

570 /
2003/2



საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია
ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის
გეოგრაფიის ინსტიტუტის ურობავი

USSN1512-1224

ტომი №21

ჰავის თანამედროვე ცვლილება
საქართველოში.
მეტეოროლოგიური ელემენტების
ურთიერთგავლენის და ცვალებადობა

საქ. მეცნ. აკადემიის წევრ-კორ., პროფ. ზ. ტატაშვილის
და პროფ. კ. თავართქილაძის რედაქციით

თბილისი
2003



საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია
 მახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის
 შრომები

USSN1512-1224

ტომი №21

**კვიპის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში.
 მეტეოროლოგიური ელემენტების პერიოდულობის
 და სვლაგება**

საქ. მეცნ. აკადემიის წევრ-კორ.,
 პროფ. ზ. ტატაშიძის და პროფ. კ. თავართქილაძის რედაქციით

Академия наук Грузии

Труды Института Географии им. Вахушти Багратиони

USSN 1512-1224

том №21

**СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ГРУЗИИ.
 ВЗАИМОСВЯЗЬ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ
 МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ**

Под редакцией член-кор. АН Грузии,
 проф. З. Таташидзе и проф. К. Таварткиладзе

Georgian Academy of Sciences

Transactions of Vakhushti Bagrationi Institute of Geography

USSN 1512-1224

vol №21

**CONTEMPORARY CHANGE OF CLIMATE
 OF GEORGIA.
 CORRELATION AND VARIABILITY OF THE
 WEATHER ELEMENTS**

Editors: Corr.-memb. of Georgian Academy of Sciences,
 Prof. Z. Tatashidze and Prof. K. Tavartkiladze



საქართველოს
გეოგრაფიული
სამეცნიერო
ზოგადი საზოგადოება

სარედაქციო კოლეგია: ი. ბონდირევი, გ. გაგუა, ვ. გელაძე, რ. გობეჯიშვილი, კ. თავართქილაძე (რედ.), ე. ინაშვილი, ჯ. კაპანაძე, ჯ. კეკელია, ა. კიკნაძე, დ. მუმლაძე, ვ. ნეიძე, ზ. სეფერთელაძე, ზ. ტაშაშვილი (რედ.), ე. წერეთელი, რ. ხაზარაძე, კ. ხარაძე, ა. ჯაშიაშვილი (მდივანი)

რეცენზენტები: ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი, პროფ. ა. ხანთაძე
გეოგრაფიულ მეცნიერებათა დოქტორი
რ. სამუკაშვილი

Редакционная коллегия: И. Бондырев, Г. Гагуа, В. Геладзе, Р. Гобеджишвили, Дж. Капанадзе, Дж. Кекелия, А. Кикнадзе, Д. Мумладзе, В. Неидзе, З. Сепертеладзе, К. Таварткиладзе (ред.), З. Таташидзе (ред.), Э. Церетели, Р. Хазарадзе, К. Харадзе, А. Джашиашвили (секр.)

Рецензенты: Доктор физико-математических наук, проф. А. Хантадзе
Доктор географических наук
Р. Самукашвили

Editorial board: I. Bondyrev, G. Gagua, V. Geladze, R. Gobejishvili, K. Tavartkiladze (Edit.), E. Inashvili, J. Kapanadze, J. Kekelia, A. Kiknadze, D. Mumladze, V. Neidze, Z. Seperteladze, S. Tatashidze (Edit.), E. Tsereteli, R. Khazaradze, K. Kharadze, A. Jashiashvili (Secr.)

Reviewers: Dr. Sci. of Physics and mathematics, Prof. A. Khantadze
Dr. of Geographical Sciences R. Samyakashvili

მსოფლიოს გლობალური ჰაეის ცვლილების ფონზე საქართველოში ჰაეის ცვლილებას მკვეთრად გამოხატული რეგიონალური თავისებურებანი გააჩნია. აღმოსავლეთ საქართველოში ჰაეის მკვეთრი დათბობის პარალელურად დასავლეთ საქართველოში აცფების პროცესს აქვს ადგილი. ჰაეის ცვლილებას, დათბობას ან აცფების, მეტეოროლოგიური ელემენტების რეჟიმული მდგომარეობისა და ურთიერთკავშირის ცვლილებები მოსდევს. კრებულში განხილულია ჰაეის ცვლილებების ამსახველი პროცესები საქართველოში და ურთიერთკავშირი ამ პროცესებს შორის.

კრებული გამიზნულია ჰაეის ცვლილებით დაინტერესებულ პირთათვის.

23057

На фоне глобального изменения климата изменение климата Грузии характеризуется явно выраженными региональными особенностями. Параллельно с резким потеплением в Восточной Грузии Западная Грузия характеризуется, в основном, похолоданием. Изменению климата, потеплению или похолоданию, сопутствует изменение установившегося режима и взаимосвязи между метеорологическими элементами. В сборнике рассмотрены процессы, характеризующие изменение климата и взаимосвязь между ними.

Сборник предназначен для лиц, интересующихся проблемой изменения климата.

საქართველოს
პარლამენტის
მეტეოლოგი
ბიბლიოთეკა



Against the background of global change of climate Georgia is characterized with strongly expressed regional peculiarities. Simultaneously with sharp marked warming in the East Georgia the West Georgia is characterized basically with cooling. Due to change of climate warming or cooling, as a result follow change of the system state and correlation between weather elements. The processes characterizing change of climate and their correlation are considered in this Proceedings.

The Proceedings are intended for persons interestd in the problems of change of climate



ციკლური ცვლილებები ტროპოსფეროში

ატმოსფეროში ყველა პროცესი ენერჯიის ხარჯზე მიმდინარეობს. ენერჯიის ძირითადი წყარო მზეა. მზეზე ციკლური ცვლილებები შეიმჩნევა, იგი გამოსხივებული ენერჯიის ვარიაციებშიც უნდა აისახოს. ვიდრე დედამიწის ზედაპირამდე მოაღწევდეს მზის სხივური ენერჯია რთულ გარდაქმნებს განიცდის. ზედაპირამდე მოღწეული ენერჯიის ვარიაციებში ციკლური ცვლილებების შემჩნევა თითქმის შეუძლებელია. ამიტომ, ზოგჯერ მიზანშეწონილია ციკლური ცვლილებების ძიება იმ მეორად პროცესებში, რომლებიც ატმოსფეროში ენერჯიის გარდაქმნის შედეგად ჩნდებიან. ასეთ მეორად პროცესებს შეიძლება წარმოადგენდეს მიწისპირული ატმოსფეროს დამახასიათებელი მეტეოროლოგიური პარამეტრების ვარიაციები, რომლებშიაც ციკლური ცვლილებების შემჩნევა შეიძლება, თუ მათზე დაკვირვება ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში ტარდებოდა. ამგვარი მიდგომით საკმაოდ მრავალრიცხოვანი გამოკვლევებია ჩატარებული და მეტი თუ ნაკლები დამაჯერებლობით ნაგვარადებია სხვადასხვა პერიოდის მქონე ციკლური პროცესების არსებობა.

ამ ნაშრომის მიზანს შეადგენს, პირველად კ თავართქილაძის მიერ გამოყენებული კრიტერიუმით [1], ციკლური პროცესების არსებობის შეფასება მიწისპირა ატმოსფეროს ტემპერატურის, ფარდობითი სინოტივის და წყლის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიურ ვარიაციებში საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე.

აღნიშნული კრიტერიუმის არსი შემდეგში მდგომარეობს. თუ მოცემულია რომელიმე პარამეტრის დისკრეტული მნიშვნელობები ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში

$$x_1, x_2, \dots, x_n \quad (1)$$

მაშინ ამ მიმდევრობის საშუალო არითმეტიკული და დისპერსია (ან საშუალო კვადრატული გადახრა) განსაზღვრავს ამ პარამეტრის ე.წ. "ნორმას" და მის გარშემო შემთხვევითი ვარიაციების საშუალო დიაპაზონს. ასეთნაირად განსაზღვრული ნორმა აღნიშნულ კრიტერიუმში მიღებულია ამ პარამეტრის რეჟიმული მდგომარეობის ნულოვან მიახლოებად და მისი ცვლილების საშუალო დიაპაზონს ახასიათებს დისპერსია (ან საშუალო კვადრატული გადახრა) - d_0 .

პირველ მიახლოებად მიღებულია განხილულ პერიოდში x პარამეტრის წრფივი ცვლილება დროის (n) მიხედვით, ე.ი.

$$x=a+bn \quad (2)$$

კოეფიციენტები a და b განისაზღვრება ისე, რომ (2) ფორმულით გამოთვლილი x -ის მნიშვნელობების საშუალო კვადრატული გადახრა (1) სიმრავლის ფაქტორული მნიშვნელობებიდან (d_1) მინიმალური იყოს. თუ $b=0$, მაშინ $d_1=d_0$ და შეიძლება მივიღოთ, რომ (1) სიმრავლეში x_i -ების ტენდენციურ ცვლილებას დროის მიხედვით ადგილი არ აქვს. თუ $b \neq 0$ მაშინ, (1) სიმრავლის ელემენტები დროის მიხედვით შემცირებას ან ზრდას განიცდიან, ცვლილების მიმართულებას ადგენს b -ს ნიშანი.

ხოლო ინტენსიურობას b -ს ხიდიდე. შეფარდება $\frac{d_0}{d_1}$ განსაზღვრავს თუ რამდენად მცირდება დისპერსია, თუ (1) სიმრავლეს ნორმის (საშუალო არითმეტიკულის) ნაცვლად დავახასიათებთ დროის მიხედვით წრფივად ცვალებადი ნორმით (2).

თუ (1) სიმრავლის დროის მიხედვით ცვლილებაში რაიმე ციკლური პროცესი არსებობს, მაშინ გამოისახულებით:

$$x = a + bn + A \sin\left(\frac{2\pi n}{T} + F\right) \quad (3)$$

და პარამეტრების A , T და F (ამპლიტუდა, პერიოდი და ხაზის ფაზა) ოპტიმალური შერჩევით, გამოთვლილ და ფაქტორულ x_i მნიშვნელობებს შორის დისპერსია (ან საშუალო კვადრატული გადახრა) d_2 , d_1 -თან

შედარებით უნდა შემცირდეს. შეფარდება $\frac{d_1}{d_2}$ განსაზღვრავს (1)

სიმრავლეში ციკლურობის გათვალისწინებით გამოწვეული დისპერსიის შემცირების ხიდიდეს, რა თქმა უნდა მაშინ, როცა ციკლური პროცესი არსებობს. წინააღმდეგ შემთხვევაში (3) ფორმულის გათვალისწინებით გამოთვლილი d_2 მეტი იქნება d_1 -თან შედარებით.

ამრიგად, უტოლობა

$$\frac{d_0}{d_1} > 1 \quad (4)$$

ადასტურებს იმ ფაქტს, რომ (1) მიმდევრობა ხასიათდება ნორმის შემცირებით ან ზრდით დროის მიხედვით, ხოლო უტოლობა

$$\frac{d_1}{d_2} > 1, \quad (5)$$

წარმოადგენს აუცილებელ პირობას იმისა, რომ (1) სიმრავლის პარამეტრების ვარიაციები დროის მიხედვით, შემცირების ან ზრდის ფონზე, ციკლური ცვლილებებითაც ხასიათდება.

იმ შემთხვევაში, როცა (1) სიმრავლის დროის მიხედვით ცვლილებას

ზრდის ან კლების ტენდენცია არ გააჩნია, მაშინ ციკლური პროცესის არსებობის კრიტერიუმს განსახედრავს უტოლობა.

$$\frac{d_0}{d_2} > 1, \quad (6)$$

ხოლო d_2 -ის გამოთვლისას (3) ფორმულაში $b=0$.

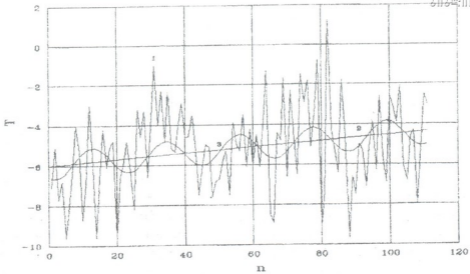
აღსანიშნავია, რომ (5) და (6) კრიტერიუმები წარმოადგენენ ციკლური პროცესის არსებობის აუცილებელ, მაგრამ არა საკმარის პირობას. შესაძლებელია, რომ დისკრეტულ მონაცემთა თანმიმდევრობაში ციკლურ პროცესს არ აქონდეს ადგილი, მაგრამ (5) ან (6) პირობა მაინც შესრულდეს. ე.ი. მოცემულ პერიოდში ვარიაციების თანმიმდევრობა შემთხვევით ციკლურად განლაგდეს. ასეთი შემთხვევების აცილება შეიძლება ორი გზით, ან განხილული პერიოდი უნდა იყოს იმდენად დიდი, რომ მასში რამდენიმე ციკლი მოთავსდეს, ან განხილული უნდა იყოს რამდენიმე დამოუკიდებელი სიმრავლე, რომელთაც რეგიონალური პრინციპი გააერთიანებს და ყველა შემთხვევაში ერთმანეთთან ახლოს უნდა იყოს ციკლის პერიოდის და ხაზის ფაზის მნიშვნელობები. ეს იქნება ციკლური პროცესის არსებობის საკმარისი პირობა.

