობა ზედა ატმოსფეროში იზრდება უმეტესწილად გეომაგნიტური შეშფოთებებისას ( $Ap \geq 12$ ). ძლიერი შეშფოთებებისას, როცა  $Ap \geq 50$  ([www.astrosurf.com/luxorion/qsl-perturbation5.htm](http://www.astrosurf.com/luxorion/qsl-perturbation5.htm)), ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს სტრუქტურულ ცვლილებებთან ერთად, პლანეტური მასშტაბის დინამიური პროცესები მნიშვნელოვან როლს

თამაშობენ. ეს პროცესები გავლენას ახდენენ საშუალო განედების წითელი ხაზის ინტენსივობაზე, მაგრამ ყოველთვის მკვეთრად არ იზრდება (Didebulidze et al. 2009). გკს ასევე განიცდის დიდ ფლუქტუაციებს გეომაგნიტურად სუსტად შემფოთებულ დღეებში. ივნისის თვეში გკს-ის კლების ეფექტის დემონსტრირებისთვის (ნახ.2.4), გკს-ის ნაკადი განხილულია  $Ap < 50$ , რომლებშიც მცირე ქარიშხლები შედის.

ძლიერი გეომაგნიტური შემფოთებები  $Ap \geq 50$  (ძლიერი ქარიშხლები) და ქარიშხლების უეცარი დაწყებები (SSC) შეადგენს მთელი მონაცემების მხოლოდ 3.4%. ივნისში SSC-ს და  $Ap \geq 50$  მაქსიმალური რიცხვი აბასთუმნის უღრუბლო დამეებისთვის შეადგენს მათი საერთო რაოდენობის 18%-ს. ამგვარი გეომაგნიტური შემფოთებებისას გკს-ის კლება დიდია, რადგანაც ამ დროს ადგილი აქვს ფორბუშის შემცრებას (Kudela and Brenkus 2004). ამიტომ, ქვედა ატმოსფეროს სტრუქტურულ ცვლილებებზე მათი გავლენა მეტია, ვიდრე მაშინ, როცა  $Ap < 50$ .

რამდენადაც ჩვენთვის ცნობილია, ეს არის პირველი განხილვა ღრუბლიანობის კავშირისა ზედა ატმოსფეროს დინამიკასა და სტრუქტურაზე, ისეთ ობიექტებზე, როგორებიცაა ქვედა თერმოსფეროს მწვანე 557.7 ნმ ხაზი და იონოსფეროს F ფენის წითელი 630.0 ნმ ხაზი, სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში. ამგვარ კვლევებს დიდი მნიშვნელობა აქვთ დედამიწის ზედაპირიდან და თანამგზავრებიდან მიღებული მონაცემების გამოყენებისას ზედა და ქვედა ატმოსფეროს კავშირების შესწავლისა და მოდელირებისთვის.

ეს ანალიზი მნიშვნელოვნად გააუმჯობესებს თანამედროვე ცოდნას ქვედა და ზედა ატმოსფეროს ურთიერთკავშირებსა და მათში მიმდინარე პროცესებზე კოსმოსური ფაქტორების გავლენის შესახებ, რეგიონული თვისებურებების გათვალისწინებით. ეს კვლევა ასევე მნიშვნელოვანია ჟანგბადის მწვანე და წითელი ხაზების გრძელვადიან ცვლილებებში ანთროპოგენული ფაქტორების დასადგენად. ეს კი, თავის მხრივ, აუცილებელია კლიმატის ცვლილების გლობალური და რეგიონული ტენდენციების ზედა ატმოსფეროზე გავლენის განსასაზღვრავად.

## თავი 4. ზედა ატმოსფეროს ღამის ცის ნათების გამოსხივების თავისებურებები

### 4.1. შესავალი

ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის 630.0 ნმ ხაზის იმპულსური ზრდა (1–3სთ ხანგრძლივობის), რომელიც ასევე ცნობილია როგორც სიკაშკაშის ტალღა (Colerico et al. 1996), ცნობილი მოვლენაა (Greenspan 1966, Nelson and Cogger 1971, Misawa et al. 1984). შუა განედებში ის გამოსხივდება იონოსფეროს F<sub>2</sub> რეგიონიდან და მისი ინტენსივობის ღამის ყოფაქცევა ძირითადად განპირობებულია F<sub>2</sub> ფენის ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილის ცვალებადობით (Gudadze et al. 2008 და მასში მითითებული ლიტერატურა). ეს კი, თავის მხრივ, კონტროლდება იონების ამბიპოლარული დიფუზიით, მათი რეკომბინაციით და თერმოსფეროს ნეიტრალური ქარით (Rishbeth and Garriott 1969). ცვლილებები თერმოსფეროს ქარის მერიდიანულ კომპონენტში, გამოწვეული მისი დღიური ვარიაციებით ან ატმოსფერული ტალღების გავრცელებით, გავლენას ახდენს F<sub>2</sub> რეგიონის პლაზმის ვერტიკალურ წანაცვლებაზე და შეუძლია წარმოშოს 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობის მნიშვნელოვანი ცვლილებები. ცნობილია, რომ F<sub>2</sub> ფენის დაწევას შეუძლია წარმოშოს 630.0 ნმ ხაზის მოცულობითი გამოსხივების სიჩქარის (volume emission rate - VER) და სრული ცის ღამის ნათების მნიშვნელოვანი ზრდა (Nelson and Cogger 1971), რომლის გამოსხივების ფენა მდებარეობს დაახლოებით ელექტრონული სიმკვრივის სიმაღლის პიკის ( $h_m F_2$ ) ქვევით, ერთი ატმოსფეროს მასშტაბის სიმაღლეზე (Porter et al. 1974).

———წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსური ზრდის კომპლექსური შესწავლა (რადარების, იონოზონდების, ფოტომეტრების, ფაბრი-პეროს ინტერფერომეტრების და სრული ცის კამერების საშუალებით) აჩვენებს, რომ ის ჩნდება დაბალი განედების შუაღამის ტემპერატურის მაქსიმუმის (midnight temperature maximum - MTM) შემდეგ ან მასთან ერთად და ვრცელდება საშუალო განედებისკენ (Colerico and Mendillo 2002; Otsuka et al. 2003, Colerico et al. 2006). სიკაშკაშის ტალღის გავრცელებისას,

დაკვირვებულია ჩრდილოეთის ქარის ზრდა ან მერიდიანული ქარის შებრუნება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ და F<sub>2</sub> ფენის დაწვევა (Colerico et al. 1996, Otsuka et al. 2003). მოდელური შეფასებები აჩვენებს, რომ წითელი ხაზის ინტენსივობის დამზერილი იმპულსური ზრდა შესაძლოა მიღებული იქნას ჩრდილოეთის მერიდიანული ქარის გაძლიერებით და F<sub>2</sub> ფენის ელექტრონული კონცენტრაციის სიმაღლის დაწვევის შედეგად (Otsuka et al. 2003).

თერმოსფეროს ჩრდილოეთის მერიდიანული ქარის სიჩქარის ზრდა (ან სამხრეთის კლება ან შებრუნება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ) იწვევს F<sub>2</sub> რეგიონში პლაზმის ნაკადის ქვევითკენ მოძრაობას, რამაც შეიძლება გამოიწვიოს O<sup>+</sup><sub>2</sub> იონების რეკომბინაციის სიჩქარის სწრაფი ზრდა ქვედა სიმაღლეებზე და, შესაბამისად, წითელი ხაზის VER-ისაც (Nelson and Cogger 1971). იონების კონცენტრაციის ასეთი სწრაფი ვარდნა გარკვეული დროის მერე წითელი ხაზის VER-ისა და მთლიანი ღამის ცის ნათების შემცირებას იწვევს, რაც გამოიხატება იმპულსურ ყოფაქცევაში.

ამ შემთხვევებში დაკვირვებები და მოდელური გათვლები აჩვენებს, რომ ჩრდილოეთის ქარის ზრდას შეუძლია გამოიწვიოს F<sub>2</sub> ფენის დაწვევა. რაც, თავის მხრივ, იწვევს წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსურ ზრდას. ჩვენ განვაგრძობთ ამ კონცეფციას ადგილზე აგზნებული ატმოსფერული ტალღებისთვის, რომლებსაც ასევე შეუძლია საშუალო განედის მერიდიანული ქარის ცვლილება.

ანალოგიური ვარიაციები ფონურ მერიდიანულ ქარში და F<sub>2</sub> ფენაში, რომლებიც პასუხისმგებელნი არიან იმპულსურ ზრდაზე, შესაძლოა გამოწვეული იყოს ატმოსფერული ტალღებით (Misawa et al. 1984, Didebulidze and Pataraya 1989, Afraimovich et al. 2002). Misawa et al. (1984) და Afraimovich et al. (2002) აზრით, ცალკეულ ატმოსფერულ ტალღას შეუძლია გამოიწვიოს იმპულსური ზრდა, დაახლოებით 1-3სთ-ის ხანგრძლივობის, მაგნიტურად შემზოთებულ დღეებში, რაც მიემართება პოლარული რეგიონებიდან ეკვატორისკენ. წითელი ხაზის ინტენსივობის ანალოგიური მატება, დაახლოებით 40 წთ-ის განმავლობაში, ახსნილი იყო ჩრდილოეთისკენ მიმავალი

ცალკეული ატმოსფერული გრავიტაციული ტალღით<sup>4</sup> (gravity waves) (Didebulidze and Pataraya 1989). Didebulidze et al. (2002) მიერ ასევე აღნიშნული იყო, რომ საშუალო განედის წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსური ზრდა (1-3სთ ხანგრძლივობის), ასევე შეიძლება აიხსნას ადგილზე აგზნებული ატმოსფერული გრიგალური შემფოთებებით.

წარმოდგენილ ნაშრომში ჩვენ განვავითარეთ თეორია წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსური ზრდის შესახებ ატმოსფერული გრიგალური შემფოთებებით (წანაცვლებითი ტალღა) ვერტიკალური ტალღის რიცხვით  $k_z \neq 0$ . 3-განზომილებიან გრიგალურ შემფოთებას, რომელიც წარმოიშობა მერიდიანულ ქარში ზონალური მიმართულების მქონე წანაცვლებით (ჰორიზონტული წანაცვლებითი დინება), ასევე შეუძლია გაზარდოს ჩრდილოეთის ქარი წითელი ხაზის ნათების ფენაში. ეს ცვლილებები მერიდიანულ ქარში იწვევს F<sub>2</sub> რეგიონის პლაზმის დაღმა დინებას და შეუძლია გამოიწვიოს იმპულსური ზრდა. წანაცვლებით ტალღას ასევე შეუძლია F<sub>2</sub> რეგიონში წარმოშოს მრავალფენიანი სტრუქტურა ვერტიკალური ტალღის სიგრძის ნახევრის სიდიდის, იონების მასშტაბურ სიმაღლესთან შედარებით. თუ მეორე პიკი წითელი ხაზის ნათების ფენასთან ახლოს გაჩნდა, ამან შესაძლოა მისი ინტენსივობის მნიშვნელოვანი იმპულსური ზრდა გამოიწვიოს. ეს მოვლენა შეიძლება გავრცელდეს ჩრდილოეთისკენ ან სამხრეთისკენ ფონური ქარის სიჩქარის მუდმივი ნაწილის მნიშვნელობით. აბასთუმანში მიღებული დაკვირვებებიდან შეიძლება აიხსნას წითელი ხაზის ინტენსივობის რხევების გაჩენა, რომელიც დამახასიათებელია იმპულსური ზრდის თანმდევი მოკლებპერიოდიანი აკუსტიკური გრავიტაციული ტალღებისთვის (acoustic gravity waves - AGW).