მაწისპირა ქაერის ტემპერატურის, ფარდობითი სინოტივის და წყლის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიურ ვარიაციებში ციკლური პროცესების არსებობის შესამოწმებლად გამოვიყენეთ საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული 90-მდე დაკვირვების პუნქტის საშუალო წლიური მონაცემები, 1906-დან 1995 წლის ჩათვლით.

საქართველოს ტერიტორია დაეკავიეთ ოთხ ზონად: დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი, რომელიც 33 დაკვირვების პუნქტის მონაცემებით დახასიათდა; აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე, რომლის ტერიტორიაზე არსებული 24 დაკვირვების პუნქტის მონაცემები იქნა გამოყენებული; კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა, რომელიც დაკვირვების 20 პუნქტის მონაცემებით იქნა წარმოდგენილი და შესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი, სადაც დაკვირვების მხოლოდ 12 პუნქტის მონაცემების გამოყენება გახდა შესაძლებელი.

დაკვირვების პუნქტების 90-წლიანი პერიოდის მონაცემთა ბაზის შექმნისას, განსაკუთრებული ყურადღება მიექცა მათ ობიექტურ ანალიზს, ერთგვაროვნების შემოწმებას და გამოტოვებული პერიოდების აღდგენას თუ ასეთი შემთხვევები იყო. აღნიშნულ საკითხზე ყურადღებას აღარ გავამახვილებთ, რადგან იგი დაწვრილებითაა გადმოცემული ტემპერატურისთვის [1]-ში, ხოლო ფარდობითი სინოტივისა და წყლის ორთქლის დრეკადობისთვის [2]-ში.

მოვიყვანოთ კრიტერიუმის შემოწმების რამდენიმე ტიპური მაგალითი.



ხურ. 1 იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურის ცვლილება აბასთუმანში 1885-1995 წლებში (ფაქტიური - მრუდი 1; წრფივი მიახლოებით - 2; ციკლურობის გათვალისწინებით - 3).

ხურ. 1-ზე მოცემულია აბასთუმანში მოწიხპირული ქაერის იანვრის თვის ტემპერატურის ვარიაციები (მრუდი 1) III წლის მანძილზე ანუ 1885-1995 წლებში (ციკლური პროცესები წლის ციკ პერიოდში უფრო გამოკვეთილია). ნულოვანი მიახლოებით ნორმა და საშუალო კვადრატული გადახრა შესაბამისად შეადგენს $-4,9^{\circ}\text{C}$ და $2,1^{\circ}\text{C}$. ტემპერატურის (T) ცვლილების წრფივ მიახლოებას იძლევა განტოლება:

$$T = -6.0 + 0.015 \cdot n,$$

სადაც n აღნიშნავს წელთა თანმიმდევრობას დაწყებული 1885 წლიდან, რადგან კოეფიციენტი $b = 0.015 > 0$, აღნიშნულ პერიოდში იანვრის თვის მიხედვით აბასთუმანში დაბობის პროცესს აქვს ადგილი და მისი ინტენსიურობა შეადგენს $1,5^{\circ}\text{C}$ -ს ახი წლის მანძილზე. საშუალო კვადრატული გადახრების შეფარდება

$$\frac{d_0}{d_1} = 1.0257$$

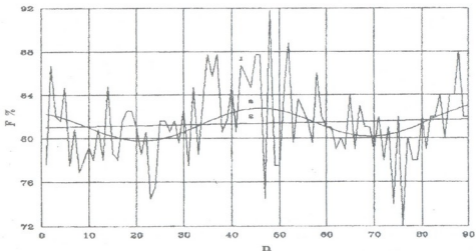
ე.ი. თუ საშუალო არითმეტიკული ნორმის ნაცვლად მოცემული წრფივი განტოლებით ნორმის დროში ცვლილების მნიშვნელობებს გამოვიყენებთ, საშუალო კვადრატული გადახრა 2,57%-ით შემცირდება.

ციკლური პროცესის შემოწმების მიზნით გამოვიყენეთ განტოლება და იტერაციული გზით განვსაზღვრეთ კოეფიციენტები $A=0.70$, $T=21.7$ წელი; $F=0.72$ (მიღებული მნიშვნელობებით სურათზე დატანილია მე-3-ე მრუდი). აღსანიშნავია, რომ ციკლურობის პერიოდი $T=21.7$ წელი ევულაზე ნაკლებ დისპერსიას იძლეოდა სხვა პერიოდებთან შედარებით, ე.ი. არსებობდა სხვა პერიოდებიც, რომლებიც კრიტერიუმის პირობებს აკმაყოფილებდნენ, მაგრამ დისპერსიას ნაკლებად ამცირებდნენ. ამრიგად, კრიტერიუმის (5) პირობის თანახმად

$$\frac{d_1}{d_2} = 1.0304$$

ანუ ციკლურობის გათვალისწინებით, წრფივ მიახლოებასთან შედარებით საშუალო კვადრატული გადახრა შემცირდა 3,04%-ით (რაც შეეხება ნულთან მიახლოებასთან შედარებით, იგი შემცირდა 5,53%-ით).

მაშასადამე, აბასთუმნის იანვრის თვის საშუალო ტემპერატურის მრავალწლიურ ვარიაციებში, ხადაც თანდათანობითი დათბობის პროცესს აქვს ადგილი, 21,7 წლიანი ციკლის არსებობის აუცილებელი პირობა შესრულებულია.



სურ. 2 იანვრის საშუალო თვიური ფარდობითი ტენიანობის ცვლილება გორში 1905-1995 წლებში (ფაქტობრივი - მრუდი 1; წრფივი მიახლოებით - 2; ციკლურობის გათვალისწინებით - 3).

ვნახოთ როგორ სრულდება კრიტერიუმის პირობები ფარდობითი სინოტივის 1905-1995 წლების მონაცემების მიხედვით გორში იანვრისთვის. სურ.2-ზე მოცემულია ფაქტობრივი, წრფივი და ციკლური პროცესის

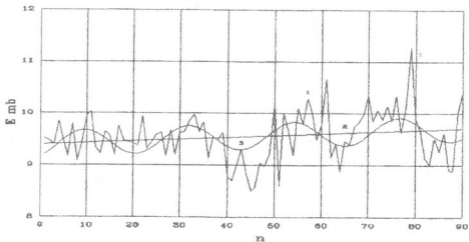
გათვალისწინებით განსაზღვრული მიახლოებები. წრფივი მიახლოებით თითქმის იგივეა როგორც ნულვანი, ანუ განხილული პერიოდის განმავლობაში ფარდობითი სინოტივე ტენდენციურ ცვლილებას თითქმის არ განიცდის, ადგილი აქვს უმნიშვნელო ზრდას და პროცენტულად იგი შეაგენს

$$\frac{d_1}{d_0} = 0.18\%$$

ფარდობითი ტენიანობის ვარიაციებში ყველაზე ძლიერი ციკლური პროცესი გამოიკვეთა პარამეტრების შემდეგი მნიშვნელობებისთვის $A=1.4$, $T=48$ წელი, $F=1.4$, რომელთა გათვალისწინებით (5) შეფარდებამ მიიღო მნიშვნელობა

$$\frac{d_1}{d_2} = 1.0790,$$

ანუ მიახლოებამ ციკლურობის გათვალისწინებით წრფიულთან შედარებით საშუალო კვადრატული გადახრა შეამცირა 7,9%-ით.



სურ. 3. წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო წლიური მნიშვნელობების ცვლილება დუშეთში 1905-1995 წლებში (ფაქტიური - მრუდი 1; წრფივი მიახლოებით - 2; ციკლურობის გათვალისწინებით - 3).

სურ. 3-ზე, დუშეთის საშუალო წლიური მონაცემების მიხედვით, მოცემულია წყლის ორთქლის დრეკადობის ფაქტიური ცვლილება 1905-1995 წლებში და ამ ცვლილების წრფივი და ციკლური პროცესის გათვალისწინებით მიღებული მიახლოებები. როგორც სურათიდან ჩანს, წყლის ორთქლის დრეკადობა მოცემულ პერიოდში მცირედ გაიზარდა,

ხოლო ციკლური პროცესის გათვალისწინებით, პარამეტრებით $A=0.25$, $T=22.3$ წელი, $F=0.35$, (5) შეფარდება მთლიან მნიშვნელობა:

$$\frac{d_1}{d_2} = 1.0841,$$

ე.ი. წელის ორთქლის დრეკადობა დუშეთში 90 წლის მანძილზე ტენდენციურ ცვლილებას თითქმის არ განიცდის, მაგრამ მკვეთრად გამოხატული ციკლური პროცესი, რომლის გათვალისწინებით საშუალო კვადრატული გადახრა წრფივ მიახლოებასთან შედარებით 8,41%-ით მცირდება.

განხილული მაგალითების მიხედვით შეიძლება დავასკვნათ, რომ კლიმატის განმსაზღვრელი მეტეოროლოგიური პარამეტრების მრავალწლიური ვარიაციების მიხედვით საქართველოს ტერიტორიაზე მათ ცვალებადობაში სხვადასხვა პერიოდის მქონე ციკლური ცვლილება შეიძლება არსებობდეს, მაგრამ იგი დასაბუთებას მოითხოვს. ამისათვის როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აუცილებელია მისი გავლენა ერთდროულად პერიოდითა და საწიხის ფაზით მთელ ტერიტორიაზე ვრცელდებოდეს. რაც შეეხება A პარამეტრს, იგი მხოლოდ პროცესის ინტენსიურობას განსაზღვრავს და ციკლის ძირითად პარამეტრებზე გავლენა არ აქვს.

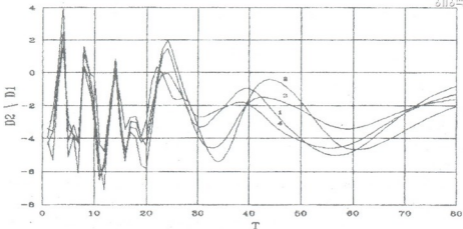
კლიმატის განმსაზღვრელი ძირითადი მეტეოროლოგიური პარამეტრების ვარიაციებში ციკლური პროცესების არსებობის შესამოწმებლად, საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული ოთხმოცდაათამდე მეტეოროლოგიური ხაღურის 90-წლიანი პერიოდის მონაცემებით, გან-

ვსაზღვრეთ $\frac{d_1}{d_2}$ და მიღებული შედეგები, გავეკრთიანეთ ზემოთ აღნიშნულ ოთხ ჯგუფად, ტერიტორიული ნიშნის მიხედვით. შეფარდების $\frac{d_1}{d_2}$ განსაზღვრისას საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ამკლიტუდის და საწიხის ფაზის მონაცემები ერთნაირი ავიღეთ $A=0.22$ და $F=0.32$ ხოლო პერიოდის ვცვლიდით 1-დან 80-მდე და, შესაბამისად, დაკვირვების თითოეული პუნქტისთვის განვსაზღვრავდით აღნიშნული შეფარდების რხევის პერიოდზე დამოკიდებულებას, ე.ი.

$$\frac{d_1}{d_2} = f(T) \tag{7}$$

$T=1, 2, \dots, 80$ წელი

Temp.



სურ. 4. ტემპერატურის ვარიაციებში ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით (1 - დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი; 2 - აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე; 3- კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა; 4- მესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი).

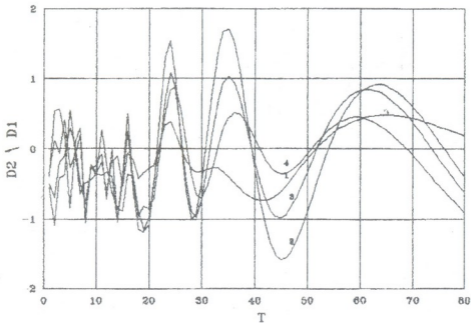
მიწისპირა ტემპერატურული ველისთვის, ოთხი რეგიონის მიხედვით გასაშუალებული (7) გამოსახულება წარმოდგენილია სურ. 4-ზე. ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით, ოთხი ერთმანეთისაგან დამოუკიდებელი და ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავებული რეგიონისთვის, თითქმის ერთხვევია ერთმანეთს, განსაკუთრებით მოკლე პერიოდიანი ციკლებისთვის. ასეთი დამთხვევის პირობებში, (5) ან (6) კრიტერიუმის შემოწმება აღარ არის აუცილებელი. მაგალითად, ციკლური პერიოდისთვის $T=40 \pm 43$ წელი კრიტერიუმი (5)

არ სრულდება, როგორც ეს სურათიდან ჩანს $\frac{d_1}{d_2} \ll 1$. მაგრამ, აღნიშნული

პერიოდის მაქსიმუმების თითქმის დამთხვევა ოთხივე რეგიონისთვის, მიუთითებს ციკლის უდავო არსებობაზე. მართლაც, იგივე საწყისი ფაზისა და პერიოდისთვის, თუ A-ს ოპტიმალურ მნიშვნელობას მოვნახავთ (როგორც უკვე აღვნიშნეთ, პარამეტრი A ციკლის მხოლოდ ინტენსიურობას არეგულირებს), (5) კრიტერიუმი ოთხივე რეგიონისთვის შესრულდება.

ამრიგად, მიწისპირა ტემპერატურული ველის გრძელვადიან ვარიაციებში, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე მკვეთრადია გამოხატული ერთიდაიგივე პერიოდისა და საწყისი ფაზის მქონე ციკლური ცვლილებები. ციკლური ცვლილების ძირითადი პერიოდებია 4, 8, 13-14, 22-23 და 40-43 წლის ხანგრძლივობა. თუ გავითვალისწინებთ

F (%)

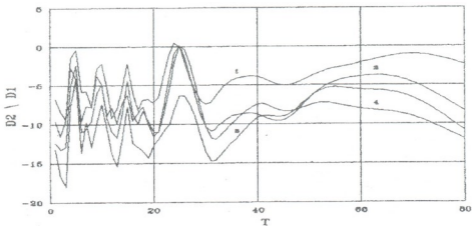


სურ. 5. ფარდობითი სინოტივის ვარიაციებში ციკლორობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით (განმარტება იხ. სურ.4-ზე).

საწყის ფაზას ($F=0.32$) და ყველაზე ინტენსიურ, დაახლოებით $T=22$ -წლიან პერიოდს, მაშინ ციკლის მორიგი მაქსიმუმი 2000-2001 წელს მოუწევს.

სურ. 5-ზე მოცემულია იგივე (7) ფუნქციონალური კავშირი ოთხი რეგიონის მიხედვით საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე მიწისძვრა ფარდობითი ტენიანობის მიხედვით. საწყისი ფაზა და ამპლიტუდა აქაც იგივეა, რაც ტემპერატურის შემთხვევაში ($F=0.32$; $A=0.22$). მოკლეპერიოდის ციკლები აქ ნაკლებადაა გამოკვეთილი ვიდრე ტემპერატურის შემთხვევაში. ისევე როგორც ტემპერატურის შემთხვევაში თითქმის ყველაზე მნიშვნელოვანია ციკლი 22-23 წლის ხანგრძლივობით. სამ რეგიონში (დასავლეთ საქართველოს გარდა) გამოიკვეთა ციკლი 34-35 წლის ხანგრძლივობით და დაახლოებით 60-62 წლიანი პერიოდით ციკლი ყველა რეგიონისთვის სინქრონულად.

E (mb)



სურ. 6. წელის ორთქლის დრეკადობის ვარიაციებში ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით (განმარტება იხ. სურ. 4-ზე.)

რაც შეეხება მიწისპირული წელის ორთქლის დრეკადობას, აქაც

$\frac{d_1}{d_2}$ -ის ცვლილება პერიოდის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის,

საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე სინქრონულია. (სურ.6). მოკლე პერიოდის ციკლებისთვის მუდრეკა იგივე ხანგრძლივობა, როგორც ტემპერატურის დროს ჰქონდა ადგილი.

ამრიგად, საქართველოს ტერიტორიაზე, მიწისპირა ტემპერატურული ველის, ფარდობითი სინოტივის და წელის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიური მონაცემების ვარიაციებში ადგილი აქვს აღნიშნული პარამეტრების ციკლურ ცვლილებას 4, 8, 13-14 და განსაკუთრებით 22-23 წლიანი პერიოდებით და ერთნაირი საწყისი ფაზით. აღნიშნული პერიოდული ცვლილებები გამოწვეული უნდა იყოს მზის მიერ გამოსხივებული ენერჯიის ციკლური ცვლილების გამო.

1. კ. თავართქილაძე, ე. ელიზბარაშვილი, დ. მუმლაძე, ჯ. ვახნაძე, საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბილისი, 1999.

2. Г.Г. Сванидзе, К.А. Таварткиладзе, Н.А. Бегалишвили, Д.И. Вачнадзе. Вековое изменение влагосодержания атмосферы в Грузии и его влияние на влагооборот. ("მეცნიერება", ბეჭდვის პროცესშია)

И.А. Шенгелия, К.А. Таварткиладзе

Циклические изменения в тропосфере

Резюме

С целью исследования циклических изменений в вариациях приземного температурного поля, упругости водяного пара и относительной влажности воздуха были использованы 90-летние данные (1906-1995г.) около 90 пунктов наблюдений, расположенных на территории Грузии. Проверка цикличности осуществлялась по средству критерия, предложенного К.А. Таварткиладзе [1], необходимым условием которого является существование цикличности в пункте наблюдений, а достаточным - существование цикличности по всему региону с одинаковыми периодом и начальной фазой цикла.

В результате исследований было доказано существование циклического изменения температуры, упругости водяного пара и относительной влажности по всей территории Грузии с периодом 4, 8, 13-14 и 22-23 года и с одинаковой начальной фазой. Особенно ярко была выделена по всей территории цикличность с периодом 22-23 года.

J.A. Shengelia, K.A. Tavartkiladze

Cyclic Changes in Troposphere

Summary

With the aim of studying cyclic changes in variations of near-surface temperature field, pressure of water vapour and relative humidity of water, the data of 90 years (1906 - 1995) and 90 observation posts situated in the territory of Georgia have been used. Recurrence was checked by criterion suggested by K. A. Tavartkiladze [1], a necessary condition of which is the existence of recurrence in the observation posts, and a sufficient condition the existence of recurrence all over the region with similar period and original phase of cycle.

As a result of investigation the existence of cyclic changes of temperature, pressure of water vapour and relative humidity all over the territory of Georgia with periods of 4, 8, 13-14 and 22- 23 years and similar original phase has been proved. Most clearly-cut was the recurrence of 22-23 years on the whole territory.



ზღვა-ხმელეთი-ატმოსფეროს კლიმატური სისტემის რეგიონალური ჰიდროდინამიკური მოდელი

ბოლო ათეულ წლებში გამოთვლითი ტექნიკის სწრაფმა პროგრესმა და ჰიდროდინამიკის არაწრფივ დიფერენციალურ განტოლებათა ამოხსნის ეფექტური რიცხვითი მეთოდების შემუშავებამ მნიშვნელოვანი სტიმული მისცა გეოფიზიკური ჰიდროდინამიკის განვითარებას. ამჟამად, შესაძლებელია ბუნებრივი გარემოს ისეთი რთული არასტაციონარული მათემატიკური მოდელების შემუშავება და რეალიზაცია თანამედროვე პერსონალურ კომპიუტერებზე, რაც 15-20 წლის წინათ შეუძლებელი იყო. ბუნებრივ გარემოზე ინტენსიური ანთროპოგენური ზემოქმედების პირობებში, როდესაც ამ ზემოქმედების ნეგატიური შედეგები ეჭვს აღარ იწვევს, დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებთა წინაშე წარმოიშვა ისეთი სრულყოფილი გეოფიზიკური მოდელების შექმნის აუცილებლობა, რომლებშიც ბუნებრივი გარემო განიხილება ერთიანობაში გარემოს ობიექტებს შორის (ატმოსფერო, ჰიდროსფერო, ლითოსფერო) ურთიერთქმედების გათვალისწინებით.

გლობალური ოკეანე-ატმოსფეროს მოდელები, რომელთა შემუშავება დაიწყო XX საუკუნის 70-იანი წლებიდან აშშ-ისა და შემდეგ ყოფილი სსრკ-ის წამყვან სამეცნიერო ცენტრებში [1-3], კარგად აღწერენ ოკეანე-ატმოსფეროს კლიმატური ხისტემის ყველაზე დამახასიათებელ თავისებურებებს, მაგრამ ცხადია, რომ მათ არ შეუძლიათ რეგიონალურ თავისებურებათა ასახვა მცირე სივრცითი დეტალიზაციის გამო (გამოყენებულია სათვლელი ბადე დიდი პორიზონტალური ბიჯებით). ასეთ მოდელებში შავი და კასპიის ზღვები "არ არსებობენ", ხოლო კავკასიის რთული რელიეფი პრაქტიკულად იგნორირებულია. აღნიშნული ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები კი მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ რეგიონალური ატმოსფერული პროცესების ფორმირებისა და ევოლუციის პროცესში [4-6].

ამგვარად, აქტუალური ხდება ჩვენი რეგიონისათვის ზღვა-ხმელეთი-ატმოსფეროს ისეთი ერთიანი ჰიდროდინამიკური მოდელის შემუშავება, რომელიც ადექვატურად აღწერს რეგიონში მდებარე ზღვებსა და ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებს ერთმანეთთან ურთიერთკავშირში. ასეთი მოდელის შემუშავების საჭიროება განპირობებულია უპირველეს ყოვლისა მისი გამოყენებით ამინდისა და რეგიონალური კლიმატის ცვლილების პროგნოზის პრობლემათა გადასაწყვეტად. ინტერესი რეგიონალური კლიმატის ცვლილებებისადმი დაკავშირებულია იმ ფაქტთანაც, რომ როგორც ირკვევა შავი ზღვა და მისი მიმდებარე

ტერიტორია ის რეგიონია, სადაც გლობალური დათბობის ფენის დაიკვირვება უკუპროცესი - აცივება [7,8]. დაკვირვების მონაცემთა შეკრებისა და დამუშავების ავტომატიზირებული სისტემით უზრუნველყოფის შემთხვევაში, ერთიანი მოდელი საფუძვლად დაედება მონიტორინგის სისტემას, რომელიც საშუალებას მოგვცემს დავაკვირდეთ ზღვასა და ატმოსფეროს მიმდინარე და მომავალ მდგომარეობებს ოპერატიულ რეჟიმში. მაშასადამე, შესაძლებელი გახდება მოდელის გამოყენება ამინდის, შავი ზღვის (შემდგომში კასპიისა და ხმელთაშუა ზღვებისა, ამ უკანასკნელთა ერთიან მოდელში ჩართვის შემდეგ) თერმოკალინური ველებისა და დინებების პროგნოზისათვის. გარდა ამისა, ერთიანი მოდელის რეალიზაციით მიღებული შედეგები საწიისი და სასაზღვრო პირობების სახით გამოყენებული იქნება ჰიდროთერმოდინამიკური და ეკოლოგიური პოცესების აღმწერ მაღალი გარჩევისუნარიანობის მქონე რიცხვით მოდელებშიც შედარებით მცირე სათვლელი არისათვის.

ზღვა-ხმელეთი-ატმოსფეროს კლიმატური სისტემის რეგიონალურ ჰიდროდინამიკურ მოდელს საფუძვლად უდევს ზღვისა და ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სრული სისტემები, ნიადაგში მოლექულური თბოგამტარობისა და ქვეყვნილი ზედაპირის (ხმელეთი, წყალი) სითბური ბალანსის განტოლებები. იგი შედგება ერთმანეთთან ურთიერთქმედებაში მყოფი ცალკეული ბლოკებისაგან, რომელთაგან თითოეული წარმოადგენს ჰიდროდინამიკურ მოდელს, აქვს დამოუკიდებელი მნიშვნელობა და აღწერს ჰიდროთერმოდინამიკურ პროცესებს ბუნებრივი გარემოს ცალკეულ ობიექტებში.

მოდელის ვერტიკალური სტრუქტურა ოთხ ფენას მოიცავს (Z_0 საკორდინატო ღერძი ატმოსფეროში მიმართულია ვერტიკალურად ზემოთ, ხოლო Z_m ღერძი - ვერტიკალურად ქვემოთ ზღვაში ან ნიადაგში):

1. ტროპოსფერო, რომელიც განიხილება ქვედა ტურბულენტური ფენის ზემოთ H_T ტროპოპაუზის სიმაღლემდე - $\delta(x, y) + h_a \leq Z_0 \leq H_T$, სადაც $\delta(x, y)$ დეამიწის ქვეყვნილი ზედაპირის აღმწერი ფუნქციაა, ხოლო h_a - ტურბულენტური ფენის სისქე.
2. ატმოსფეროს ქვედა ტურბულენტური ფენა, რომლის ზედა საზღვარი განიხილება პლანეტარული სასაზღვრო ფენის სიმაღლეზე (სიხით $h_a \approx 1500$ მ) ან მიწისპირა (წელისპირა) ქვეყვნილის სიმაღლეზე (სიხით $h_a \approx 50-100$ მ) - $\delta(x, y) \leq Z_0 \leq \delta(x, y) + h_a$.

23057

ს ა ქ ა რ თ ე მ ე ლ ო ს
ს ა გ მ ა მ ე ტ ი ს
ე რ ო მ ე უ ლ ი
ბ ი ბ ლ ი ო თ ე კ ა

3ა. ზღვის ზედაპირული აქტიური ფენა (ხისკით $h_m \approx 200$ მ)

$$0 \leq z_m \leq h_m.$$

3ბ. ნიადაგის აქტიური ფენა (ხისკით $h_n \approx 1$ მ) $0 \leq z_m \leq h_n$.

4. ზღვის სიღრმული ფენა, რომელიც მოიცავს ზღვის მთელ აკვატორიას ზედაპირიდან ფსკერამდე H_{mi} ($i = 1, 2, 3$ შესაბამისად შავი, კასპიისა და ხმელთაშუა ზღვებისათვის) - $0 \leq z_m \leq H_{mi}$.