ანალიზურად და რაოდენობრივად ვაჩვენებთ მრავალფენიანი სტრუქტურის გაჩენის შესაძლებლობას საშუალო განედების იონოსფეროს F<sub>2</sub> რეგიონში, წითელი ხაზის იმპულსურ ზრდას, რომელსაც მოყვება მოკლებპერიოდიანი AGW-მსგავსი ოსცილაციები, წანაცვლებითი ტალღის გავლენით. მოდელირებისას იონოსფეროს F<sub>2</sub>

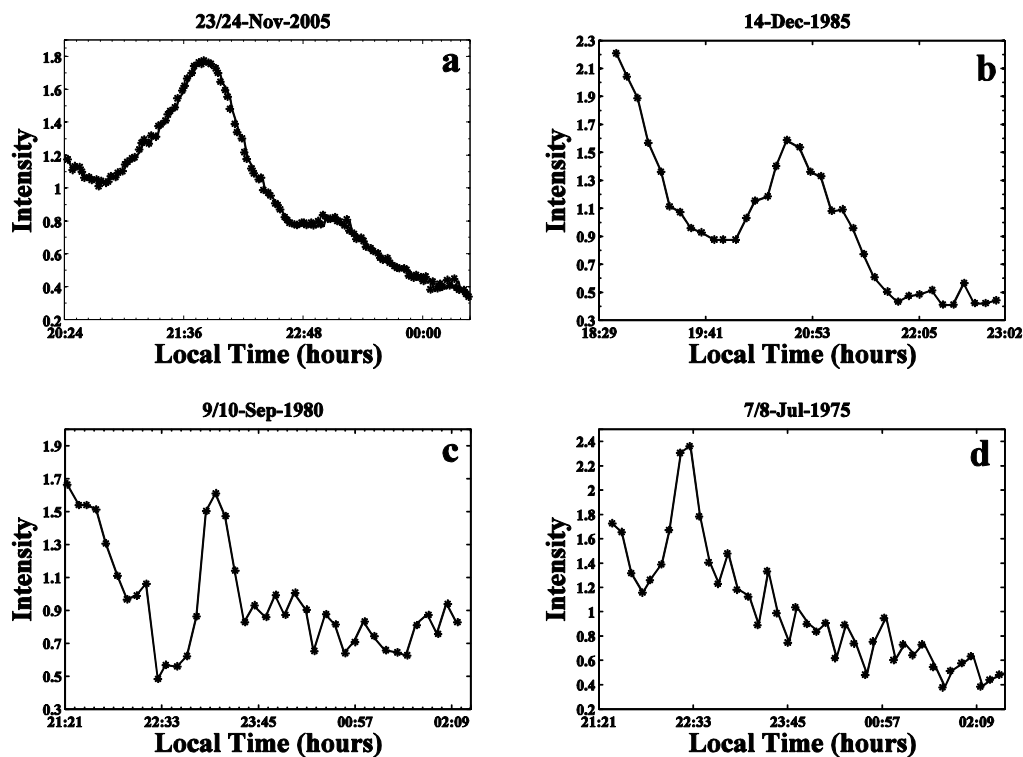
---

<sup>4</sup> გრავიტაციული ტალღა ამ შემთხვევაში ნიშნავს ჰიდროდინამიკულ ტალღას (განსხვავებით გრავიტაციული ველის ტალღისგან).

რეგიონის ელექტრონების კონცენტრაციისთვის გამოყენებულია მარტივი, ჩეპმენის ტიპის ფენა (დროში მიღევადი), თერმოსფერულ ქარში მერიდიანული კომპონენტის გათვალისწინებით.

#### 4.2. დაკვირვებები

წითელი ხაზის ღამის ყოფაცევა აღინიშნება სწრაფი კლებით ბინდიდან შუალამემდე და შედარებით მცირე ცვლილებებით შუალამის შემდეგ (Fishkova 1983). მისი იმპულსური ზრდა 1 - 3სთ ხანგრძლივობით შემჩნეულ იქნა წლისა და მზის



ნახ.4.1. წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსური ზრდა დაკვირვებული აბასთუმნიდან ( $41.75^{\circ}$  N,  $42.82^{\circ}$  E). სიდიდეები ნორმალიზებულია ღამის საშუალო მნიშვნელობების მიმართ.

აქტივობის ფაზის სხვადასხვა პერიოდებში (Colerico et al. 1996, Mendillo et al. 1997, Afraimovich et al. 2002, Colerico and Mendillo 2002, Didebulidze et al. 2002, Colerico et al. 2006, Meriwether et al. 2008). აბასთუმანში დაკვირვებული იმპულსური ზრდა მოცემულია ნახ.4.1-ზე (Fishkova, 1983).

ნახ.4.1 აჩვენებს წითელი ხაზის ტიპურ იმპულსურ მატებას 1-3 სთ ხანგრძლივობით, რომელსაც ზოგჯერ თან სდევს დაახლოებით 20-30 წთ ოსცილაციები (ნახ.4.1c და 1d). ამგვარი რხევები დამახასიათებელია F<sub>2</sub> რეგიონში მოკლეპერიოდის AGW-ს არსებობისათვის. ფოტომეტრული დაკვირვებების დროითი გარჩევა 2 წთ (ნახ.4.1a) და 7 წთ-ია (ნახ.4.1b-d). ფოტომეტრების მხედველობის არეა 5°. დაკვირვებების ცდომილება არ აღემატება 10%-ს.

იმპულსური ზრდა შედარებით იშვიათად დაიკვირვება სხვა რეგიონებში. აბასთუმანში ასეთი მოვლენების რიცხვი 50-ს აღემატება 1974–1993 და 2004–2007 წლებში. ისინი ხდება წელიწადში ერთხელ მაინც და ძალზე იშვიათად 4-ზე მეტად. მათი დაახლოებით 37% მოხდა მაგნიტურად შემოფოთებულ დღეებში.

### **4.3. თეორიული მოსაზრებები**

გრიგალური შემოფოთებების გავლენა წითელი ხაზის ღამის ყოფაქცევაზე განიხილება ორ ეტაპად: (1) 3-განზომილებიანი გრიგალური შემოფოთების (წანაცვლებითი ტალღა) არსებობა ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში და (2) წანაცვლებითი ტალღების ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში განვითარების გავლენა ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილებზე, წითელი ხაზის VER-სა და სრული ღამის ცის ნათებაზე.

#### **4.3.1. წანაცვლებით გამოწვეული ატმოსფერული გრიგალური შემოფოთებები**

ქარი ზედა ატმოსფეროში უმეტესწილად არაეთგვაროვანია. ამ ნაშრომში თერმოსფერული ფონური ნეიტრალური ქარი შეესაბამება ჰორიზონტულ ქარს

ჰორიზონტული წრფივი წანაცვლებით და აქვს შემდეგი ფორმა:

$$u_0 = ay, \quad (4.1)$$

სადაც  $u_0$  არის ნეიტრალური მერიდიანული ქარი, წრფივი წანაცვლებითი ზონური ( $y$ ) მიმართულებით,  $a$  არის წანაცვლების სიდიდე. ჩვენ ვიღებთ მართკუთხა კოორდინატთა სისტემას ( $x, y, z$ ), სადაც  $x$  ღერძი მიმართულია მერიდიანის გასწვრივ ჩრდილოეთისკენ,  $y$  ღერძი - დასავლეთისკენ, ხოლო  $z$  ღერძი მიმართულია ვერტიკალურად ზევით. შემფოთებული სიდიდეები და შიდა ტალღების სივრცული ფურიე ჰარმონიკები (Spatial Fourier Harmonics - SFH), როდესაც მხედველობაში მიღებულია მიზიდულობის ძალა და ფონური ჰორიზონტული წანაცვლებითი დინება (ფორმულა (4.1)), აღიწერება განტოლებათა შემდეგი წრფივი (უწყვეტობის, მოძრაობის და ადიაბატური) სისტემით (Didebulidze et al., 2004):

$$\rho_{00} u'_k = -ik_x p_k - a \rho_{00} v_k, \quad (4.2)$$

$$\rho_{00} v'_k = -ik_t(t) p_k, \quad (4.3)$$

$$\rho_{00} w'_k = -\left(ik_z - \frac{1}{2H}\right) p_k - g \rho_k, \quad (4.4)$$

$$\frac{\rho'_k}{\rho_{00}} = -i(k_x u_k + k_t(t) v_k) - \left(ik_z - \frac{1}{2H}\right) w_k, \quad (4.5)$$

$$\frac{p'_k}{\rho_{00} c_s^2} = -i(k_x u_k + k_t(t) v_k) - (ik_z - E) w_k, \quad (4.6)$$

სადაც პრიმა აღნიშნავს დროით წარმოებულს. ჩვენ გარდავქმენით ატმოსფერული პარამეტრების წრფივი შემფოთებები შემდეგი ფორმების გამოყენებით (Hines 1960, Didebulidze 1999):

$$p, \rho(x, y, z, t) = p_1, \rho_1(x, y, z, t) \exp\left(-\frac{z}{2H}\right), \quad (4.7)$$

$$u, v, w(x, y, z, t) = u_1, v_1, w_1(x, y, z, t) \exp\left(\frac{z}{2H}\right), \quad (4.8)$$

$$q_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} q_k(t) \exp[i(k_x x + k_t(t) y + k_z z)] dk_x dk_y dk_z, \quad (4.9)$$

სადაც  $q_1 \equiv \{p_1, \rho_1, u_1, v_1, w_1\}$  და  $q_k(t) \equiv \{p_k, \rho_k, u_k, v_k, w_k\}(t)$  არიან შემფოთებული

მნიშვნელობების ვექტორები და მათი SFH, შესაბამისად.  $k_t(t) = k_y - ak_x t$ ,  $\mathbf{k}(t) = \mathbf{k}(k_x, k_t(t), k_z)$  არის დროში ცვალებადი ტალღური რიცხვი.  $H = c_s^2 / \gamma g$  არის ატმოსფერული (ნეიტრალური გაზი) მასშტაბური სიმაღლე;  $\mathbf{v} = \mathbf{v}(u, v, w)$  არის შემფოთებული სიჩქარე,  $u$ ,  $v$  და  $w$  - შემფოთებული სიჩქარის კომპონენტები მერიდიანული ( $x$ ), ზონური ( $y$ ), და ვერტიკალური ( $z$ ) მიმართულებებით.  $p$  და  $\rho$  - შემფოთებული წნევა და სიმკვრივე;  $\mathbf{g}$  არის მიზიდულობის ძალის აჩქარება;  $c_s = (\gamma p_0 / \rho_0)^{1/2}$  - ბგერის სიჩქარე.  $\gamma$  - კუთრი სითბოს ფარდობა ( $\gamma = 1.4$ );  $p_0 = p_{00} \exp(-z/H)$  და  $\rho_0 = \rho_{00} \exp(-z/H)$  არიან შეუშფოთებელი ბარომეტრული სიმაღლის პროფილი წნევისა და სიმკვრივისთვის, შესაბამისად.  $z = h - h_0$  არის სხვაობა მიმდინარე და საწყის სიმაღლეებს შორის.  $E = (2 - \gamma) / 2\gamma H$  არის ეკარტის იზოთერმული კოეფიციენტი (Gossard and Hooke 1975).