როგორც ატმოსფეროში, ასევე ცალკეულ ზღვის აუზში X ღერძი მიემართოთ აღმოსავლეთით, ხოლო Y ღერძი - ჩრდილოეთით. მაშინ პიდროთერმოდინამიკის განტოლებებს, რომლებიც საფუძვლად უდევს ერთიან მოდელს, შემდეგი სახე აქვთ:

ტროპოსფეროში

$$\frac{\partial \bar{\rho}_a u_a}{\partial t} + \text{div} \bar{u}_a \bar{\rho}_a u_a - l \bar{\rho}_a v_a + \frac{\partial p'_a}{\partial x} = \mu_a \bar{\rho}_a \Delta u_a + \frac{\partial}{\partial z_a} v_a \bar{\rho}_a \frac{\partial u_a}{\partial z_a}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{\rho}_a v_a}{\partial t} + \text{div} \bar{u}_a \bar{\rho}_a v_a + l \bar{\rho}_a u_a + \frac{\partial p'_a}{\partial y} = \mu_a \bar{\rho}_a \Delta v_a + \frac{\partial}{\partial z_a} v_a \bar{\rho}_a \frac{\partial v_a}{\partial z_a}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p'_a}{\partial z_a} = \bar{\rho}_a \lambda \vartheta'_a, \quad (3)$$

$$\text{div} \bar{\rho}_a \bar{u}_a = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{\rho}_a \vartheta'_a}{\partial t} + \text{div} \bar{u}_a \bar{\rho}_a \vartheta'_a + S \bar{\rho}_a w_a = \mu_3 \bar{\rho}_a \Delta \vartheta'_a + \frac{\partial}{\partial z_a} v_3 \bar{\rho}_a \left(\frac{\partial \vartheta'_a}{\partial z_a} + S \right) + \frac{\bar{\rho}_a \varepsilon}{c_p}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{\rho}_a q_1}{\partial t} + \text{div} \bar{u}_a \bar{\rho}_a q_1 = \mu_{q_1} \bar{\rho}_a \Delta q_1 + \frac{\partial}{\partial z_a} v_{q_1} \bar{\rho}_a \frac{\partial q_1}{\partial z_a} + \xi, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \bar{\rho}_a q_2}{\partial t} + \text{div} \bar{u}_a \bar{\rho}_a q_2 = \mu_{q_2} \bar{\rho}_a \Delta q_2 + \frac{\partial}{\partial z_a} v_{q_2} \bar{\rho}_a \frac{\partial q_2}{\partial z_a} + \eta, \quad (7)$$

$$\vartheta_a = \bar{\vartheta}_a(z) + \vartheta'_a, \quad p_a = \bar{p}_a(z) + p'_a, \quad \rho_a = \bar{\rho}_a(z) + \rho'_a,$$

$$S = \frac{\partial \bar{g}_a}{\partial z_a}, \quad \lambda = \frac{g}{g_0}, \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2};$$

აბმისფეროს ქვედა ტურბულენტურ ფენაში

$$\frac{\partial \tilde{u}_a}{\partial t} - l \tilde{v}_a = \frac{\partial}{\partial z_a} \tilde{v}_a \frac{\partial \tilde{u}_a}{\partial z_a} + F_u, \quad (8)$$

$$\frac{\partial \tilde{v}_a}{\partial t} + l \tilde{u}_a = \frac{\partial}{\partial z_a} \tilde{v}_a \frac{\partial \tilde{v}_a}{\partial z_a} + F_v, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \tilde{g}_a}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_a} \tilde{v}_a \frac{\partial \tilde{g}_a}{\partial z_a} + F_g, \quad (10)$$

$$\frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_a} \tilde{v}_{q_1} \frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial z_a} + \xi, \quad (11)$$

$$\frac{\partial \tilde{q}_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_a} \tilde{v}_{q_2} \frac{\partial \tilde{q}_2}{\partial z_a} + \eta, \quad (12)$$

$$F_u = \frac{\partial u_a}{\partial t} - l v_a, \quad F_v = \frac{\partial v_a}{\partial t} + l u_a, \quad F_g = -\frac{l}{\lambda} \frac{\partial v_a}{\partial z_a} u_a + \frac{l}{\lambda} \frac{\partial u_a}{\partial z_a} v_a,$$

$$\tilde{u}_a = u_a + \tilde{u}'_a, \quad \tilde{v}_a = v_a + \tilde{v}'_a, \quad \tilde{g}_a = g_a + \tilde{g}'_a;$$

ზედის აქტიურ ფენაში

$$\frac{\partial \tilde{u}_{wi}}{\partial t} + \text{div} \tilde{u}_{wi} \tilde{u}_{wi} - l \tilde{v}_{wi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{P}_{wi}}{\partial x} = \tilde{\mu}_{wi} \Delta \tilde{u}_{wi} + \frac{\partial}{\partial z_w} \tilde{v}_{wi} \frac{\partial \tilde{u}_{wi}}{\partial z_w}, \quad (13)$$

$$\frac{\partial \tilde{v}_{wi}}{\partial t} + \text{div} \tilde{u}_{wi} \tilde{v}_{wi} + l \tilde{u}_{wi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{P}_{wi}}{\partial y} = \tilde{\mu}_{wi} \Delta \tilde{v}_{wi} + \frac{\partial}{\partial z_w} \tilde{v}_{wi} \frac{\partial \tilde{v}_{wi}}{\partial z_w}, \quad (14)$$

$$\frac{\partial \tilde{P}_{wi}}{\partial z_w} = g \tilde{\rho}'_{wi}, \quad (15)$$

$$\text{div} \tilde{u}_{wi} = 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial \tilde{T}'_w}{\partial t} + \operatorname{div} \tilde{u}'_w \tilde{T}'_w + \tilde{\gamma}'_{T_w} \tilde{w}'_w = \tilde{\mu}'_{T_w} \Delta \tilde{T}'_w + \frac{\partial}{\partial z_w} \tilde{v}'_{T_w} \frac{\partial \tilde{T}'_w}{\partial z_w} + \frac{\partial \tilde{v}'_{T_w} \tilde{\gamma}'_{T_w}}{\partial z_w} - \frac{1}{c \rho_w} \frac{\partial t}{\partial z_w} \frac{\partial \tilde{T}'_w}{\partial t}, \quad (17)$$

$$\frac{\partial \tilde{S}'_w}{\partial t} + \operatorname{div} \tilde{u}'_w \tilde{S}'_w + \tilde{\gamma}'_{S_w} \tilde{w}'_w = \tilde{\mu}'_{S_w} \Delta \tilde{S}'_w + \frac{\partial}{\partial z_w} \tilde{v}'_{S_w} \frac{\partial \tilde{S}'_w}{\partial z_w} + \frac{\partial \tilde{v}'_{S_w} \tilde{\gamma}'_{S_w}}{\partial z_w} - \frac{\partial \tilde{S}'_w}{\partial t}, \quad (18)$$

$$\tilde{\rho}'_w = \alpha_T \tilde{T}'_w + \alpha_S \tilde{S}'_w, \quad \tilde{\gamma}'_{T_w} = \partial \tilde{T}'_w / \partial z_w, \quad \tilde{\gamma}'_{S_w} = \partial \tilde{S}'_w / \partial z_w, \quad (19)$$

$$\alpha_S = 10^{-3} [0.802 - 0.002 \tilde{T}'] \quad \alpha_T = 10^{-3} (0.0035 + 0.00938 \tilde{T}'_w + 0.002 \tilde{S}'_w)$$

$$\tilde{P}'_w = \tilde{P}'_w(z, t) + \tilde{P}''_w, \quad \tilde{T}'_w = \tilde{T}'_w(z, t) + \tilde{T}''_w, \quad \tilde{S}'_w = \tilde{S}'_w(z, t) + \tilde{S}''_w,$$

$$\tilde{\rho}'_w = \tilde{\rho}'_w(z, t) + \tilde{\rho}''_w$$

$$I = \beta(1 - A) I_0 e^{-\alpha z},$$

$$I_0 = a \sinh_0 - b \sqrt{\sinh_0},$$

$$\sinh_0 = \sin \varphi \sin \psi + \cos \varphi \cos \psi \cos \frac{\pi}{12} t,$$

ნიადაგის აქტიურ ფენაში

$$\frac{\partial T'_n}{\partial t} + v'_n \frac{\partial^2 T'_n}{\partial z_n^2} = 0 \quad (20)$$

აღნიშნოთ, რომ (13)-(19) განტოლებათა სისტემა საფუძველად უღვეს აგრეთვე სიღრმული ბლოკის მუშაობას, როცა ამოსხნის არეა მთელი შავი ზღვის აუზი ზედაპირიდან ფსკერამდე.

(i)-(20) განტოლებებში გამოყენებულია შემდეგი აღნიშვნები:

u_n, v_n, w_n - \tilde{u}_n ქარის სიჩქარის ვექტორის კომპონენტები ტროპოსფეროში (X, Y, Z) საკოორდინატო დერძების გასწვრივ;

\tilde{u}_n, \tilde{v}_n - ქარის სიჩქარის ვექტორის კომპონენტები ატმოსფეროს ქვედა ტურბულენტურ ფენაში (X, Y) საკოორდინატო დერძების გასწვრივ;

$\tilde{u}_{sw}, \tilde{v}_{sw}, \tilde{w}_{sw}$ - \tilde{u}_{sw} ზღვის დინების სიჩქარის ვექტორის კომპონენტები ზღვის აქტიურ ფენაში (X, Y, Z) საკოორდინატო დერძების გასწვრივ;

P_a, ρ_a, ϑ_a - ატმოსფეროს წნევა, სიმკვრივე და პოტენციალური ტემპერატურა;

$P'_a, \rho'_a, \vartheta'_a$ - ატმოსფეროს წნევის, სიმკვრივისა და პოტენციალური ტემპერატურის გადახრები შესაბამისი სიდიდეების $\bar{P}_a(z), \bar{\rho}_a(z), \vartheta_a(z)$ ვერტიკალური სტანდარტული განაწილებებიდან;

$\tilde{\vartheta}'_a$ - ქვედა ტურბულენტურ ფენაში ჰაერის პოტენციალური ტემპერატურის გადახრა შესაბამისი ფონური მნიშვნელობიდან;

$\tilde{P}'_{mi}, \tilde{\rho}'_{mi}, \tilde{T}'_{mi}, \tilde{S}'_{mi}$ - წნევის, სიმკვრივის, ტემპერატურისა და მარილიანობის გადახრები ზღვის ზედაპირულ აქტიურ ფენაში შესაბამისი სიდიდეების $\bar{P}_{mi}, \bar{\rho}_{mi}, \bar{T}_{mi}, \bar{S}_{mi}$ პროფილებიდან;

ρ_0, c - ზღვის წყლის საშუალო სიმკვრივე და კუთრი სითბოტევადობა;

T'_n - ნიადაგში ტემპერატურის გადახრა საშუალო დღე-ღამური მნიშვნელობიდან;

$q_1, q_2, \tilde{q}_1, \tilde{q}_2$ - კუთრი ტენიანობა და წყლიანობა ტროპოსფეროსა და ქვედა ტურბულენტურ ფენაში შესაბამისად;

$\mu_a, \mu_{\vartheta_a}, \mu_{q_1}, \mu_{q_2}, \nu_a, \nu_{\vartheta_a}, \nu_{q_1}, \nu_{q_2}$ - ტროპოსფეროში პორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტები ტემპერატურის, წყლის ორთქლისა და ღრუბელში წყლიანობისათვის შესაბამისად;

$\tilde{\nu}_a, \tilde{\nu}_{\vartheta_a}, \tilde{\nu}_{q_1}, \tilde{\nu}_{q_2}$ - ატმოსფეროს ქვედა ტურბულენტურ ფენაში ვერტიკალური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტები ტემპერატურის, წყლის ორთქლისა და წვეთებისათვის;

$\tilde{\mu}_{mi}, \tilde{\mu}_{Tmi}, \tilde{\mu}_{Smi}, \tilde{\nu}_{mi}, \tilde{\nu}_{Tmi}, \tilde{\nu}_{Smi}$ - ზღვის ზედაპირულ ფენაში პორიზონტალური და ვერტიკალური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტები სითბოსა და მარილიანობისათვის;

ν_n - ნიადაგში მოლეკულური ტემპერატურაგამტარებლობის კოეფიციენტი;

ρ_0, g, l, λ - ატმოსფეროს საშუალო პოტენციალური ტემპერატურა, სიმძიმის ძალის აჩქარება, კოროლისისა და კონვექციის პარამეტრები;
 β - ემპირული კოეფიციენტი, რომელიც ითვალისწინებს დრუბლი-ანობის გავლენას ჯამური რადიაციის ნაკადზე

c_p - ჰაერის კუთრი სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს;

l_0 - მზის ჯამური რადიაციის ნაკადი ზღვის ზედაპირზე;

α - ზღვის წყლის მიერ რადიაციის შთანთქმის კოეფიციენტი;

φ - გეოგრაფიული განვიდი;

Ψ - მზის დახრილობა;

ε - ფაზური გადასვლებით გამოწვეული სითბოს მოდენა ჰაერის ერთეულოვან მასაში;

$\xi, \eta, \bar{\xi}, \bar{\eta}$ - წყლის ფაზური გადასვლის სინქარებები ტროპოსფეროსა და ქვედა ტურბულენტურ ფენაში შესაბამისად, რომელთა ცხადი სახე მოცემულია [9] მონოგრაფიაში.

(1), (2), (8), (9), (13), (14) მოძრაობის განტოლებებია პორიზონტალური x, y დერძების გასწვრივ; (3), (15) - კვაზისტატიკის; (4), (16) - უწყვეტობის; (5), (10), (17) - სითბოს მოდენის; (6), (7), (11), (12) წყლის ორთქლისა და წვეთების გადატანა-დიფუზიის; (18) - ზღვის მარი-ლების გადატანა-დიფუზიის; (19) - ზღვის წყლის მდგომარეობის; (20) - ნიადაგში მოლეკულური თბოგამტარობის.

საჭიროა აღინიშნოს, რომ მოცემულ ეტაპზე ჩვენ არ განვიხილავთ ატმოსფეროში რადიაციის გავრცელებასა და დრუბელთა და ნალექთა წარმოქმნასთან დაკავშირებულ საკითხებს. ეს საკითხები ცალკე განხილვის საგანია, რომლებიც სცილდება წინამდებარე სტატიის მიზნებს. თუმცა, ზოგადობის შენარჩუნების მიზნით ამოხსნის რიცხვითი ალგორითმის აგებისას (1)-(7) განტოლებათა სისტემაში ფიგურირებს აირად და თხევად მდგომარეობაში მყოფი წყლის გადატანის განტოლებები (6) და (7), ხოლო (5) განტოლებაში - ფაზური გადასვლებით გამოწვეული სითბოს მოდენის აღმწერი წევრი.

ატმოსფეროს ტურბულენტური სასაზღვრო ფენის აღწერისას (8)-(12) განტოლებათა სისტემის საფუძველზე, მხედველობაშია მიღებული ის ფაქტი, რომ პორიზონტალური არაერთგვაროვნების აღმწერი წევრები შედარებით მცირეა და მათი უგულებელყოფა არ გამოიწვევს მნიშვნელოვან ცდომილებებს [10]. მეტეოროლოგიურ სიდიდეთა პორიზონტალურ კოორდინატებზე დამოკიდებულება გათვალისწინება პარამეტრულად ზედა სასაზღვრო პირობების მეშვეობით (იხ. ქვემოთ). სიდიდეთა მხოლოდ ვერტიკალურ კოორდინატზე დამოკიდებულება ქვეყნილი ზედაპირის სიახლოვეს ძალიან მცირე ვერტიკალური ბიჯების შეხაძლებლობას იძლევა, რაც მეტად მნიშვნელოვანია ქვეყნილი ზედაპირთან (წყალი, ხმელეთი) ურთიერთქმედების კორექტულად აღწერისათვის. (8) და (9) განტოლებების მარჯვენა ნაწილში მდგომი

Fu და Fv წვერების საშუალებით პარამეტრიზებულია ფორული ბარიული კელის გავლენა სასახლერო ფენაში მიმდინარე პროცესებზე. ეს წვერები განსახლერება ტროპოსფეროს ამოცანიდან მათი შემდგომი ექსტრაპოლაციით ქვედა ტურბულენტურ ფენაში. აღვნიშნოთ, რომ (8)-(12) განტოლებათა სისტემა საფუძვლად უდევს ატმოსფეროს პლანეტარული სასახლერო ფენის კვაზიერთგვაროვან მოდელს [11], რომელიც რეალიზებული იყო ნიადაგის აქტიური ფენის გათვალისწინებით.

(1)-(20) განტოლებები ამოიხსნება ვერტიკალზე შემდეგი სასახლერო პირობების გათვალისწინებით:

ტროპოსფეროს ზედა სახლვარზე ($z_a = H_T$)

$$\bar{\rho}_a v_a \frac{\partial u_a}{\partial z_a} = 0, \quad \bar{\rho}_a v_a \frac{\partial v_a}{\partial z_a} = 0, \quad \bar{\rho}_a w_a = 0,$$

$$\bar{\rho}_a v_a \frac{\partial g'_a}{\partial z_a} = -\bar{\rho}_a v_a S, \quad \bar{\rho}_a v_{q_1} \frac{\partial q_1}{\partial z_a} = 0, \quad q_2 = 0; \quad (21)$$

ქვედა ტურბულენტური ფენის ზედა სახლვარზე ($z_a = \delta(x, y) + h_a$)

$$u_a = \tilde{u}_a, \quad v_a = \tilde{v}_a, \quad w_a = 0, \quad g'_a = \tilde{g}'_a,$$

$$q_1 = \tilde{q}_1, \quad q_2 = \tilde{q}_2,$$

$$\bar{\rho}_a \tilde{v}_a \frac{\partial \tilde{u}_a}{\partial z_a} = \bar{\rho}_a v_a \frac{\partial u_a}{\partial z_a}, \quad \bar{\rho}_a \tilde{v}_a \frac{\partial \tilde{v}_a}{\partial z_a} = \bar{\rho}_a v_a \frac{\partial v_a}{\partial z_a},$$

$$\bar{\rho}_a \tilde{v}_{g_a} \frac{\partial \tilde{g}'_a}{\partial z_a} = \bar{\rho}_a v_a \frac{\partial g'_a}{\partial z_a}, \quad (22)$$

$$\bar{\rho}_a \tilde{v}_{q_1} \frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial z_a} = \bar{\rho}_a v_{q_1} \frac{\partial q_1}{\partial z_a}, \quad \bar{\rho}_a \tilde{v}_{q_2} \frac{\partial \tilde{q}_2}{\partial z_a} = \bar{\rho}_a v_{q_2} \frac{\partial q_2}{\partial z_a};$$

ზღვა-ატმოსფეროს გამყოფ სახლვარზე $z_a = z_0$ (z_0 - სიქისის ფენის სიმაღლე)

$$\tilde{u}_a = \tilde{u}_{m_i}, \quad \tilde{v}_a = \tilde{v}_{m_i}, \quad w_{m_i} = 0, \quad \tilde{g}'_a = T_{m_i}, \quad \tilde{q}_1 = q_{H_i}(\tilde{T}_{m_i}),$$

$$\tilde{q}_2 = 0,$$

$$\bar{\rho}_m \tilde{v}_m \frac{\partial \tilde{u}_m}{\partial z_m} = -\bar{\rho}_a v_a \frac{\partial \tilde{u}_a}{\partial z_a} = -\tau_{xz},$$

$$\bar{\rho}_m \tilde{v}_m \frac{\partial \tilde{v}_{mi}}{\partial z_a} = -\bar{\rho}_a v_a \frac{\partial \tilde{v}_a}{\partial z_a} = -\tau_{yz}, \quad (23)$$

$$\tilde{S}'_{mi} = S_{0mi} - \tilde{S}'_{mi}(0, t)$$

$$-C_p \tilde{v}_{s_a} \rho_a \left(\frac{\partial \tilde{g}'_a}{\partial z_a} + \frac{\partial \tilde{g}_a}{\partial z_a} \right) - L \rho_a \tilde{v}_{q_1} \frac{\partial \tilde{q}'_1}{\partial z_a} - C_m \tilde{v}_{Tmi} \rho_m \left(\frac{\partial \tilde{T}'_{mi}}{\partial z_m} + \tilde{\gamma}_{Tmi} \right) = C_1 R_1,$$

ატმოსფერო-ნიადაგის გამყოფ საზღვარზე $z_a = \delta(x, y) + z_0$

$$\tilde{u}_a = 0, \quad \tilde{v}_a = 0, \quad \tilde{g}'_a = T_n, \quad \tilde{q}'_1 = r \tilde{q}_H(T_n), \quad q_2 = 0$$

$$-C_p \tilde{v}_{s_a} \rho_a \left(\frac{\partial \tilde{g}'_a}{\partial z_a} + \frac{\partial \tilde{g}_a}{\partial z_a} \right) - L \rho_a v_{q_1} \frac{\partial \tilde{q}'_1}{\partial z_a} - C_n v'_n \rho_n \left(\frac{\partial T'_n}{\partial z_n} + \frac{\partial \tilde{T}'_n}{\partial z_n} \right) = C_1 R_2, \quad (24)$$

ზღვის აქტიური ფენის ქვედა საზღვარზე $z_m = h_m$

$$\tilde{u}_{mi} = u_{mi}, \quad \tilde{v}_{mi} = v_{mi}, \quad \tilde{w}_{mi} = w_{mi}, \quad \tilde{T}'_{mi} = T'_{mi}, \quad \tilde{S}'_{mi} = S'_{mi}, \quad (25)$$

სადაც $u_{mi}, v_{mi}, w_{mi}, T'_{mi}, S'_{mi}$ განისაზღვრებიან ზღვის სიღრმული ბლოკის მოდელის რეალიზაციის შედეგად, რომლისთვისაც ზღვის ფსკერზე $z_m = H_{mi}(x, y)$ მოიცემა შემდეგი სასაზღვრო პირობები

$$u_{mi} = 0, \quad v_{mi} = 0, \quad w_{mi} = 0, \quad \frac{\partial T'_{mi}}{\partial z} = -\gamma_{Tmi}, \quad \frac{\partial S'_{mi}}{\partial z} = -\gamma_{Smi}, \quad (26)$$

ხოლო რაც შეეხება სასაზღვრო პირობებს ზღვის ზედაპირზე, ისინი ანალოგიურია (23) პირობებთან.

ნიადაგის აქტიური ფენის ქვედა საზღვარზე $z_m = h_m$

$$T'_n = 0 \quad (27)$$

აქ გამოყენებულია შემდეგი აღნიშვნები: q_m ნაჯერობის კუთრი სინოტივეა; L ორთქლადქცევის ფარული სითბოა; r ფარდობითი სინოტივეა დედამიწის ზედაპირთან; C_n, ρ_n ნიადაგის კუთრი სითბო-ტევადობა და ხმკერივეა შესაბამისად; R_1, R_2 ზღვისა და ხმელეთის ზედაპირების რადიაციული ბალანსია;

C, ემპირიული კოეფიციენტი, რომელიც ითვალისწინებს დრუბლიანობის გავლენას რადიაციულ ბალანსზე.

(21)(26) სასაზღვრო პირობებთან დაკავშირებით აღნიშნით შემდეგი: (21) სასაზღვრო პირობებიდან ნანს, რომ ტროპოპაუზის სიმაღლეზე, რომელიც მოდელში მიღებულია, როგორც "შარი კედელი", დრუბლთა წარმოქმნას ადგილი არა აქვს. (22) პირობები გამოხატავენ მეტეოროლოგიური სიდიდეებისა და ნაკადების უწყვეტობას ტურბულენტური ფენის ზედა საზღვარზე. თუ გავითვალისწინებთ მეტეოროლოგიაში კარგად ცნობილ ფაქტს, რომ ჰაერის ნაკადის მოძრაობისას ოროგრაფიულად არაერთგვაროვანი ზედაპირის ზემოთ დენის წირები დიდი სიზუსტით იმეორებენ რელიეფის ფორმას ატმოსფეროს ქვედა ფენებში, კერტიკალური სიჩქარისათვის გამართლებულია $z = \delta + h_a$ დონეზე დაიწეროს ცნობილი გარსშემოდენის პირობა [12]. ვინაიდან (1)(7) განტოლებათა სისტემის რიცხვითი მეთოდით ამოხსნისას ქვეფენილი ზედაპირის რეალური რელიეფის აპროქსიმირება ხდება უბან-უბან ბრტყელი ზედაპირებით, ამიტომ გარსშემოდენის პირობა ტოლფასია (22) პირობისა Δz თვის.

გაცილებით რთულია ადეკვატური სასაზღვრო პირობების დაწერა ზღვა-ატმოსფეროს გამყოფ საზღვარზე, სადაც ზღვის ზედაპირი დროში მუდმივ ცვლილებებს განიცდის. ეს უკანასკნელი კი დამოკიდებულია ატმოსფერული პროცესების ხასიათზე. რეგიონალური პროცესების მოდელირების თვალსაზრისით მეტად მნიშვნელოვანია მოძრავ გამყოფ ზედაპირზე იმპულსის, სითბოსა და წყლის ორთქლის ტურბულენტური ნაკადების სწორად განსაზღვრა, რომელთა მეშვეობით ხორციელდება ზღვა-ატმოსფეროს ურთიერთქმედება. ამ ნაკადების ფორმირებაზე კი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ზღვის ზედაპირის მდგომარეობა [13-15]. (23) პირობები ზღვა-ატმოსფეროს გამყოფ საზღვარზე გარკვეულ გამარტივებას წარმოადგენს. აქ ზღვის ზედაპირი განიხილება როგორც სარკისებური და არაა ასახული ნაკადების სიდიდეთა დამოკიდებულება ატმოსფეროსა და ზღვის ზედაპირის მდგომარეობაზე. ამკამად, რიცხვით მოდელურებში აღნიშნული ნაკადების გათვლისას ფართოდ გამოიყენება ნახევრადემპირიული ე.წ. BULK ფორმულები [2,13]. ამ ფორმულებში შემავალი თბოგაცვლის, ტენგაცვლისა და წინააღმდეგობის კოეფიციენტები, რომელთა მნიშვნელობანი ემპირიულადაა მიღებული, ირიბად გამოხატავენ ტურბულენტური ნაკადების დამოკიდებულებას ქარის სიჩქარესა და თერმული სტრატეფიკაციის რეჟიმზე და შესაბამისად ზღვის მოძრავი ზედაპირის მდგომარეობაზე. ერთიანი მოდელის რეალიზაციისას შესაძლებელია (23) სასაზღვრო პირობებში შემავალი ტურბულენტური ნაკადების განსაზღვრა ატმოსფეროში BULK ფორმულების გამოყენებით.