(4.2)-(4.6) განტოლებათა სისტემიდან ჩვენ მივიღეთ შემდეგი აკუსტიკურ-გრავიტაციული და წანაცვლებითი ტალღის მახასიათებელი სიხშირეები (Didebulidze et al., 2004): ,

$$\omega_{a,g}(t) = \left\{ \frac{1}{2} c_s^2 \left( |\mathbf{k}(t)|^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \pm \sqrt{\frac{1}{4} c_s^4 \left( |\mathbf{k}(t)|^2 + \frac{1}{4H^2} \right)^2 - \omega_b^2 c_s^2 \left[ \left( 1 + \frac{10}{R_h} \right) k_x^2 + k_t^2(t) \right]} \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (4.10)$$

$$\omega_{sh} = 0, \quad (4.11)$$

სადაც  $\omega_b = [(\gamma - 1)g / (\gamma H)]^{1/2}$  არის იზოთერმული ბრანტ-ვაისალას სიხშირე.  $R_h = \omega_b^2 / a^2$  - სტრატეფიკაციისა და ფონური წანაცვლების შედარებითი სიმძლავრე (რიჩარდსონის რიცხვის ანალოგი ჰორიზონტული წანაცვლებითი დინებისთვის). ფორმულა (4.10)-ში მაღალი  $\omega_a(t)$  (ნიშანი "+") და დაბალი  $\omega_g(t)$  (ნიშანი "-") სიხშირეები წარმოადგენს ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში განვითარებად ატმოსფერულ აკუსტიკურ და გრავიტაციულ ტალღებს, შესაბამისად (ფორმულა (4.1)). განტოლებები (4.2)-(4.6) და (4.7)-(4.9) აკუსტიკურ-გრავიტაციული ტალღებით ასევე აღწერენ წანაცვლებითი ტალღის ევოლუციას ( $\omega_{sh} = 0$ ), რომლის აღფხვნა ხდება ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინების გამო.  $R_h \gg 10$ -ის შემთხვევაში, ე.ი. როდესაც წანაცვლება ძალზე მცირეა,

ამონახსნი წანაცვლებითი ტალღის დროში ცვალებადი სივრცითი ამპლიტუდისთვის შემდეგი სახისაა (Didebulidze 1999, Didebulidze et al. 2004):

$$u_k(t) = -\frac{A_{sh} \left( k_z - \frac{i}{2H} \right) (k_x^2 + k_y^2)^2}{k_x^2 \left( k_z^2 + \frac{1}{4H^2} \right)} \frac{k_t}{k_x^2 + k_t^2}, \quad (4.12)$$

$$v_k(t) = \frac{A_{sh} \left( k_z - \frac{i}{2H} \right) (k_x^2 + k_y^2)^2}{k_x \left( k_z^2 + \frac{1}{4H^2} \right)} \frac{1}{k_x^2 + k_t^2}, \quad (4.13)$$

$$w_k(t) = 0, \quad (4.14)$$

სადაც  $A_{sh}$  არის წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის კუთრი ამპლიტუდა. (4.8)-(4.9) განტოლებების გამოყენებით წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის კომპონენტები გამოითვლება შემდეგნაირად:

$$u_{sh} = e^{z/2H} \cdot \text{Re}\{u_k(t)e^{i\phi(t)}\}, \quad (4.15)$$

$$v_{sh} = e^{z/2H} \cdot \text{Re}\{v_k(t)e^{i\phi(t)}\}, \quad (4.16)$$

$$w_{sh} = e^{z/2H} \cdot \text{Re}\{w_k(t)e^{i\phi(t)}\}, \quad (4.17)$$

სადაც  $\phi(t) = k_x x + k_t(t)y + k_z z$ ;  $u_{sh}$ ,  $v_{sh}$  და  $w_{sh}$  არიან წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის კომპონენტები მერიდიანული ( $x$ ), ზონური ( $y$ ) და ვერტიკალური ( $z$ ) მიმართულებით, შესაბამისად. (4.15)-(4.17) განტოლებების გამოყენება შესაძლებელია როგორც წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH (4.12)-(4.14)-ის ანალიზური მიდგომა, რომელიც აღწერს მის დამოუკიდებელ ევოლუციას ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში (ფორმულა (4.1)). ეს განტოლებები ასევე გამოყენებულ იქნება (4.2)-(4.9)-ის რიცხვითი ამონახსნისათვის, რომლებიც აღწერს წანაცვლებითი ტალღის კავშირს AGW-სთან.

წანაცვლებითი ტალღა შეესაბამება მდგრად უკუმშვად ( $\text{div}(\mathbf{v}) = 0$ ) გრიგალურ შემფოთებას  $((\text{rot} \mathbf{v}_k)_z = \text{const}, \mathbf{v}_k = (u_k, v_k, w_k))$ , რომელიც აღძრულია ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში. წანაცვლებითი ტალღა იზრდება, როდესაც მყარდება ბალანსი ფონის დინების მამოძრავებელი ბრუნვის წანაცვლების მიმართულების სიჩქარის

შეშფოთებასა და წნევის გრადიენტს შორის (Didebulidze et al. 2002). (4.11)-(4.17) განტოლებებით აღწერილი გრიგალური შეშფოთებები, იმ შემთხვევაში, როდესაც წანაცვლება არ არის ( $a=0$ ), შეესაბამება უკუმშვად ბაროტროპულ შეშფოთებას, ხოლო წანაცვლებითი დინების შემთხვევაში ის იძენს კუმშვადობის ახალ თვისებას. ეს უკანასკნელი მოვლენა უფრო შესამჩნევია  $a$  წანაცვლების სიდიდისა და ვერტიკალური ტალღური რიცხვის  $k_z$  ზრდისას (Didebulidze et al. 2004). (4.12)-(4.14) განტოლებების მიხედვით, წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის ცვლილების ამპლიტუდა არსებითია, როცა  $t \leq t_a$  ( $t_a = 2k_y / ak_x$ ), მაშინ, როდესაც  $t > t_a$  შემთხვევაში აკუსტიკური ტალღის სიხშირე  $\omega_a(t)$  უწყვეტად იზრდება და გრავიტაციული ტალღის სიხშირე  $\omega_g(t)$  უტოლდება იზოთერმულ ბრანტ-ვაისალას სიხშირეს  $\omega_b$ .

(4.12)-(4.14) განტოლებების ანალიზური ამონახსნი აჩვენებს, რომ მნიშვნელოვანია დამოკიდებულება წანაცვლებითი ტალღის ამპლიტუდის ვერტიკალურ ტალღურ რიცხვსა და ჰორიზონტული ქარის წანაცვლების სიდიდეზე. ეს ამონახსნი შეესაბამება წანაცვლებითი ტალღის დამოუკიდებელ განვითარებას ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში. მისი კავშირი AGW-სთან განხილული იქნება რიცხვითი ამონახსნის მეშვეობით.

#### 4.3.2. იონოსფეროს F2 ფენის ელექტრონების კონცენტრაცია და ატმოსფერული ჟანგბადის წითელი 630 ნმ ხაზის ინტენსივობა

F2 ფენის ფორმირებისა და შემდგომი არსებობის მთავარი პროცესებია ბალანსი ჟანგბადის იონების  $O^+$  დიფუზიასა ელექტრონების დაკარგვას შორის, რომელიც გამოწვეულია  $O_2^+$  და  $NO^+$  იონების დისოციაციური რეკომბინაციით. ამბიპოლარული დიფუზიის განტოლების არასტაციონარულ ამონახსნს საშუალო განედების იონოსფეროს F2 რეგიონის ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის განაწილებისთვის  $N_e(z,t)$ , ატმოსფერული ტალღებისა და ნეიტრალური მერიდიანული ქარის არსებობის შემთხვევაში (Banks and Kockarts 1973, Porter and Tuan, 1974), შემდეგი ფორმა აქვს (Didebulidze and Pataraya 1999):

$$N_e(z, t) = N \exp \left\{ -\lambda(t - t_0) - \frac{z}{2H} - \frac{\alpha}{2} e^{-\frac{z}{H}} - \frac{2H}{D_0} \left( V_{n1} e^{-\frac{z}{2H}} - \frac{1}{\sqrt{\pi\kappa}} \psi(t) \right) \right\}, \quad (4.18)$$

სადაც

$$\lambda = (V_{ad}/4H) \left( \sqrt{1 + u_{00}^2/V_{ad}^2} - u_{00}/V_{ad} \right), \quad V_{ad} = 2\sqrt{\beta_0 D_0}, \quad \alpha = \frac{V_{ad} H}{D_0} \left( \sqrt{1 + u_{00}^2/V_{ad}^2} + u_{00}/V_{ad} \right),$$

$$V_{n1} = \frac{A_k}{A_z} \sqrt{1 + A_z^{-2}} \cos(\phi + \phi_1 + \phi_2), \quad \psi(t) = \int_0^\infty e^{-\zeta'} \left( V_n(\zeta', t') \Big|_{t'=t_0}^{t'=t} + \frac{\lambda}{2} \int_{t_0}^t V_{n0}(\zeta', t') dt' \right) d\zeta',$$

$$u_{00} = u_0 \sin \theta \cos \theta, \quad \zeta = \frac{V_{ad} H}{D_0} \sqrt{u_{00}^2/V_{ad}^2 + 1} \exp(-z/H), \quad V_{n0}(z, t) = \operatorname{Re} \{ (u_k \sin \theta + w_k \cos \theta) \cos \theta e^{i\phi} \},$$

$$V_n(z, t) = \int_{-\infty}^z e^{\frac{-z'}{2H}} V_{n0}(z', t') dz', \quad A_z = 2Hk_z, \quad A_k = |(u_k \sin \theta + w_k \cos \theta) \cos \theta|,$$

$$\phi_1 = \arctan \left( \frac{\operatorname{Im}(u_k \sin \theta + w_k \cos \theta)}{\operatorname{Re}(u_k \sin \theta + w_k \cos \theta)} \right), \quad \phi_2 = \arctan(A_z).$$

$D_0$  და  $\beta_0$  არიან ამბიპოლარული დიფუზიისა და რეკომბინაციის კოეფიციენტები, შესაბამისად,  $h = h_0$  სიმაღლისთვის.  $2H$  არის იონების მასშტაბური სიმაღლე,  $\theta$  არის კუთხე მაგნიტური ველსა და ზენიტს შორის. (4.18) განტოლების ამონახსნი მიღებულია, როცა ჰაერის შერევის კოეფიციენტი  $\varepsilon = 1$  (Didebulidze and Pataraya 1999) და შეიძლება მიღებულ იქნას ასევე  $\varepsilon \neq 1$  შემთხვევისთვის. ატმოსფერული ტალღების არარსებობის შემთხვევაში ( $V_{n1} = 0, \psi = 0$ ), (4.18) შეესაბამება ჩეპმენის ტიპის დროში მიღევად განაწილებას  $N_e(z, t)$ .

საშუალო განედების ატომური ჟანგბადის წითელი 630.0 ნმ ხაზი გამოსხივდება იონოსფეროს F2 რეგიონიდან და ემისიის სიმაღლის პიკია 230-280კმ (Fishkova, 1983). ამ განედებზე ჟანგბადის ატომის აღზნების მთვარი მექანიზმი  $^1D$  დონემდე  $O^*(^1D \xrightarrow{630nm} ^3P_2)$  ღამის განმავლობაში არის  $O_2^+$  იონების დისოციაციური რეკომბინაცია (Fishkova 1983, Semeter et al. 1996, Didebulidze et al. 2002). სრული ღამის ცის ნათების ინტენსივობა 630.0 ნმ ხაზში გამოითვლება შემდეგი ფორმულით (რელეებში):

$$I_{630}(t) = 10^{-6} \int \varepsilon_{630}(h, t) dh, \quad (4.19)$$

სადაც წითელი ხაზის VER-ის გამოსახულება  $\varepsilon_{630}(h, t)$  აღებულია Sobral et al. (1993)-დან.

შემდგომ სექციაში ჩვენ ვაჩვენებთ, რომ (4.15)-(4.17) განტოლებების წანაცვლებით აღგზნებულ გრიგალური შეშფოთებებს შეუძლიათ წარმოქმნან F2 რეგიონში ელექტრონების კონცენტრაციის მრავალფენოვანი სტრუქტურა და წითელი ხაზის იმპულსური ზრდა.