რადგანაც (1)-(7) ტროპოსფეროს განტოლებათა სისტემის ინტეგრირება ხდება შემოსაზღვრულ ტერიტორიაზე, ცხადია, რომ საჭიროა გვერდითი სასაზღვრო პირობების დასმაც, ისევე როგორც (13)-(19) ზღვის დინამიკის განტოლებათა ინტეგრირებისას ზედაპირული ფენასა და ზღვის მთელ აკვატორიაში. ატმოსფეროში გვერდითი სასაზღვრო პირობების ფორმულირებისას ვაწყდებით გარკვეულ სიძნელეებს, რომლებიც გამოწვეულია მეტეოროლოგიური ინფორმაციის უქონლობით გვერდით საზღვრებზე. ამ შემთხვევაში საჭიროა ისეთი სასაზღვრო პირობების გამოყენება, რომლებიც პრაქტიკულად არ დაამახინჯებს ამონახსნს ჩვენთვის სასურველი საინტეგრირაციის განმავლობაში. ასეთ სასაზღვრო პირობებად შეიძლება გამოვიყენოთ "დამაგრებული" სასაზღვრო პირობები [16, 17], საზღვრებისადმი ნორმალის ვასწვრივ მეტეოროლოგიურ სიდიდეთა წარმოებულების ნულთან ტოლობა და სხვა.

(13)-(19) ზღვის ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემის ინტეგრირებისას Ω შემოსაზღვრულ არეში Σ სასაზღვრო ზედაპირით ვისარგებლებთ შემდეგი გვერდითი სასაზღვრო პირობებით:

$$\tilde{u}_{mi} = 0, \quad \tilde{v}_{mi} = 0, \quad \frac{\partial \tilde{T}_{mi}}{\partial n} = 0, \quad \frac{\partial \tilde{S}_{mi}}{\partial n} = 0 \quad \Sigma - \text{ზე} \quad (28)$$

(28) სასაზღვრო პირობები გამოიყენება აგრეთვე ზღვის დინამიკის მოდელის რეალიზებისას მთელი აუზისათვის.

აღვნიშნოთ, რომ (13)-(19) განტოლებათა სისტემა (26), (28) სასაზღვრო პირობებით და ზღვის ზედაპირზე ქარის ხახუნის ტანგენციალური დაძაბულობის კომპონენტების, ტემპერატურისა და მარილიანობის ველების საშუალო წლიური კლიმატური და სეზონური მნიშვნელობების მოცემით საფუძვლად უდევს ზღვის დინამიკის მოდელს, რომელიც რეალიზებული იყო შავი ზღვის აუზისათვის [18,19].

ერთიანი მოდელის განტოლებათა ამოხსნის არის პორიზონტალური ზომების განსაზღვრისას გათვალისწინებული უნდა იყოს ის ფაქტი, რომ ატმოსფეროსა და ზღვაში მიმდინარე პროცესების სივრცით-დროითი მასშტაბები ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან. მაგალითად, თუ შემოვიხაზღვრებით ატმოსფეროს მხოლოდ იმ ნაწილით, რომელიც შავი ზღვის აკვატორიის თანაზომადია, მაშინ ატმოსფერული პროცესების სწრაფი ცვალებადობის გამო, მოდელი ვერ შექმნეს ამ ორი გარემოს ურთიერთქმედების კორექტულად ასახვას. ამიტომ აუცილებელია განხილულ იქნას ერთიანი მოდელი გაფართოებული არისათვის, რომელიც შავი, კასპიისა და ხმელთაშუა ზღვების აუზებს მოიცავს.

იმ პრობლემათა ნუსხაში, რომელიც დაკავშირებულია (1)-(20) განტოლებათა ერთობლივ ინტეგრირებასთან შესაბამისი სასაზღვრო პირობების გამოყენებით, საწყისი პირობების განსაზღვრა ერთ-ერთი

თელი პრობლემაა. პრობლემის ხირთულე მდგომარეობს გაზომვით
საწყისი ჰიდროფიზიკური ველების პრაქტიკულად არარსებობაში. ზღვის
ჰიდროფიზიკური მდგომარეობის განსაზღვრისათვის საწყის $t=0$
მომენტში საჭიროა ვისარგებლოთ იმ ფაქტით, რომ ზღვის და საერთოდ
ოკეანის ჰიდროფიზიკური ველების ფორმირება უპირველეს ყოვლისა
განპირობებულია ატმოსფერული ზემოქმედებით, ამ შემთხვევაში,
ერთიანი მოდელის განტოლებათა ინტეგრირების დაწყებამდე უნდა
ამოიხსნას ჯერ სტაციონარულ კლიმატურ მდგომარეობაზე გახვლის
ამოცანა ზღვის ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებებისათვის შავი
ზღვის მთელი აუზისათვის, ხოლო შემდგომ ზღვის ზედაპირული
აქტიური ფენისათვის. მიღებული კლიმატური ჰიდროფიზიკური ველები
გამოიყენება, როგორც საწყისი პირობები ერთიან მოდელში შეზავალი
ზღვის ბლოკის განტოლებებისათვის.

რაც შეეხება საწყის მეტეოროლოგიურ ველებს (1)-(7)
განტოლებებისათვის ტროპოსფეროში, იგი მოიცემა შემდეგნაირად

$$u_a = u_a^0, v_a = v_a^0, \theta_a = \theta_a^0 \quad q_1 = q_1^0, q_2 = q_2^0, \text{ როცა } t=0$$

საწყისი მეტეოროლოგიური ველების მოსამზადებლად საჭიროა
დაკვირვების მონაცემთა შეკრებისა და დამუშავების
ჰეტრომატიზირებული სისტემის ფუნქციონირება. საცდელი რიცხვითი
ექსპერიმენტების ჩატარებისას კი ეს ველები განისაზღვრება ფაქტიური
დაკვირვების აეროლოგიური რუკებიდან.

ქვეა ტურბულენტურ ფენაში საწყის $t=0$ მომენტში პრაქტიკულად
შეუძლებელია გექონდეს ინფორმაცია მეტეოროლოგიური ხიდივების
შესახებ ამ ფენის მთელ სისქეში. ამ შემთხვევაში საწყისი ველების
აღდგენა მოხდება ერთიანი მოდელის განტოლებათა ინტეგრების
დაწყებისას, (8)-(12) განტოლებათა ინტეგრებით ნულოვანი საწყისი
პირობებიდან კვაზიპერიოდულ რეჟიმზე გახელამდე დღე-ღამური
პერიოდით. ამოცანის გარეშე პარამეტრებად აღება ტროპოსფეროს
განტოლებათა ინტეგრირებისას პირველ დროით ბიჯზე მიღებული
ფონური პარამეტრები. ნიადაგის აქტიურ ფენაში საწყის $t=0$ მომე
ნტში ტემპერატურის გადახრა შეიძლება მივიღოთ 0-ის ტოლად.

მნიშვნელოვანი საკითხია ტურბულენტობის ველის გამოთვლა
ზღვასა და ატმოსფეროში. ისევე როგორც [18,19]-ში, ზღვაში
პორიზონტალური ტურბულენტობის კოეფიციენტის გამოთვლისათვის
შეიძლება ვისარგებლოთ [20]-ში მოცემული ფორმულით, ხოლო
ვერტიკალური ტურბულენტობის კოეფიციენტები გამოთვალათ [21]-
ში გამოყენებული მეთოდით. ატმოსფეროს მიწისპირა (ან წყლისპირა)
ფენაში ვერტიკალური ტურბულენტობის კოეფიციენტების
განსაზღვრისათვის გამოიყენება მონინ-ობუხოვის მსგავსების თეორია
[10], ხოლო ამ ფენის ზემოთ ტურბულენტობის კოეფიციენტები შეიძლება

განვსაზღვროთ, როგორც რინარდსონის რიცხვზე დამოკიდებული ფუნქციები [22].

ერთიანი მოდელის განტოლებათა ამოხსნის ალგორითმი ზღვის აუზსა და ტროპოსფეროში დაფუძნებულია გახლენის ორციკლიანი მეთოდის გამოყენებაზე ფიზიკური პროცესებისა და საკოორდინატო სისტემებისა და წრფეების მიხედვით [9,23]. (8)-(12) პლანეტარული სასაზღვრო ფენის განტოლებათა სისტემისა და ნიადაგში (20) მოლეკულური თბოგამტარობის განტოლების ინტეგრირებისას ღრობითი ცელადის მიმართ აპროქსიმაციისათვის გამოიყენება კრანკ-ნიკოლსონის სქემა [9], ხოლო z კოორდინატის მიმართ - ცენტრალური სასრულ-სხვაობები. მიღებული ალგებრულ განტოლებათა სისტემა ამოიხსნება მატრიცული და ჩვეულებრივი ფაქტორიზაციის მეთოდების გამოყენებით შესაბამისად ატმოსფეროსა და ნიადაგში.

1. Манабе С., Брайен К. Климат и циркуляция океана Л., Гидрометеоиздат, 1972.
2. Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. и др. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Л., Гидрометеоиздат, 1984.
3. Washington W.M., Semtner A.J., Meehl G.A. e.a. A general circulation experiment with a coupled atmosphere, ocean and seaice model. J. Phys. Oceanogr., 1980 vol. 10, N12.
4. Солянкин Е.В. Макроклиматическая роль Черного моря. Океанология, 1964 г. т. 4, вып. 2.
5. Папинашвили К.И. Атмосферные процессы в закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Европой. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
6. ჯავახიშვილი შ.ო. ატმოსფერული ნალექები საქართველოს ტერიტორიაზე. თბილისი, 1981.
7. გიგინეიშვილი გ., მეტრეველი გ., გზირიშვილი თ., ბერიტაშვილი ბ. კლიმატის თანამედროვე გლობალური დათბობის გავლენა საქართველოს ზღვის სანაპირო ზონაზე. თბილისი, გაერო-ს კლიმატის ცვლილებების ჩარჩო-კონვენციის ეროვნული სააგენტო, 1999.
8. თავართქილაძე კ., შენგელაია ი. შავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში, რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა. თბილისი, მეცნიერება, 1999.
9. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
10. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
11. Деметрашвили Д.И. Нестационарная квазиодномерная модель планетарного пограничного слоя Земли. Тр. ЗаКНИИ, 1989. вып. 91(98).
12. Гутман Л.Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Л., гидрометеоиздат, 1969.
13. Перри А.Х., Уокер Дж. М. Система океан-атмосфера, Л., Гидрометеоиздат, 1979.
14. Китайгородский С.А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л., Гидрометеоиздат, 1970с.
15. Бортковский Р.С. Тепло-и влагообмен атмосферы и океана при шторме. Л., Гидрометеоиздат, 1983.
16. Гандин Л.С., Дубов А.С. Численные методы краткосрочного прогноза погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
17. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1967.
18. Kordzazdze A., Demetrashevili D., On a Coupled sea-atmosphere regional numerical model. J. Georgian Geoph. Soc., Tbilisi, 1999, v.4B.
19. Кордзაძე А.А., Деметрашвили Д.И. С Численные эксперименты по модели динамики Черного моря, учитывающей поглощение солнечной радиации. Вычислительная математика и математическое моделирование. Труды международной конференции. М., 2000, т1.

20. Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы, Л., Наука, 1971.

21. Марчук Г.И. Кочергин В.П., Саркисян А.С. и др. Математические модели циркуляции океана, Новосибирск, Наука, 1980.

22. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. ч. 1. М., Наука, 1965.

23. Кордзадзе А.А. Математическое моделирование динамики морских течений. (теория, алгоритмы, численные эксперименты) М., Отдел вычислительной математики АН СССР, 1989.

А.А. Кордзадзе, Д.И. Деметрашвили

Региональная гидродинамическая модель климатической системы море-суша-атмосфера

Резюме

Рассматриваются основные вопросы, связанные с постановкой региональной математической модели климатической системы море-суша-атмосфера, В основе единой модели лежат полные системы уравнений гидротермодинамики моря и атмосферы, уравнения молекулярной теплопроводности в почве и теплового баланса подстилающей поверхности (вода, суша). Модель состоит из взаимодействующих между собой отдельных блоков, каждый из которых представляет собой математическую модель, имеет самостоятельное значение и описывает гидротермодинамические процессы в отдельных объектах природной среды.