#### 4.4. თეორიული შედეგები

ჩვენ განვიხილავთ წანაცვლებითი ტალღის გავლენას ელექტრონების კონცენტრაციის განაწილებაზე სიმაღლის მიხედვით  $N_e(z, t)$ , ფორმულა (4.18), წითელი ხაზის VER  $\varepsilon_{630}(h, t)$  და მის სრულ ინტენსივობას  $I_{630}(t)$ , ფორმულა (4.19), ორი შემთხვევისთვის. პირველი, წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის ევოლუცია ფორმულებით (4.15)-(4.17) აღწერილია ანალიზურად SFH-ის მიერ, ფორმულები (4.12)-(4.14). მეორე, წანაცვლებითი ტალღის განვითარება ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში (ფორმულა (4.1)) აღიწერება განტოლებათა სისტემით (4.2)-(4.6). ამ უკანასკნელისთვის, SFH-ის წანაცვლებითი ტალღის საწყისი პირობები შერჩეული იქნება (4.12)-(4.14)-ის ანალიზური ამონახსნის მიხედვით.

ნახ.4.2 მოცემულია შემდეგი სიდიდეები: (a) წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH ამპლიტუდების ცვლილების ანალიზური ამონახსნი  $U_k = \text{Re}(u_k)$ ,  $V_k = \text{Re}(v_k)$  და  $W_k = \text{Re}(w_k)$ , (b) ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილი  $N_e(h, t)$  და (c) VER  $\varepsilon_{630}(h, t)$  შემდეგი დროებისთვის:  $t=60$ წთ (უწყვეტი ხაზი),  $t=75$ წთ (წყვეტილი),  $t=90$ წთ (წერტილოვანი),  $t=105$ წთ (წყვეტილ-წერტილოვანი),  $t=120$ წთ (წვრილი მთლიანი ხაზი) და (d) წითელი ხაზის სრული ინტენსივობა  $I_{630}(t)$ .

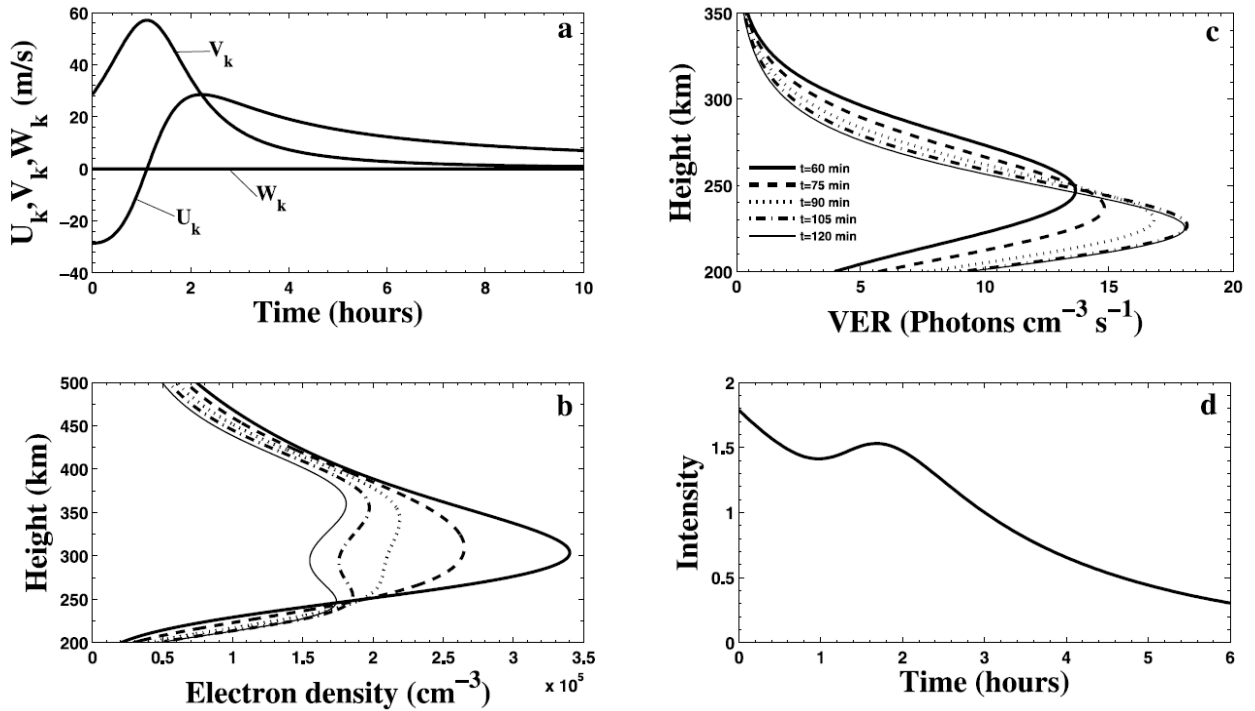
აქ  $a = 2.5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ,  $A_{\text{sh}} = 339 \text{ m/s}$ ,  $\lambda_x = \lambda_y = 1250 \text{ km}$ ,  $\lambda_z = 200 \text{ km}$ ,  $h_0 = 302 \text{ km}$ ,  $H = 50 \text{ km}$ ,  $\beta_0 = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ,  $D_0 = 9 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $\sin \theta \cos \theta = -0.4$ , წანაცვლებითი ტალღისა და F2 რეგიონის პარამეტრებისთვის.  $\lambda_x = \frac{2\pi}{|k_x|}$ ,  $\lambda_y = \frac{2\pi}{|k_y|}$  და  $\lambda_z = \frac{2\pi}{|k_z|}$  არის ტალღის სიგრძეები მერიდიანული ( $x$ ), ზონური ( $y$ ) და ვერტიკალური ( $z$ ) მიმართულებებით,

შესაბამისად. ნეიტრალური ნაწილაკების სიმკვრივები და ტემპერატურა აღებულია MSISE-90 მიდელიდან (Hedin 1991).

ნახ.4.2 აჩვენებს, რომ ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში აღზნებული გრიგალური შემფოთებები, (4.1), გვამღევს ელექტრონების კონცენტრაციის ზრდას მისი საწყისი პიკის ( $\approx 305$ კმ) ზევით და ქვევით. ეს უკანასკნელი გამოწვეულია იონების ამ სიმაღლის მიმართ ზევით და ქვევით მოძრაობებით და  $N_e(h,t)$ -ის მრავალფენოვანი სტრუქტურის ფორმირებით. ამ პროცესებს თან სდევს წითელი ხაზის ინტენსივობის ზრდა მის მაქსიმალურ სიდიდემდე, როდესაც ჩნდება ელექტრონების კონცენტრაციის მეორადი პიკი უფრო დაბალ სიმაღლეებზე ( $t=2$ სთ და  $h \approx 245$ კმ), წითელი ხაზის VER-ის მაქსიმუმთან ახლოს. ამ დროის შემდეგ,  $N_e(h,t)$ -ის სიმაღლის უფრო დაბალი პიკის რეგიონთან ხდება იონების/ელექტრონების კონცენტრაციის და შესაბამისი VER-ის  $\varepsilon_{630}(h,t)$  და  $I_{630}(t)$ -ს სწრაფი მიღევა.

წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარემ შეიძლება შეიცვალოს პოლარიზაცია იმ რეგიონებში, რომელთა სისქე მისი ვერტიკალური ტალღის სიგრძის დაახლოებით ნახევარია  $\lambda_z/2$ . ამან შესაძლოა გამოიწვიოს იონების მოძრაობების ნაკადის ზრდა ზედა და ქვედა მიმართულებებით, მაგნიტური ველის გასწვრივ, იონ-ნეიტრალების დაჯახებებისა და ლორენცის ძალის გაერთიანებული მოქმედებების შედეგად (Didebulidze and Lomidze, 2008). ნახ.4.2-ზე, F2 ფენის პიკის დაახლოებით  $\lambda_z/2$ -ით მაღლა ჩრდილოეთის ქარი მცირდება და აღნიშნული პარამეტრებისთვის F2 ფენის პიკი მისი მთავარი პიკის ზევით ფორმირდება. მთავარი პიკის ქვემოთ ჩრდილოეთის ქარი იზრდება. იონების ქვევითკენ დინება იწვევს მისი კონცენტრაციის ზრდას წითელი ხაზის ნათების ფენასთან ახლოს და ელექტრონების კონცენტრაციის მეორადი პიკის ფორმირებას.

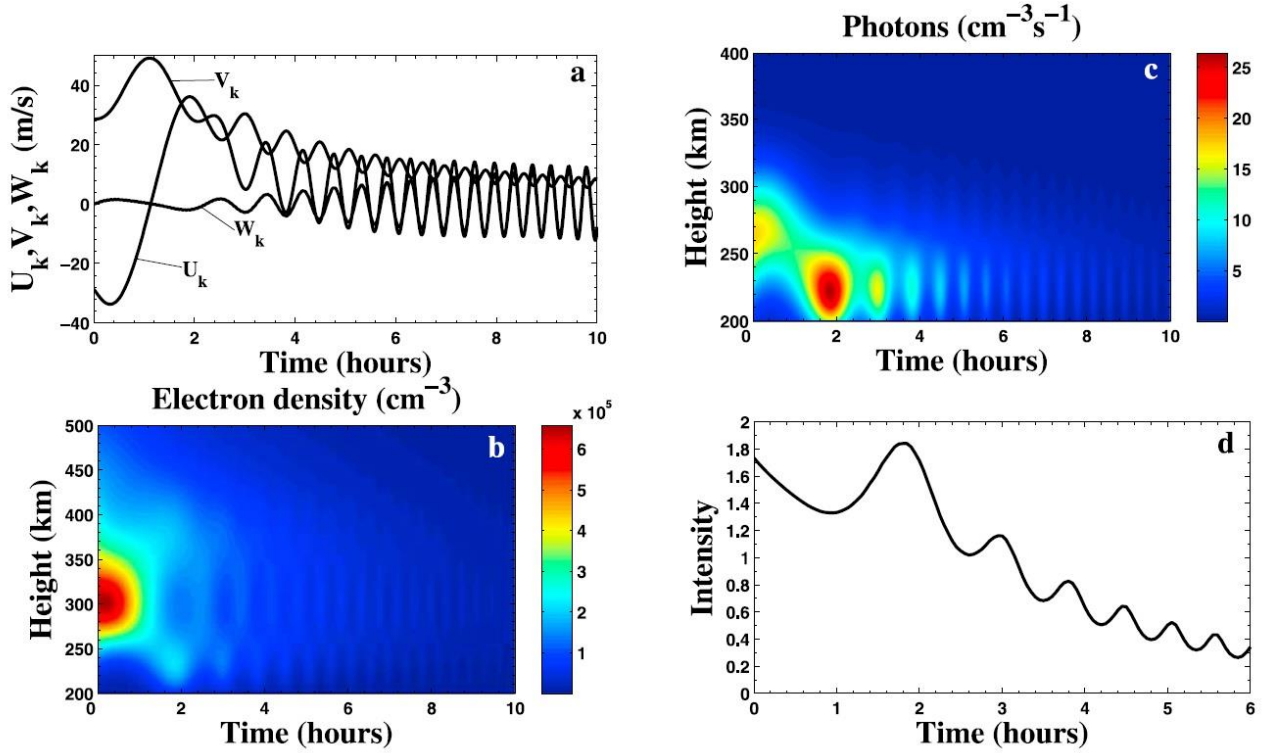
წანაცვლებითი ტალღის გავლენას  $I_{630}(t)$ -ის ყოფაქცევაზე შედეგად მოაქვს ნახ.4.1a და 1b-ზე მოყვანილი იმპულსური ზრდა. აღვნიშნავთ, რომ დამატებითი ფენების გაჩენა იონოსფეროს F რეგიონში დაკვირვებული იყო თბილისის იონოსფერული სადგურიდანაც, რომლის გეოგრაფიული კოორდინატებია  $41.65^\circ\text{N}$ ,  $42.82^\circ\text{E}$  (Sharadze and Kvavadze, 1967).



ნახ.4.2. (a) წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH ამპლიტუდების ცვლილების ანალიზური ამონახსნი  $U_k = \text{Re}(u_k)$ ,  $V_k = \text{Re}(v_k)$  და  $W_k = \text{Re}(w_k)$ ; (b) ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილი  $N_e(h, t)$ , (c) VER  $\epsilon_{630}(h, t)$  შემდეგი დროებისთვის:  $t=60$ წთ (უწყვეტი ხაზი),  $t=75$ წთ (წყვეტილი),  $t=90$ წთ (წერტილოვანი),  $t=105$ წთ (წყვეტილ-წერტილოვანი),  $t=120$ წთ (წვრილი მთლიანი ხაზი) და (d) წითელი ხაზის სრული ინტენსივობა  $I_{630}(t)$ .

ზემოთაღნიშნული შემთხვევა შეესაბამება ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში გრიგალური შემფოთებების (ფორმულა (4.1)) დამოუკიდებელ განვივთარებას, რომელიც მოხდა მცირე წანაცვლებისთვის ( $R_h \gg 10$ ) და ტალღის სიგრძეებისთვის  $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z \gg H$  (Didebulidze et al. 2004). (4.2)-(4.6) განტოლებების თანახმად, უნდა არსებობდეს კავშირი წანაცვლებით გამოწვეულ გრიგალურ შემფოთებებსა (ფორმულა (4.11)) და AGW-ს (ფორმულა (4.10)) შორის, ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში (ფორმულა (4.1)). წანაცვლებითი ტალღის გარდაქმნა ( $t > t_a$ -თვის) მცირეპერიოდიან AGW-ებში (Didebulidze 1999) მნიშვნელოვანი მოვლენაა, რომელიც უნდა აისახოს F2 რეგიონის

ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილის, წითელი ხაზის VER-ის და  $I_{630}(t)$  ცვლილებებში.



ნახ.4.3. (a) წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH ამპლიტუდების  $U_k = \text{Re}(u_k)$ ,  $V_k = \text{Re}(v_k)$  და  $W_k = \text{Re}(w_k)$  ცვლილების რიცხვითი ამონახსნები; (b) ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილი  $N_e(h,t)$ , (c) VER  $\epsilon_{630}(h,t)$  და (d) სრული წითელი ხაზის ინტენსივობა  $I_{630}(t)$ .

ნახ.4.3-ზე მოყვანილია: (a) წანაცვლებითი ტალღის სიჩქარის SFH ამპლიტუდების  $U_k = \text{Re}(u_k)$ ,  $V_k = \text{Re}(v_k)$  და  $W_k = \text{Re}(w_k)$  განვითარების რიცხვითი გათვლების შედეგები, (b) ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის პროფილი  $N_e(h,t)$ , (c) VER  $\epsilon_{630}(h,t)$  და (d) სრული წითელი ხაზის ინტენსივობა  $I_{630}(t)$ . წანაცვლებითი ტალღის და F2 რეგიონის პარამეტრების სიდიდეები იგივეა, რაც ნახ.4.2-ში.

ნახ.4.3, მრავალფენოვანი სტრუქტურის ფორმირებასთან ერთად (რომელიც ნაჩვენებია ნახ.4.2-ზე), F2 რეგიონის ელექტრონების კონცენტრაციის სიმაღლის განაწილებაში ( $t > t_a$ -თვის) აჩვენებს შესამჩნევ რხევებს ფორმულა (4.10)-ით აღწერილი AGW სიხშირეებით.  $N_e(h,t)$ -ის ასეთი ყოფაქცევა წარმოშობს წითელი ხაზის VER-ის (c) და ინტეგრალური ინტენსივობის (d) მნიშვნელოვან ზრდას, რომელსაც მოყვება მახასიათებელი ოსცილაციები მცირეპერიოდული AGW-თვის, რომლებიც ვრცელდებიან ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში. აქ ჩვენ გამოვიყენეთ F2 რეგიონის პარამეტრები და წანაცვლებითი ტალღები, რომლებიც ამჟღავნებენ წითელი ხაზის ინტენსივობის ყოფაქცევას და რომელიც ნახ.4.1d-ში დემონსტრირებულის ანალოგიურია.

#### 4.5. განხილვა

შემოთავაზებულ კვლევაში საშუალო განედების წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსური (1-3სთ ხანგრძლივობის) ზრდა ახსნილია ადგილზე წარმოშობილი ატმოსფერული წანაცვლებითი ტალღით. მოკლეპერიოდული AGW-ს მსგავსი ოსცილაციები, რომლებიც მოსდევს ამ იმპულსურ ზრდას, ასევე შეიძლება აიხსნას წანაცვლებითი ტალღის გარდაქმნით მოკლეპერიოდულ AGW-ში ჰორიზონტულ წანაცვლებით დინებაში. მოკლეპერიოდული AGW ვერ ვრცელდება  $\approx 150$ კმ-ზე მაღლა (Wang and Tuan 1988). ეს ნიშნავს, რომ წითელ ხაზში დაკვირვებული მოკლეპერიოდული AGW-ს მსგავსი ოსცილაციები, რომელიც მოსდევს მის იმპულსურ ზრდას (ნახ.4.1c და d) ასევე აჩვენებს მის ადგილზე წარმოშობას. ატმოსფერული ტალღების ადგილზე წარმოშობის წყარო არის არაერთგვაროვანი პერიოდული ნეიტრალების ქარი, აღწერილი (4.1) განტოლებით. თერმოსფერული ქარი მეტწილად არაერთგვაროვანია და ის მიახლოებით შეიძლება წარმოდგენილ იქნას ფორმულა (4.1)-ით, სხვადასხვა ჰელიო-გეოფიზიკურ პირობებში.

სამგანზომილებიანმა ატმოსფერულმა წანაცვლებითმა ტალღამ, განვითარებულმა მერიდიანულ ქარში ზონური წანაცვლებით, აღწერილი ფორმულა (4.1)-ით, შეიძლება წარმოშვას მერიდიანული ქარის ჩრდილოეთ კომპონენტის ( $u_0 + u_{sh}$ ) გაძლიერება, რაც კარგად ცნობილი მოვლენაა, როდესაც საშუალო განედებში იმპულსური ზრდა მოყვება დაბალი განედების შუალამის ტემპერატურის მაქსიმუმს (Midnight Temperature Maximum - MTM) (Otsuka et al. 2003). ჩრდილოეთის ქარის ასეთ ზრდას წანაცვლებითი ტალღის ვერტიკალური ტალღის სიგრძისთვის  $\lambda_z / 2$ , რომელიც ახლოა იონური სიმაღლის მასშტაბთან  $2H$  და მისი სიჩქარის მერიდიანული კომპონენტი  $u_{sh} > V_{ad} = 2\sqrt{\beta_0 D_0}$ , შეუძლია გამოიწვიოს იონების საგრძნობი ნაკადი ზევით და ქვევით და წარმოშოს F2 რეგიონის ელექტრონების კონცენტრაციის მრავალფენოვანი სტრუქტურა. წანაცვლებით ტალღას სიგრძით  $\lambda_z / 2 > 4H$  შეუძლია გამოიწვიოს მთელი F2 ფენის დაწევა, რომელიც ასევე თან სდევს წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსურ ზრდას (Otsuka et al. 2003). განხილულ შემთხვევებში, წანაცვლებითი ტალღა იწვევს იონების/ელექტრონების ნაკადს ქვევითკენ, წითელი ხაზის გამოსხივების ფენისკენ და მეორე პიკის ფორმირებას ( $\approx 245$ კმ), დაახლოებით 60კმ-ს ქვემოთ F2 ფენის მთავარი პიკიდან ( $\approx 305$ კმ) (ნახ.4.2b და 3b). განხილულ შემთხვევებში (ნახ.4.2c და 3c) წითელი ხაზის ინტენსივობა იზრდება მანამ, სანამ გამოჩნდება მეორე პიკი, წითელი ხაზის VER-ის სიმაღლის პიკთან ახლოს, რომლის შემდგომ ის სწრაფად კლებულობს, რაც იწვევს კიდეც  $I_{630}(t)$ -ის იმპულსურ ზრდას (ნახ.4.2d და 3d).

ჩვენ ასევე ავლნიშნავთ, რომ F2 ფენის დაწევა, რომელსაც თან ახლავს წითელი ხაზის ინტენსივობის მატება, ასევე დაიკვირვება ფართომასშტაბიანი მოხეტიალე იონოსფერული შეშფოთებების (Traveling Ionospheric Disturbances - TID) გავრცელებისას (Porter et al. 1974). ეს უკანასკნელი უფრო მეტად ხდება მაგნიტურად შეშფოთებულ დღეებში და უფრო სავარაუდოა, რომ გენერირდება პოლარულ რეგიონებში ( $> 68^\circ N$ ). ამ შემთხვევაში,  $hmF2$  და  $I_{630}$ -ში AGW-ს მსგავსი რხევები ხდება საწინააღმდეგო ფაზებით:  $hmF2$ -ის კლებისას  $I_{630}$  იზრდება და პირიქით.

წითელი ხაზის იმპულსური ზრდა ვრცელდება სხვადასხვა სიჩქარით (Misawa et al. 1984, Afraimovich et al. 2002, Colerico et al. 2006). იმ შემთხვევაში, როდესაც ფონური

მერიდიანული ქარის სიჩქარისთვის (4.1)-ში შესაძლებელია გამოვიყენოთ მიახლოება  $u_0 = U_0 + ay$ , ამ დინებაში აღძრული წანაცვლებითი ტალღა ვრცელდება მერიდიანის მიმართულებით, სადაც  $U_0 = const$  (Didebulidze and Pataraya 1999). ეს მოვლენა აჩვენებს იმპულსური ზრდის გავრცელების შესაძლებლობას როგორც ჩრდილოეთის ( $U_0 > 0$ ), ასევე სამხრეთის მიმართულებით ( $U_0 < 0$ ). სამხრეთის ფონური ქარის სიჩქარის მცირე მნიშვნელობების შემთხვევაში ( $u_0 < 0$ ) წანაცვლებითმა ტალღამ, გაზრდილი ჩრდილოეთის სიჩქარით ( $u_{sh} > 0$ ), შეიძლება გამოიწვიოს სამხრეთის ქარის შემცირება ( $u_0 + u_{sh} < 0$ ) და ასევე მისი მიმართულების შეცვლა ჩრდილოეთისკენ, წანაცვლებითი ტალღის არსებობისას, როდესაც  $u_0 + u_{sh} > 0$ .

აბსტრაქტში დაკვირვებულ წითელი ხაზის იმპულსურ ზრდას ადგილი აქვს შუალადის წინა და შემდგომ დროს. ის ასევე ხდება მაგნიტურად შეშფოთებულ დღეებში. ეს აჩვენებს, რომ ამ მოვლენის შესაძლო წყარო არ შეიძლება იყოს მხოლოდ ის, რომელიც დაბალი განედების MTM-თან ერთად ხდება ან თან სდევს მას. ის ასევე უნდა იყოს პოლარულ რეგიონებში. დაბალი განედების MTM და SSC, რომლებიც შეიძლება წინ უსწრებდნენ საშუალო განედის არაერთგვაროვან მერიდიანულ ქარს, ძალზე ცვალებადი მოვლენებია.

აღსანიშნავია, რომ თერმოსფეროს ქარში მნიშვნელოვანი ცვლილებები ხდება ასევე დღედამტოლობების დროს. ამ შემთხვევაში შესაძლებელია აღიძრას ადგილობრივი წანაცვლებითი ტალღა და მოკლეპერიოდიანი AGW (Didebulidze et al. 2002).