A. A. Kordzadzze, D. J. Demetrashvili

A Regional Hydrodynamic Model of Climatic System

Sea-Land-Atmosphere

Summary

The basic questions connected to statement of regional mathematical model of climatic system the sea - land - atmosphere are considered. The coupled model is based on full systems of the hydrothermodynamic equations of the sea and atmosphere, the equations of molecular heat conductivity in the soil and of heat balance of the underlying surface (water, land). The model consists of interacting between themselves separate blocks, each of them has independent significance and represents mathematical model describing hydrothermodynamic processes in separate objects of the environment.

The vertical structure of the model covers four layers: (1) Troposphere which is considered above the lower turbulent layer up to height of tropopause; (2) The lower turbulent layer; (3) The active layer of the sea or soil; (4) The deep-sea layer which covers all water area from a sea surface to the bottom.

ღრუბლიანობის ბავლენა ატმოსფეროს მიწისპირულ ტემპერატურაზე

მიწისპირა ტემპერატურული ველის სიდიდესა და ცვალებადობას მრავალი ასტრონომიული და მეტეოროლოგიური ფაქტორი განაპირობებს. იგივე ფაქტორები ზემოქმედებენ ატმოსფეროს ფიზიკური მდგომარეობის დამახასიათებელ სხვა მეტეოროლოგიური ელემენტების ფორმირებაზეც. ამიტომ ვჭვსვარეშეა, რომ ატმოსფეროს მახასიათებელ პარამეტრებს შორის მჭიდრო კავშირი უნდა არსებობდეს, მაგრამ, ეს კავშირი იმდენად რთული და მრავალწახნაგოვანია, რომ მისი მოდელირება და სრული სახით წარმოდგენა თითქმის შეუძლებელია. ასეთი კავშირების შესწავლის შედარებით მარტივ შესაძლებლობას, ამა თუ იმ პარამეტრებსა თუ პროცესებზე ხანგრძლივი დაკვირვების მონაცემთა ანალიზი იძლევა, მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდების გამოყენებით.

წინამდებარე ნაშრომის მიზანს მიწისპირა ტემპერატურულ ველზე საერთო მოღრუბლულობის გავლენის შეფასება წარმოადგენს საქართველოს რეგიონალურ პირობებში. კავშირი საერთო მოღრუბლულობას და ტემპერატურას შორის საერთოდ და კერძოდ საქართველოს პირობებშიც ნაკლებადაა შესწავლილი. მისი შესწავლის მნიშვნელობა ძალზე დიდია, როცა საკითხი ქვეყნილი ზედაპირების ენერგო-ბალანსური მოდელის შექმნას და კლიმატის ცვლილების შესწავლას ეხება. საქმე იმაშია, რომ კლიმატის ფორმირებისა და ცვლილების ძირითადი მიზეზის, სხივური ენერგიის ატმოსფეროში გადატანის თეორიული გამოთვლა, მხოლოდ მოწმენდილი ცის პირობებშია შესაძლებელი. ლიტერატურულ წყაროებში ასეთი გამოთვლების მრავალრიცხოვანი შედეგებია წარმოდგენილი ამა თუ იმ რეგიონისთვის, მაგრამ თითქმის ყოველ მათგანში ტემპერატურა მეტეოროლოგიური ცნობარების მიხედვითაა აღებული. როგორც ცნობილია, შესაძლო ტემპერატურის მნიშვნელობა მოწმენდილი ცის შემთხვევაში ცნობარებში არაა მოცემული. მოწმენდილი ცის პირობებში გამოთვლილი რადიაციული ნაკადების სიდიდეთა გადაყვანა შემდეგში ხდება რეგიონალური მოღრუბლულობის გათვალისწინებით. მაგრამ, ეს ვერ გამორიცხავს იმ უზუსტობას, რომელიც მოწმენდილი ცის შემთხვევაში რადიაციული ნაკადების გამოთვლისას იყო დაშვებული.



თუ ტემპერატურა მოწმენდილი ცის შემთხვევაში ფაქტიურად განსხვავდებოდა.

საქართველოს რეგიონალურ პირობებში, მიწისპირა ტემპერატურულ ველსა და საერთო მოღრუბლულობას შორის კავშირის შესახებ ვაგვალად გამოყენებული იქნა 39 დაკვირვების პუნქტის საშუალო თვიური მონაცემები 1936-1991 წლებში.

თავდაპირველად პაერის მიწისპირა ტემპერატურის და საერთო მოღრუბლულობის საშუალო თვიური სიდიდეების ოცდაექვსი ათასზე მეტი წყვილი გაგანაწილეთ შემდეგ ოთხ რეგიონალურ ჯგუფში: 1. დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი (15 დაკვირვების პუნქტი, 10080 შემთხვევა); 2. აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე (12 დაკვირვების პუნქტი, 8064 შემთხვევა); 3. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა (7 დაკვირვების პუნქტი, 4704 შემთხვევა); 4. მესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი (5 დაკვირვების პუნქტი, 3360 შემთხვევა).

მიუხედავად იმისა, რომ დაჯგუფებები შექმნილია მსგავსი კლიმატური რეჟიმების გათვალისწინებით, ჯგუფების შიგნით მოხვედრილი დაკვირვების პუნქტების ტემპერატურები აბსოლუტური მნიშვნელობებით, თუნდაც ზღვის დონიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე განლაგების გამო, საკმაოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. ეს განსხვავებები სავარაუდოა, რომ გარკვეულ უარყოფით გავლენას მოახდენენ ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის კავშირის ძიების პროცესზე და ამიტომ, მოვახდინეთ მონაცემთა ბაზის სრული ნორმირება. მანორმირებულ სიდიდედ გამოვიყენეთ თითოეული დაკვირვების პუნქტის, თითოეული თვის 56 წლის საშუალო არითმეტიკული, ე.ი. მოცემული დაკვირვების პუნქტის, მოცემული თვის საშუალო ტემპერატურის ნაცვლად განვიხილეთ აღნიშნული ტემპერატურის შეფარდება შესაბამისი დაკვირვების პუნქტისა და შესაბამისი თვის 56 წლის საშუალო არითმეტიკულთან. ამრიგად, მივიღეთ მონაცემთა ბაზა, რომელიც განსაზღვრავს ტემპერატურის ნორმიდან განსხვავებათა ცვლილებას 1936-1991 წლებში. ამან საშუალება მოგვცა გაგვერთიანებია აღნიშნულ ოთხ დაჯგუფებაში შემაგალი დაკვირვების პუნქტების მონაცემები, რადგან მათ შორის აბსოლუტური განსხვავებები გამოირიცხა. თუ საშუალო თვიურ ტემპერატურას და საშუალო თვიურ მოღრუბლულობას აღვნიშნავთ შესაბამისად T და G ხოლო მანორმირებულ სიდიდეებს \bar{T} და \bar{G} -თი, მაშინ მონაცემთა ბაზა

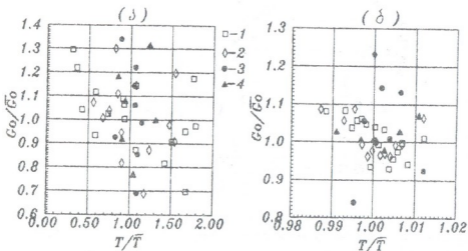
გარდაიქმნება ნორმირებულ წყვილებად $\left(\begin{matrix} T & G \\ \bar{T} & \bar{G} \end{matrix} \right)$ და მათი საერთო

რიცხვი იქნება 26208 წყვილი.

დაჯგუფებაში შემავალი ნორმირებული წყვილები, თვეების მიხედვით

დავალაგეთ $\frac{G}{\bar{G}}$ -ს ზრდის მიხედვით. ამგვარად დალაგებული წყვი-

ლებიდან განვსახვრეთ თანმიმდევრობით ყოველი 50 წყვილის საშუალო. მიღებული შედეგებით შედგენილია ცხრილი 1. ცხრილის ანალიზი გვჩვენებს, რომ ტემპერატურისა და ღრუბლიანობის ნორმირებულ მნიშვნელობებს შორის კავშირი წლის მხოლოდ თბილ პერიოდში ელინდება. ამის მიზეზი თითქოს უნდა იყოს ის გარემოება, რომ ზამთრის თვეებში ტემპერატურის მნიშვნელობა ნულს უახლოვდება და ეს იწვევს დისპრეხიის საგრძობლად გაზრდას, რის გამოც მიღებული შედეგების საიმედოობა მცირდება. ამას რა თქმა უნდა, გარკვეული მნიშვნელობა აქვს მაგრამ, როგორც აღმოჩნდა იგი გადამწყვეტი არ

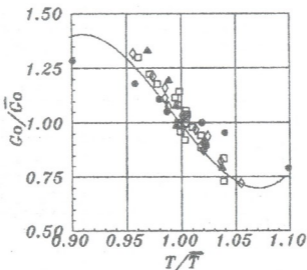


სურ. 1. კავშირი საერთო პოლრუბლულობასა და ჰაერის მიწისპირა ტემპერატურის ნორმირებულ მნიშვნელობებს შორის იანვარში საქართველოს რეგიონებისთვის: 1- დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი; 2- აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე; 3 - კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა; 4 - შესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი. (ტემპერატურის მნიშვნელობები აღებულია ცელსიუსისა (ა) და კელვინის (ბ) შკალით)

არის. სურათებზე 1ა და 1ბ მოცემულია დამოკიდებულება $\frac{G}{\bar{G}}$ -სა და

$\frac{T}{\bar{T}}$ -ს შორის იანვრის თვისთვის ოთხივე რეგიონისთვის. პირველი მათგანი (1ა) აგებულია ტემპერატურების მნიშვნელობებისათვის

ცვლილების შკალით, ხოლო მეორე (1ბ) სურათზე იგივე დიაგრამაზე ბულება მოცემულია ტემპერატურის კვლევის შკალით ათვლის პირობებში. როგორც სურათებიდან ჩანს თუ პირველ შემთხვევაში ღრუბლიანობის ნორმიდან გადახრის $\pm 40\%$ -ს ტემპერატურის ნორმიდან გადახრის $\pm 75\%$ შეესაბამებოდა, მეორე შემთხვევაში ნორმიდან ღრუბლიანობის გადახრის იგივე დიაპაზონს, ტემპერატურის ნორმიდან გადახრის დაახლოებით $\pm 1,5\%$ შეესაბამება. მიუხედავად ამისა სურ. 1 ბ-ზე ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის დამოკიდებულებაში რაიმე კანონზომიერება თითქმის არ ჩანს.



სურ. 2 კავშირი საერთო მდგრუბლულობასა და ჰაერის მიწისპირა ტემპერატურის ნორმიზებულ მნიშვნელობებს შორის ივლისში. (პირობითი ნიშნების განმარტება იხ. სურ. 1-ზე.)

სხვა სურათს მივიღებთ თუ იგივე დამოკიდებულებას განვიხილავთ წლის თბილი პერიოდისთვის. სურ. 2-ზე მოცემულია დამოკიდებულება ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის ივლისის თვეში. ყველა რეგიონისთვის მკვეთრადაა გამოხატული უადრესად მნიშვნელოვანი კანონზომიერება - ღრუბლიანობის ნორმიდან გადახრა ზრდის მიმართულებით იწვევს ტემპერატურის ნორმიდან გადახრას შემცირების მიმართულებით და პირიქით. ამასთან ერთად, ღრუბლიანობის ნორმიდან გადახრის მოცემულ ინტენსიურობას, ტემპერატურის ნორმიდან გადახრის ხუთჯერ ნაკლები ინტენსიურობა შეესაბამება, ანუ ღრუბლიანობის $\pm 25\%$ -ით ნორმიდან გადახრა, ტემპერატურის მხოლოდ $\pm 5\%$ -ით ცვლილებას იწვევს. სამწუხაროდ მსგავსი გამოკვლევები ლიტერატურულ წყაროებში ვერ ვიპოვეთ, რომ გაგვესაზღვრა მიღებული

კავშირი ტემპერატურასა და საერთო მოდერუბლეულობას შორის საშუალო თვეური
 ნორმირებული მონაცემებით საქართველოს ტერიტორიაზე