ჩვენი განხილვა აჩვენებს, რომ დინამიური და თერმული პროცესების წყაროების იდენტიფიკაციისთვის, რომლებიც იწვევენ საშუალო განედის წითელი ხაზის ინტენსივობის იმპულსურ ზრდას და მის დროში ცვალებადობას, საჭიროებს ზედა ატმოსფეროს რამდენიმე პარამეტრის კომპლექსურ შესწავლას: ნეიტრალების ქარი, ტემპერატურა, წნევა, ნეიტრალების კონცენტრაცია და F რეგიონის პლაზმა. ანალოგიური კვლევა ჩატარებულ იქნა სიკაშკაშის ტალღისა და დაბალი განედების MTM-ს შორის კავშირის დასადგენად (Meriwether et al. 2008 და მასში მითითებული

ლიტერატურა). კომპლექსურმა კვლევებმა ასევე შესაძლოა გამოავლინოს ზედა ატმოსფეროს დამატებითი გაცხელება, გამოწვეული ადგილობრივი წანაცვლებითი მოკლეპერიოდული AGW-ს დისიპაციით მოლეკულური სიბლანტის გამო (Didebulidze et al. 2004), რომელიც ასევე შეიძლება თან სდევდეს აღნიშნულ იმპულსურ ზრდას.

## თავი 5. დასკვნა და სამომავლო განვითარება

1. გამოვლენილ იქნა აბასთუმნის ასტროფიზიკურ ობსერვატორიაში (+41°45'18."19; E42°49'31."2) უღრუბლო დღეებისა და ღამეების წლიური და ნახევარწლიური ვარიაციები, გეომაგნიტური აქტივობის სხვადასხვა პირობებში. ამ აქტივობის მაჩვენებლად გამოყენებულ იქნა პლანეტური გეომაგნიტური Ap ინდექსი. ეს განაწილებები განსხვავებული აღმოჩნდა დღისა და ღამის შემთხვევებში. უღრუბლო დღეების მაქსიმალური რიცხვი არის აგვისტოში, როდესაც ამ რეგიონში დედამიწის ზედაპირთან ტემპერატურა წლის განმავლობაში ყველაზე მაღალია. გეომაგნიტურად შემფოთებულ პირობებში ( $Ap \geq 12$ ) ეს მაქსიმუმი ინაცვლებს სექტემბრის თვეში. უღრუბლო ღამეების შემთხვევაში კი მათი მაქსიმალური რიცხვი სექტემბერშია, ხოლო თუ ავიღებთ მხოლოდ გეომაგნიტურად წყნარ პერიოდებს ( $Ap < 12$ ), ეს პიკი თავს იჩენს აგვისტოში. ეს მოვლენები მიანიშნებს ღრუბელდაფარვის კავშირს კოსმოსურ ფაქტორებთან. ვინაიდან ეს მოვლენა ცხადადაა გამოკვეთილი, ჩვენ ემპირიულად აღვწერეთ მოწმენდილი დღეების ფარდობითი წილი. აღმოჩნდა, რომ წლიური ცვლილებები არაა დამოკიდებული Ap ინდექსზე, მაგრამ ნახევარწლიანი ვარიაციების ამპლიტუდები იცვლება Ap ინდექსის ზრდასთან ერთად. ჩვენს მიერ შედგენილი ემპირიული აპროქსიმაციისა და დაკვირვებითი მონაცემების კორელაცია ზოგ შემთხვევებში 96%-ს აღწევს.
2. დღე-ღამური განსხვავება ასევე აღმოჩნდა Ap ინდექსის შიდაწლიურ განაწილებებში. დღეების შემთხვევაში გვაქვს ნახევარწლიანი ვარიაციები მაქსიმუმით დღელამტოლობების თვეებში (მარტსა და სექტემბერში), ხოლო ღამეების შემთხვევაში თავს იჩენს დამატებითი მაქსიმუმი ივნისის ბუნიობის მიდამოებში, როდესაც ყველა და უღრუბლო დღეებისთვის მინიმუმია. ეს ასევე მიუთითებს კოსმოსურ ფაქტორებთან კავშირზე.
3. ნაჩვენები იქნა, რომ გალაქტიკური კოსმოსური სხივების შიდაწლიური ვარიაციები ასევე განსხვავებულია უღრუბლო დღეებისა და ღამეების პირობებში. წლის განმავლობაში გკს-ის ნაკადი აღწევს მინიმალურ მნიშვნელობას ივნისის თვეში,

რომელიც განსაკუთრებით მკვეთრია უღრუბლო ღამეების დროს. ეს შემთხვევა თანხვედრაშია იმ მოსაზრებასთან, რომ გკს-ის შემცირება იწვევს ღრუბლიანობის შემცირებას. ამ დროს დამატებითი მაქსიმუმი ჩნდება გეომაგნიტურად შემფოთებული უღრუბლო ღამეების შემთხვევაში.

4. ჩვენს მიერ მიღებული განსხვავებული მგრძნობიარობა დღისა და ღამის ღრუბელდაფარვისა კოსმოსური ფაქტორების მიმართ უნდა აისახებოდეს კლიმატის ცვლილებაზეც. ამ მოსაზრებას ასევე ამყარებს Ap ინდექსის სეზონური გრძელვადიანი ტრენდის უარყოფითი მნიშვნელობა უღრუბლო ღამეების დროს ზაფხულის სეზონში, რაც ნიშნავს მაგნიტურად შემფოთებული უღრუბლო ღამეების შემცირებას. ამავე დროს, უღრუბლო დღის შემთხვევაში ტრენდი დადებითია. ამ ორი მოვლინის ჯამი უნდა აისახებოდეს მოცემულ რეგიონში დედამიწის რადიაციულ ბალანსზე და, შესაბამისად, კლიმატის ცვლილების რეგიონულ თავისებურებაზეც.
5. გკს-ს ნაკადის შიდაწლიური ცვლილების შეფასებისთვის (მზის მინიმუმისა და მაქსიმუმის ფაზებში) გამოვიყენეთ Alania et al.-ის (2014) მიერ შექმნილი 2-D მოდელი, სადაც გადატანის განტოლებაში მხედველობაში მიღებულია მზის ქარის სიჩქარის V და საპლანეტაშორისო მაგნიტური ველის B-ს ადგილზე გაზომვები. ექსპერიმენტულსა და თეორიულ მონაცემებს შორის კარგი თანხმობის მისაღებად საჭიროა მოდელში დამატებითი ფაქტორების გათვალისწინება, რაც მომავალ სამუშაოებში იგეგმება.
6. ნაჩვენები იქნა, რომ მაგნიტურად წყნარ პირობებში ( $Ap < 12$ ) 630.0 ნმ ხაზის ინტენსივობა მინიმალურია დღედამტოლობის თვეებში, მაშინ, როდესაც 557.7 ნმ ხაზის ინტენსივობა მაქსიმალურია. წითელი ხაზის ინტენსივობა მატულობს მაის-ივლისში და შედარებით დაბალია ივნისში, ხოლო მწვანე ხაზისა ამავე თვეში მაქსიმალურია.
7. ნაჩვენები იქნა, რომ წითელი და მწვანე ხაზების ინტენსივობები ყველა სეზონებში მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში უფრო მაღალია, ვიდრე მინიმუმში. მათი შიდაწლიური განაწილებები ერთმანეთის მსგავსია. ჩვენ ვთვლით, რომ ივნისის

ყოფაქცევა ქვედა და ზედა ატმოსფეროების რეგიონული თავისებურების გამოხატულებაა, რომელიც შეიძლება მოდულირებული იყოს კოსმოსური ფაქტორის მიერ, რომელიც ღრუბელდაფარვის პროცესშიცაა ასახული. ორივე ხაზის ინტენსივობის შიდაწლიური განაწილება მაგნიტურად შემფოთებულ პირობებში ( $Ap \geq 12$ ) შედარებით მცირედ იმატებს, ვიდრე მზის აქტივობის მაქსიმუმის ფაზაში. მიღებული შიდაწლიური ცვლილებები, ზაფხულის სეზონის ჩათვლით, შესაძლოა, იყოს გეომაგნიტური პროცესების დროს წარმოშობილი პლანეტური მასშტაბის დინამიკის შედეგი. წითელი და მწვანე ხაზების შიდაწლიური ყოფაქცევის გარკვეული მსგავსება მაგნიტურად შემფოთებული ღამეების რიცხვის განაწილებასთან და მათში წლიური და ნახევარწლიური ვარიაციების არსებობა მიუთითებს, კოსმოსური ფაქტორების გავლენასთან ერთად, ზედა და ქვედა ატმოსფეროს პარამეტრების ურთიერთკავშირზე.

8. ქვედა და ზედა ატმოსფეროს ურთიერთკავშირი და მათზე კოსმოსური ფაქტორების გავლენა უნდა გათვალისწინებულ იქნას მოდელურ გათვლებში. ჩვენს მიერ შესწავლილ იქნა ღამის ცის ნათების ატომური ჟანგბადის წითელი 630 ნმ ხაზის სრული ინტენსივობის ყოფაქცევა, რომელიც დაიკვირვება აბასთუმნიდან და რომელიც სტრუქტურულ და დინამიურ ცვლილებებს იწვევს, რაც უნდა აისახებოდეს ქვედა ატმოსფეროს პარამეტრების ცვალებადობაში. ჩატარებულ იქნა რიცხვითი გათვლები, რაც ამ საკითხის შემდგომი განვითარების საშუალებას იძლევა.
9. დისერტაციაში პირველადაა გამოკვლეული და მოყვანილი ღრუბელდაფარვის პროცესის შიდაწლიური ცვალებადობა. ამ ვარიაციებში მოწმენდილი დღეების ფარდობითი წილის წლიური განაწილება (მაქსიმუმით აგვისტოში) არ არის დამოკიდებული გეომაგნიტურ შემფოთებებსა და მზის აქტივობაზე, რაც იმის მანიშნებელია, რომ მისი განმსაზღვრელი უნდა იყოს მოცემულ რეგიონში საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურის შიდაწლიური ცვლილებები, რომელიც უმეტეს რეგიონში ასევე აგვისტოშია. დამზერილი მოწმენდილი ღამეების ფარდობითი წილის ნახევარწლიური ცვლილებები მაქსიმუმებით მარტსა და სექტემბერში დამოკიდებულია პლანეტური გეომაგნიტური  $Ap$  ინდექსის მნიშვნელობაზე, რაც

პირველად იქნა შემჩნეული წარმოდგენილ დისერტაციაში და ღრუბელდაფარვის პროცესზე კოსმოსური ფაქტორის შესაძლო გავლენის მანიშნებელია.

10. ნახევარწლიანი ვარიაციები მნიშვნელოვანია ოზონის ჯამური შემცველობის განაწილებაში (სტრატოსფეროში), ქვედა თერმოსფეროს მწვანე ხაზის ინტენსივობებში, წითელი ხაზის და ასევე იონოსფეროს F2 ფენის მაქსიმუმის, ელექტრონების მაქსიმალური კონცენტრაციის სიმაღლის ცვლილებებში. მათი გათვალისწინება მნიშვნელოვანია აღნიშნული პარამეტრების გრძელვადიანი ცვლილებების შესასწავლად და, შესაბამისად, შეგვიძლია ვივარაუდოთ, რომ მასში ასახულია როგორც ქვედა და ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს კავშირები, ასევე მასში კოსმოსური ფაქტორის არსებობა. ამგვარი ქვედა-ზედა ატმოსფერო-იონოსფეროს, ასევე, მზის ქარის, გკს-ის, მაგნიტოსფერო-იონოსფერო-ქვედა ატმოსფეროს კავშირების მოდელირებას დიდი მნიშვნელობა აქვს და ის თანამედროვე წამყვანი კვლევითი ცენტრების ერთ-ერთ ძირითად ამოცანას წარმოადგენს.
11. მიღებული შედეგები საშუალებას იძლევა ატმოსფერული პარამეტრების გრძელვადიან ცვლილებებში განხილული იქნას როგორც წლიური და შიდაწლიური ცვლილებების, ასევე გკს-ისა და მზის ულტრაიისფერი გამოსხივების მნიშვნელობა. ამგვარ შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს როგორც გლობალურ, ასევე რეგიონულ მასშტაბებში, რაც დისერტაციაში წარმოდგენილი შედეგებით დასტურდება. ეს შედეგები ასევე მიანიშნებს აბასთუმნის რეგიონში არსებულ განსაკუთრებულ პირობებზე მსგავსი კვლევების განვითარებისათვის.

## ბიბლიოგრაფია

- Alania, M. V., Modzelewska, R. and Wawrzynczak, A. Peculiarities of cosmic ray modulation in the solar minimum 23/24. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2014, Volume 119, Issue 6, pp. 4164-4174.
- Afraimovich, E. L., Ashkaliev, Ya. F., Aushev, V. M., Beletsky, A. B., Vodyannikov, V. V., Leonovich, L. A., Lesyuta, O. S., Lipko, Yu. V., Mikhalev, A. V. and Yakovets, A. F. Simultaneous radio and optical observations of the mid-latitude atmospheric response to a major geomagnetic storm of 6-8 April 2000. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2002, 64, 1943-1955.
- Banks, P. M. and G. Kockarts. *Aeronomy, Part B*, 1973. Academic Press, Inc., New York.
- Barth, C.A. The 5577-angstrom airglow. *Science*, 1961, 134, 1426.
- Belinskaya, A.Yu., Kazimirovski, E.S., Matafonov, G.K. and Sich R.A. *Solar-Earth Physics*, 2003, 3, 8-12 (in Russian).
- Bencze, P. Geographical distribution of long-term changes in the height of the maximum electron density of the F region: A nonmigrating-tide effect? *J. Geophys. Res.* 2009, 114, A6, A06304.
- Bilitza, D. and B.W. Reinisch. *International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters*. *Adv. Space Res.* 2008, 42, 4, 599-609.
- Brasseur, G. The response of the middle atmosphere to long-term and short-term solar variability: A two-dimensional model. *Journal of Geophysical Research*, 1993, Volume 98, Issue D12, p. 23079-23090.
- Burke, W. J., Gentile, L. C. and Hagan, M. P. Thermospheric heating by high-speed streams in the solar wind. *Journal of Geophysical Research*, Volume 115, Issue A6, 2010.
- Caballero-Lopez, R. A. and Moraal, H. Limitations of the force field equation to describe cosmic ray modulation. *Journal of Geophysical Research*, 2004, Volume 109, Issue A1.
- Carrera, M.L. and Gyakum J.R. Significant events of HIS atmosphere mass exchange, 2003. *American Meteorological Society*.
- Carslaw, K. Atmospheric physics: Cosmic rays, clouds and climate. *Nature*, 2009, 460, 7253, 332-333.
- Colerico, M.J. and Mendillo, M. The current state of investigations regarding the thermospheric midnight temperature maximum (MTM). *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2002, 64, 1361-1369.
- Colerico, M.J., Mendillo, M., Fesen, C.G. and Meriwether, J. Comparative investigations of equatorial electrodynamics and low-to-mid latitude coupling of the thermosphere-ionosphere system. *Ann. Geophys.*, 2006, 24, 503-513.
- Colerico, M., Mendillo, M., Nottingham, D., Baumgardner, J., Meriwether, J., Mirick, J., Reinisch, B.W., Scali, J. L., Fesen, C. G. and Biondi, M. A.. Coordinated measurements of F region dynamic related to the thermospheric midnight temperature maximum. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101, 26783-26794.
- Dickinson, R. E. Solar variability and the lower atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, Vol. 56, p. 1240-1248.

- Didebulidze, G.G. and Pataraya, A. D.. Intensity variations of the 630-nm red oxygen line in the nightglow during the passage of an internal gravity wave soliton in the F-region. *Poliarnye Siyaniya i Svechenie Nochnogo Neba*, 1989, 33, 85-92.
- Didebulidze, G.G. and Pataraya, A. D.. Ionosphere F2-region under the influence of the evolutionary atmospheric gravity waves in horizontal shear flow. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1999, 61, 479-489.
- Didebulidze, G.G. Evolution of Atmospheric Gravity Waves in Horizontal Shear Flow, *Phys. Scripta*, 1999, 60, 593-600.
- Didebulidze G.G., Chilingarashvili S.P., Kvavadze N.D. and Sharadze Z.S. *Phys. Chem. Earth B.*, 2000, 25(5/6), pp.443-446.
- Didebulidze, G.G., Chilingarashvili, S.P., Toroshelidze, T.I., Murusidze, I.G., Kvavadze, N.D. and Sharadze, Z.S. On the possibility of in situ shear excitation of vortical perturbations and their coupling with short-period gravity waves by airglow and ionosphere observations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2002, 64:1105-1116.
- Didebulidze, G.G., Kafkalidis, J. F. and Pataraya, A. D.. Coupling processes between atmospheric vortical perturbations and acoustic-gravity waves in the mesosphere-thermosphere regions. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2004, 66, 715-732.
- Didebulidze, G.G., Iskandarova, V.M. Todua, M.M. and Javakhishvili, G.Sh. The relationship between total ozone content over Abastumani and geomagnetic disturbances. *Journal of the Georgian Geophysical Society*, 2006, vol.11B.
- Didebulidze, G.G. and Lomidze, L. N. The formation of sporadic E layers by a vortical perturbation excited in a horizontal wind shear flow. *Ann. Geophys.*, 2008, 26, 1741-1749.
- Didebulidze, G.G.; Lomidze, L.N.; Gudadze, N.B.; Todua, M. Multilayered structures in the ionosphere F<sub>2</sub> region and impulse-like increase of the nightglow red 630 nm line intensity as a result of influence of shear excited atmospheric vortical perturbations. *Journal of Geophysical Research*, Volume 114, Issue A3, 2009.
- Didebulidze, G.G., Lomidze, L.N., Gudadze, N.B., Pataraya, A.D., and Todua, M. Long-term changes in the nightly behaviour of the oxygen red 630.0 nm line nightglow intensity and trends in the thermospheric meridional wind velocity. *International Journal of Remote Sensing*, 2011, 32, 3093-3114.
- Didebulidze, G.G. and Todua, M. Investigation of presence of cosmic factors in the inter-annual distributions of cloudless days and nights in Abastumani. *Sun and Geosphere*, 2015, vol.10, No.1, pp.59-63.
- Dorman, L. Cosmic rays in magnetospheres of the Earth and other planets. *Astrophysics and Space Science Library*, 2009, Volume 358. Springer Netherlands.
- Egorova, T., Rozanov, E., Zubov, V., Schmutz, W. and Peter, Th. Influence of solar 11-year variability on chemical composition of the stratosphere and mesosphere simulated with a chemistry-climate model. *Advances in Space Research*, 2005, Volume 35, Issue 3, 451-457.
- Elbert, B. *Introduction to Satellite Communications*, 3rd ed., 2008. Artech House.
- Fishkova, L.M. *The Night Airglow of the Earth Mid-latitude Upper Atmosphere*. Metsniereba Publ. House, 1983, Tbilisi (in Russian).

- Givishvili, G.V., Leshchenko, L.N., Lysenko, E.V., Perov, S.P., Semenov, A.I., Sergeenko, N.P., Fishkova, L.M. and Shefov, N.N.. Long-term trends of some characteristics of the Earth's atmosphere. Experimental results, *Izvestia AN Fiz. Atm. Okean*. 1996, 32, 3, 329-339 (in Russian).
- Gleeson, L. J. and Axford, W. I. Solar Modulation of Galactic Cosmic Rays. *Astrophysical Journal*, 1968, vol. 154, p.1011.
- Gossard, E. E. and W. H. Hooke. *Waves in the atmosphere*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, 1975.
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, B. and White W. Solar Influences on Climate. *Reviews of Geophysics*., 2010, 48, RG4001.
- Greenspan, J. A. Synoptic description of the 6300 Å nightglow near 78° west longitude. *J. Atmos. Terr. Phys.* 1966, 28, 739-745.
- Gudadze, N. B., Didebulidze, G. G., Lomidze, L. N., Javakhishvili, G. Sh., Marsagishvili, M. A. and Todua, M. Different long-term trends of the oxygen red 630.0 nm line nightglow intensity as the result of lowering the ionosphere F2 layer. *Ann. Geophys.*, 2008, 26, 2069-2080.
- Gudadze, N.B., Didebulidze, G.G., Javakhishvili, G.Sh., Shepherd, M.G. and Vardosanidze, M.V. Long-term variations of the oxygen red 630 nm line night-glow intensity. *Canadian J. Phys.*, 2007, 85, 2, 189-198.
- Hagan, M. E., Forbes, J. M. Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 2002, Volume 107, Issue D24, pp. ACL 6-1.
- Haigh, J. D. Modelling the impact of solar variability on climate. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1999, Volume 61, Issue 1-2, p. 63-72.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis, K. Asamoah, S. Borenstein, E. Brown, B. Cairns, G. Caliri, M. Campbell, B. Curran, S. de Castro, L. Druyan, M. Fox, C. Johnson, J. Lerner, M.P. McCormick, R.L. Miller, P. Minnis, A. Morrison, L. Pandolfo, I. Ramberran, F. Zaucker, M. Robinson, P. Russell, K. Shah, P. Stone, I. Tegen, L. Thomason, J. Wilder and H. Wilson. A Pinatubo climate modeling investigation. In *The Mount Pinatubo Eruption: Effects on the Atmosphere and Climate* (G. Fiocco, D. Fua, and G. Visconti, Ed.). NATO ASI Series Vol. I 42, pp. 233-272. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 1996.
- Hargreaves, J. K. *The Solar-Terrestrial Environment - An Introduction to Geospace - the Science of the Terrestrial Upper Atmosphere, Ionosphere, and Magnetosphere*. Cambridge University Press, 1995.
- Haynes, J.M., Vonder Haar, T.H., L'Ecuyer, T., Henderson, D. Radiative heating characteristics of earth's cloudy atmosphere from vertically resolved active sensors. *Geophysical Research Letters* Volume 40, 2013, Issue 3, pages 624-630.
- Hedin, A. E. Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96, 1159-1172.
- Hines, C.O. *The Upper Atmosphere in Motion*. Geophysical Monograph Series, Vol. 18, AGU, Washington, 1027 pp. 1974.
- Jokipii, J. R. and Kopriva, D.A. Effects of particle drift on the transport of cosmic rays. III - Numerical models of galactic cosmic-ray modulation. *Astrophys. J.*, 1979, 234, 384-392.

- Jokipii, J. R., Levy, E. H. and Hubbard, W. B. Effects of particle drift on cosmic-ray transport. I - General properties, application to solar modulation, *Astrophysical Journal*, 1977, 1, 213, 861-868.
- Khomich, V.Yu., Semenov, A.I. and Shefov, N.N. *Airglow as an Indicator of Upper Atmospheric Structure and Dynamics*, Springer, Berlin Heidelberg, 2008.
- Kirkby, J., Curtius, J., Almeida, J., Dunne, E., Duplissy, J., Ehrhart, S., Franchin, A., Gagné, S., Ickes, L., Kürten, A. and 53 authors. Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature*, 2011, Volume 476, Issue 7361, pp. 429-433.
- Kokkalis, P., Mamouri, R. E., Todua, M., Didebulidze, G. G., Papayannis, A., Amiridis, V., Basart, S., Pérez, C. and Baldasano, J. M. Ground-, satellite- and simulation-based analysis of a strong dust event over Abastumani, Georgia, during May 2009. *International Journal of Remote Sensing*, 2012, vol. 33, issue 16, pp. 4886-4901.
- Kota, J. and Jokipii, J. R. Effects of drift on the transport of cosmic rays. VI - A three-dimensional model including diffusion. *Astrophys. J.*, 1983, 1, 265, 573-581.
- Kudela, K. and Brenkus, R.. Cosmic ray decreases and geomagnetic activity: list of events 1982-2002. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2004, 66, 1121-1126.
- Laštovička, J., Mikhailov, A. V., Ulich, T., Bremer, J., Elias, A. G., Ortiz de Adler, N., Jara, V., Abarca Del Rio, R., Foppiano, A. J., Ovalle, E. and Danilov, A. D. Long-term trends in foF2: A comparison of various methods. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2006, Volume 68, Issue 17, p. 1854-1870.
- Legrand, J.P. and P.A. Simon. Solar cycle and geomagnetic activity: A review for geophysicists. Part I. The contributions to geomagnetic activity of shock waves and of the solar wind. *Ann. Geophys.* 1989, 7, 6, 565-578.
- Liu, G., Shepherd, G.G. and Roble, R.G. Seasonal variations of the nighttime O(1S) and OH airglow emission rates at mid-to-high latitudes in the context of the large-scale circulation. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2008, Volume 113, Issue A6.
- Love, J.J. Secular trends in storm-level geomagnetic activity, *Annales Geophysics*, 2011, 29, 251-262.
- Lu, G., Richmond, A. D., Emery, B. A., Reiff, P. H., de La Beaujardiere, O., Rich, F. J., Denig, W. F., Kroehl, H. W., Lyons, L. R. and Ruohoiminen, J. M. Interhemispheric asymmetry of the high-latitude ionospheric convection pattern. *Journal of Geophysical Research*, 1994, vol. 99, no. A4, p. 6491-6510.
- Marsh, N.D. and Svensmark, H. Low cloud properties influenced by cosmic rays. *Physical Review Letters* 85, 2000, 5004-5007.
- Martin I.M., Toroshelidze T., Alves W.E., Mello M.G.S., Gusev A.A. and Pugacheva G.I. *Adv. Space Res.*, 1999, 24(5), pp.625-630.
- McDade, I.C., Murtagh, D.P., Greer, R.G.H., Dickinson, P.H.G., Witt, G., Stegman, J., Llewellyn, E.J., Thomas, L. and D.B. Jenkins. ETON 2: Quenching parameters for the proposed precursors of O2 (b1  $\Sigma^+g$ ) and O(1S) in the terrestrial nightglow. *Planet. Space Sci.* 1986, 34, 9, 789-800.
- McPherron, R. L., Baker, D. N. and Crooker, N. U. Role of the Russell-McPherron effect in the acceleration of relativistic electrons. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2009, Volume 71, Issue 10-11, p. 1032-1044.
- Megrelishvili, T.G. Regularities of the variations of the scattered light and emission of the Earth twilight atmosphere. Metsniereba Press, Tbilisi, 1981. (in Russian)

- Mendillo, M., Baumgardner, J., Colerico, M. and Nottingham, D. Imaging science contributions to equatorial aeronomy: Initial results from the MISETA program. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1997, 59, 1587-1599.
- Meriwether, M., Faivre, C. Fesen, Sherwood, P. and Veliz O. New results on equatorial thermospheric winds and midnight temperature maximum. *Ann. Geophys.*, 2008, 26, 447-466.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. and McFadden, P.L. *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. International Geophysics Series 63. Academic Press, 1996.
- Misawa, K., Takeuchi, I., Kato, Y. and Aoyama, Y. Apparent progression of intensity variations of the oxygen red line. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1984, 46, 39-46.
- Mursula, K., and Martini, D. Centennial increase in geomagnetic activity: Latitudinal differences and global estimates. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111, A08209.
- Nakagawa, T. and Iizima, M. Atmospheric drag effects on the KOMPSAT-1 satellite during geomagnetic superstorms. *Earth, Planets and Space*, 2006, Volume 58, p. e25-e28.
- Nelson, G. J. and Cogger, L. L. Dynamical behavior of the nighttime ionosphere at Arecibo. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1971, 33, 1711-1726.
- Newell, R.E., Vincent, D.G., Kidson, J.W. Interhemispheric mass exchange from meteorological and trace substance observations. *Tellus*, 1969, Vol. 21, Issue 5, p.641-647.
- Ney, E. P. Cosmic Radiation and the Weather. *Nature*, 1959, 183 (4659): 451-452.
- Otsuka, Y., Kadota, T., Shiokawa, K., Ogawa, T., Kawamura, S., Fukao, S. and Zhang, S.-R. Optical and radio measurements of a 630-nm airglow enhancement over Japan on 9 September 1999. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108, 1252.
- Parker, E. N. Dynamics of the Interplanetary Gas and Magnetic Fields, *Astrophys. J.*, 1958, 128, 664.
- Parker, E. N. The passage of energetic charges particles through interplanetary space. *Planet. Space. Sci.*, 1965, 13, 9-49.
- Picone, J.M., Hedin, A.E., Drob, D.P. and Aikin, A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues, *J. Geophys. Res.* 2002, 107, A12, SIA 15-1 – SIA 15-16.
- Porter, H. S. and Tuan, T. F. On the bahavior of the F-layer under the influence of gravity waves. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1974, 36, 135-157.
- Porter, H. S., Silverman, S.M. and Tuan, T. F. On the behavior of the airglow under the influence of gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 1974, 79, 3827-3833.
- Rangarajan, G. K. and Iyemori, T. Time variations of geomagnetic activity indices Kp and Ap: an update. *Annales Geophysicae*, 1997, vol. 15, Issue 10, pp.1271-1290.
- Rishbeth, H. and Garriott, O. K. *Introduction to ionospheric physics*, New York and London, Academic Press, 1969.
- Rishbeth, H. and Roble, R.G. Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – Modelling of thermospheric and ionospheric effects. *Planetary and Space Science*, 1992, 40, 1011-1026.
- Roble, R.G. and Dickinson, R.E. How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? *Geophys. Res. Lett.*, 1989, 16, 12, 1441-1444.

- Rossi, B. and Olbert, S. Introduction to the physics of space. New York: McGraw-Hill, 1970.
- Rouillard, A.P. and Lockwood, M. Centennial changes in solar activity and the response of galactic cosmic rays. *Advances in Space Research*, 2007, 40, 1078–1086.
- Russell, C.T. and McPherron, R.L. Semiannual Variation of Geomagnetic Activity. *Journal of Geophysical Research*, 1973, 78(1), 92-108.
- Semeter, J., Mendillo, M., Baumgardner, J., Holt, J., Hunton, D.E. and Eccles, V. A study of oxygen 6300 Å airglow production through chemical modification of the nighttime ionosphere. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101, A9, 19683-19699.
- Sharadze, Z. S. and Kvavadze, D. K. Vertically moving disturbances and the structure of the ionosphere. *Geomagn. Aeronomy*, 1967, 7, 95-99.
- Shepherd, G. G., Stegman, J., Espy, P., McLandress, C., Thuillier, G. and Wiens, R. H. Springtime transition in lower thermospheric atomic oxygen. *Journal of Geophysical Research*, 1999, Volume 104, Issue A1, p. 213-224.
- Shepherd, G.G., Liu, G. and Roble, R.G. Large-scale circulation of atomic oxygen in the upper mesosphere and lower thermosphere, *Adv. Space Res.* 2005, 35, 11, 1945-1950.
- Shepherd, G.G., Stegman, J., Singer, W. and Roble, R.G. Equinox transition in wind and airglow observation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2004, Volume 66, Issue 6-9, p. 481-491.
- Shepherd, M. G., Espy, P. J., She, C. Y., Hocking, W., Keckhut, P., Gavrilieva, G., Shepherd, G. G. and Naujokat, B. Springtime transition in upper mesospheric temperature in the northern hemisphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2002, Volume 64, Issue 8-11, p. 1183-1199.
- Shindell, D.T., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J. and Lonergan, P. Solar cycle variability, ozone and climate. *Science*, 1999, 284, 305-308.
- Siluszzyk, M., Wawrzynczak, A. and Alania, M.V. A model of the long period galactic cosmic ray variations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2011, 73, 13, 1923-1929.
- Sobral, J. H. A., Takahashi, H., Abdu, M. A., Muralikrishna, P., Sahai, Y., Zamlutti, C. J., de Paula, E. R. and Batista, P. P. Determination of the quenching rate of the O(1 D) by O(3 P) from rocket-born optical (630 nm) and electron density data, *J. Geophys. Res.*, 1993, 98, 7791-7798.
- Spogli, L., Alfonsi, L., de Franceschi, G., Romano, V., Aquino, M. H. O. and Dodson, A. Climatology of GPS ionospheric scintillations over high and mid-latitude European regions. *Annales Geophysicae*, 2009, Volume 27, Issue 9, 2009, pp.3429-3437.
- Svensmark, H. and Friis-Christensen, E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1997, 59, 1225–1232.
- Tinsley, B.A. The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics. *Reports on Progress in Physics*, 2008, Volume 71, Issue 6.
- Tinsley, B.A., Zhou, L., and Plemmons, A. Changes in scavenging of particles by droplets due to weak electrification in clouds. *Atmos. Res.*, 2006, 79, 266-295.

Tinsley, B.A. Correlations of atmospheric dynamics with solar wind-induced changes of air-Earth current density into cloud tops. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1996, Volume 101, Issue D23, pp. 29,701-29,714.

Todua, M. and Didebulidze, G. G. Cosmic factors influence on the inter-annual variations of the green 557.7 Nm line and red 630.0 Nm line nightglow intensities and their possible coupling with cloud covering at Abastumani (41.75°N, 42.82°E). *Acta Geophysica*, Volume 62, Issue 2, pp.381-399, 2014.

Usoskin, I.G., Korte, M. and Kovaltsov, G.A. Role of centennial geomagnetic changes in local atmospheric ionization. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35: L05811.

Usoskin, I.G., Alanko-Huotari, K., Kovaltsov, G.A. and Mursula, K. Heliospheric modulation of cosmic rays: Monthly reconstruction for 1951-2004. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2005, Volume 110, Issue A12,

Varotsos C., Cartalis C., Vlamakis A., Tzanis Ch., and Keramitsoglou I. The Long-Term Coupling between Column Ozone and Tropopause Properties. *J. Climate*, 2004, 17, pp.3843-3854.

Voigtländer, J., Duplissy, J., Rondo, L., Kürten, A. and Stratmann, F. Numerical simulations of mixing conditions and aerosol dynamics in the CERN CLOUD chamber. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, Volume 12, Issue 4, pp.2205-2214.

Wang, D.Y. and Tuan, T.F. Brunt-Doppler ducting of small-period gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 1988, 93, 9916–9926.

Wawrzynczak, A. and Alania, M. Numerical Solution of the Time and Rigidity Dependent Three Dimensional Second Order Partial Differential Equation. *Lecture Notes in Computer Science, Parallel Processing and Applied Mathematics 2009, Part I, LNCS 6067*, pp. 105-114, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010.

Webber, W. R. and Lockwood J. A. Voyager and Pioneer spacecraft measurements of cosmic ray intensities in the outer heliosphere: Toward a new paradigm for understanding the global solar modulation process: 1. Minimum solar modulation (1987 and 1997). *J. Geophys. Res.* 2001,106, A12, 29323-29332.

Woods, T. N., Eparvier, F. G., Hock, R., Jones, A. R., Woodraska, D., Judge, D., Didkovsky, L., Lean, J., Mariska, J., Warren, H., McMullin, D., Chamberlin, P., Berthiaume, G., Bailey, S., Fuller-Rowell, T., Sojka, J., Tobiska, W. K. and Viereck, R. Extreme Ultraviolet Variability Experiment (EVE) on the Solar Dynamics Observatory (SDO): Overview of Science Objectives, Instrument Design, Data Products, and Model Developments. *Solar Physics*, 2012, Volume 275, Issue 1-2, pp. 115-143.

Zhao, H. and Zong, Q.-G. Seasonal and diurnal variation of geomagnetic activity: Russell-McPherron effect during different IMF polarity and/or extreme solar wind conditions. *JGResearch*, 2012, Volume 117, Issue A11.