იანვარი		თებერვალი		მარტი		აპრილი		მაისი		ივნისი		ივლისი		აგვისტო		სექტემბერი		ოქტომბერი		ნოემბერი		დეკემბერი			
G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T	G	T		
შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ	შ	წ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24		
დასახელებული საქართველოს მთისწინეთი																									
0.68	1.05	0.71	0.92	0.76	1.21	0.72	1.28	0.76	1.04	0.71	1.06	0.71	1.04	0.68	1.07	0.63	1.07	0.53	1.12	0.61	1.11	0.66	1.10		
0.80	1.09	0.82	1.30	0.84	1.07	0.81	1.11	0.82	1.04	0.83	1.02	0.82	1.04	0.78	1.04	0.76	1.03	0.72	1.13	0.75	1.07	0.76	1.09		
0.84	1.04	0.86	0.91	0.88	1.07	0.86	1.07	0.86	1.05	0.87	1.00	0.87	1.02	0.82	1.04	0.82	1.03	0.79	1.05	0.80	1.09	0.84	0.91		
0.89	1.08	0.89	1.20	0.90	1.07	0.89	1.05	0.90	1.03	0.90	1.01	0.90	1.00	0.85	1.01	0.86	1.02	0.84	1.01	0.85	1.03	0.88	0.98		
0.92	0.95	0.92	1.15	0.93	1.06	0.92	1.05	0.92	1.02	0.93	1.00	0.92	1.02	0.88	1.02	0.90	1.01	0.88	1.00	0.88	1.02	0.91	0.94		
0.94	1.04	0.94	1.07	0.95	0.97	0.95	1.00	0.94	1.02	0.95	0.97	0.94	1.00	0.91	1.01	0.92	1.01	0.91	1.01	0.91	1.03	0.93	0.89		
0.96	1.26	0.96	1.08	0.97	1.04	0.98	0.98	0.96	1.02	0.97	1.00	0.96	1.01	0.93	1.01	0.96	1.01	0.95	1.00	0.95	1.04	0.96	0.96		
0.99	0.90	0.98	1.02	0.99	1.01	0.99	1.01	0.98	1.00	0.98	0.99	0.98	0.99	0.96	1.01	0.98	1.00	0.99	0.99	0.98	1.04	0.99	1.03		
1.01	0.71	1.00	1.12	1.01	1.01	1.01	0.98	1.00	1.02	1.01	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.01	0.99	1.02	1.00	1.01	1.04	1.01	1.04		
1.03	0.39	1.02	1.19	1.02	1.04	1.03	0.96	1.02	0.98	1.02	1.00	1.02	1.00	1.01	0.99	1.04	1.00	1.04	0.96	1.04	1.03	1.04	0.99		
1.05	0.89	1.04	1.15	1.04	1.00	1.05	0.96	1.04	0.99	1.04	1.00	1.04	1.00	1.04	1.00	1.07	0.97	1.07	0.94	1.06	0.96	1.06	0.99		
1.07	0.88	1.06	0.86	1.06	0.97	1.07	0.95	1.06	0.98	1.06	1.00	0.99	1.07	0.96	1.01	0.99	1.11	0.96	1.09	0.96	1.00	1.00	0.95		
1.10	0.55	1.09	1.21	1.08	0.94	1.09	0.97	1.08	0.98	1.08	1.00	1.09	0.99	1.10	1.00	1.13	0.97	1.15	0.98	1.13	0.92	1.11	1.00		
1.12	1.04	1.12	0.92	1.10	0.89	1.11	0.97	1.11	0.88	1.10	0.99	1.12	1.00	1.14	0.98	1.15	0.97	1.18	0.96	1.16	0.95	1.14	1.04		
1.16	1.72	1.16	1.05	1.13	0.92	1.14	0.92	1.14	0.96	1.15	0.98	1.10	0.96	1.19	0.96	1.19	0.97	1.22	0.97	1.21	1.00	1.17	0.96		
1.20	0.30	1.20	0.89	1.16	0.82	1.18	0.92	1.19	0.95	1.18	0.98	1.20	0.97	1.20	0.96	1.23	0.97	1.27	0.98	1.26	0.98	1.21	0.97		
1.28	0.24	1.30	0.40	1.21	0.81	1.23	0.89	1.28	0.40	1.29	0.96	1.23	0.96	1.47	0.05	1.32	0.99	1.42	0.91	1.38	0.86	1.29	1.20		
აღმოსავლელი საქართველოს ვაკე																									
0.67	1.14	0.65	-0.60	0.71	1.40	0.72	1.16	0.75	1.05	0.72	1.06	0.70	1.05	0.65	1.06	0.60	1.10	0.58	1.10	0.65	1.03	0.64	1.25		
0.80	0.86	0.81	-0.63	0.85	1.17	0.82	1.13	0.82	1.07	0.83	1.05	0.80	0.85	0.72	1.04	0.74	1.07	0.74	1.10	0.77	1.02	0.78	1.04		
0.86	1.20	0.87	0.09	0.88	1.27	0.87	1.12	0.88	1.03	0.84	1.02	0.85	0.82	0.80	1.05	0.80	1.04	0.82	1.01	0.80	0.98	0.85	0.28		
0.89	1.51	0.92	1.25	0.92	0.86	0.91	1.04	0.91	1.02	0.92	1.01	0.89	1.02	0.85	1.03	0.86	1.04	0.86	0.90	0.89	0.97	0.89	0.95		
0.93	0.87	0.85	2.08	0.96	0.90	0.96	1.01	0.94	1.03	0.95	1.01	0.92	1.02	0.90	1.02	0.91	1.02	0.90	1.00	0.93	0.99	0.93	0.52		
0.96	1.44	0.98	0.34	0.98	1.25	0.99	0.97	0.97	1.00	0.98	1.00	0.95	1.01	0.94	1.01	0.95	1.00	0.94	1.00	0.97	1.00	0.96	0.84		

ცხრილი 1. გაგრძელება

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
0,99	0,94	1,00	0,87	1,01	1,01	1,02	1,00	0,99	1,10	1,01	1,00	0,98	1,00	0,98	0,99	1,01	0,98	0,99	1,00	1,00	1,01	0,99	1,01
1,02	0,72	1,03	1,99	1,03	0,98	1,04	1,03	1,02	0,99	1,03	0,98	1,01	1,00	1,03	0,99	1,02	0,96	1,04	0,97	1,02	1,06	1,02	1,46
1,06	0,53	1,06	2,23	1,05	1,06	1,06	0,97	1,04	0,99	1,06	0,98	1,02	0,96	1,08	0,98	1,09	0,98	1,08	0,96	1,06	1,05	1,05	0,73
1,09	0,82	1,09	1,24	1,08	0,72	1,08	0,94	1,07	0,98	1,08	0,98	1,09	0,99	1,13	0,96	1,13	0,96	1,12	0,97	1,10	1,03	1,09	1,24
1,13	1,04	1,12	1,71	1,11	1,01	1,11	0,90	1,10	0,95	1,10	1,00	1,14	0,94	1,20	0,96	1,17	0,95	1,17	1,00	1,13	0,99	1,14	0,93
1,18	1,51	1,16	1,87	1,14	0,91	1,14	0,90	1,13	0,96	1,13	0,98	1,19	0,97	1,25	0,76	1,22	0,96	1,23	1,03	1,18	0,97	1,19	1,46
1,28	0,79	1,23	1,80	1,21	0,81	1,20	0,83	1,24	0,91	1,21	0,96	1,20	0,93	1,29	0,95	1,32	0,97	1,32	0,99	1,51	0,92	1,32	0,73
კატახიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა																							
0,67	1,06	0,66	2,79	0,73	0,84	0,74	1,06	0,78	1,03	0,74	2,24	0,76	1,10	0,68	1,14	0,66	1,71	0,64	0,92	0,69	1,13	0,68	1,47
0,83	1,07	0,82	3,79	0,86	0,77	0,86	1,08	0,93	1,14	0,89	2,48	0,87	1,02	0,82	1,09	0,84	0,18	0,81	0,96	0,81	0,98	0,82	1,22
0,91	0,80	0,94	0,03	0,93	1,07	0,94	0,94	0,94	1,05	0,93	0,22	0,93	1,04	0,90	1,00	0,91	1,76	0,90	0,91	0,89	1,14	0,91	1,41
0,96	1,11	0,99	-3,89	1,00	0,84	0,99	1,06	0,88	1,10	0,99	0,94	0,97	1,02	0,97	0,94	0,93	1,13	0,97	0,89	0,97	1,00	0,98	1,29
1,04	1,03	1,04	-0,51	1,03	1,42	1,04	0,95	1,02	1,07	1,04	0,91	1,02	0,98	1,04	0,99	1,04	1,12	1,04	1,06	1,04	0,97	1,04	1,02
1,12	1,02	1,10	2,28	1,09	0,46	1,10	0,92	1,08	0,99	1,08	1,18	1,08	0,98	1,12	0,94	1,11	0,56	1,14	0,82	1,12	0,99	1,12	0,72
1,20	1,09	1,16	2,32	1,14	1,02	1,15	0,99	1,13	0,78	1,12	0,32	1,13	0,96	1,20	0,93	1,09	0,35	1,22	1,22	1,21	1,01	1,20	0,27
1,32	0,86	1,27	2,91	1,23	1,16	1,22	0,83	1,22	0,89	1,21	0,66	1,26	0,90	1,34	0,82	1,31	0,52	1,28	1,10	1,31	0,72	1,31	0,33
შესხეთ-ვაეახეთის ზეგანი																							
0,74	1,01	0,74	1,44	0,79	0,14	0,78	1,19	0,81	1,03	0,78	1,03	0,76	1,03	0,69	1,03	0,69	1,03	0,68	1,08	0,71	0,97	0,72	0,81
0,89	0,87	0,90	1,26	0,92	1,21	0,91	0,99	0,92	1,03	0,92	1,00	0,88	1,02	0,85	1,03	0,87	1,04	0,86	0,99	0,99	1,00	0,88	0,38
0,98	1,27	0,99	0,23	0,99	1,36	1,00	0,97	0,98	1,02	0,99	1,01	0,96	0,99	0,97	0,98	0,99	0,99	0,96	0,95	0,99	1,06	0,98	1,00
1,06	0,90	1,06	0,58	1,05	1,20	1,06	0,96	1,04	0,99	1,03	0,98	1,03	0,99	1,09	1,00	1,08	0,98	1,08	1,01	1,03	1,06	1,04	0,43
1,16	0,82	1,13	0,56	1,13	0,88	1,12	0,92	1,12	0,94	1,02	0,99	1,18	0,98	1,20	0,96	1,19	0,97	1,18	1,02	1,12	1,03	1,16	0,96
1,26	1,19	1,27	2,96	1,21	1,14	1,22	0,96	1,24	0,95	1,23	0,96	1,20	0,97	1,36	0,97	1,32	0,94	1,36	0,93	1,29	0,81	1,32	1,14

შედგენ რეგიონალურ რეჟიმს ახასიათებს თუ გლობალური ზომიერებაა.

იმისათვის, რომ დაგვედგინა მიღებული კანონზომიერება რა სახეს ღებულობს არანორმირებული, აბსოლუტური სიდიდეების შემთხვევაში და, ამასთან ერთად, შეგვემოწმებია მისი რეგიონალურობა, განვიხილოთ წყვილები აბსოლუტური მნიშვნელობებით, მიღებულ დაჯგუფებაში შემავალი 37 დაკვირვების პუნქტისთვის. ამისათვის გავეართიანეთ დაკვირვების თითოეული პუნქტის 56 წლის ყველა თვის მონაცემები, განვსაზღვრეთ მათ შორის კორელაციის კოეფიციენტები და დავადგინეთ უმარტივესი წრფივი კავშირი ($G=a+bT$) ცალკეული დაკვირვების პუნქტების მიხედვით. მიღებული შედეგები კომპაქტური სახით მოცემულია მე-2-ე ცხრილში რეგიონების მიხედვით. ცხრილში შეტანილია წრფივი აპროქსიმაციის მხოლოდ b კოეფიციენტის მნიშვნელობები, რადგან ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის დამოკიდებულების ძირითად შინაარსს იგი განსაზღვრავს.

უპირველეს ყურადღებას იმსახურებს ის ფაქტი, რომ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე კორელაციის კოეფიციენტები ტემპერატურასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის უარყოფითია, გამოჩაქვსის შეადგენს მხოლოდ მაღალმთიანი ყაზბეგი, სადაც აღნიშნული კორელაციის კოეფიციენტი $r_{\text{კ}}=+0.21$ (მე-2-ე ცხრილში იგი არაა შეტანილი, რადგან მაქსიმალურ კორელაციის კოეფიციენტებს ვარწმუნოდ არა ნიშნის, არამედ აბსოლუტური სიდიდის მიხედვით). კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი სადგურებიდან მ/მთ ყაზბეგი მკვეთრად გამოირჩევა იმით, რომ იგი ზღვის დონიდან 3665 მ. სიმაღლეზე მდებარეობს და განსხვავებით სხვა მაღალმთიანი დაკვირვების პუნქტებისაგან საშუალო თვიური ტემპერატურები თითქმის მთელი წლის განმავლობაში უარყოფითია (მხოლოდ სამ თვეში ივლის-სექტემბერში ოდნავ აჭარბებს 0°C -ს).

იმისათვის, რომ შეგვემოწმებია მაღალმთიანი ყაზბეგის მონაცემები შემთხვევითია თუ მართლაც იცვლება თვისობრივი კავშირი ატმოსფეროს მიწისპირულ ტემპერატურასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის უარყოფითი ტემპერატურების დიაპაზონში, ტემპერატურისა და ღრუბლიანობის აბსოლუტური მნიშვნელობების წყვილები დაეჯგუფეთ უარყოფითი და დადებითი ტემპერატურების მიხედვით. დაჯგუფების შედეგად მიღებული მწკრივებისთვის განვსაზღვრეთ კორელაციის კოეფიციენტები და წრფივი აპროქსიმაციის a და b კოეფიციენტები. მათი მნიშვნელობები მოცემულია მე-3-ე ცხრილში.

საერთო მოღრუბლელობის გაგენა, ატმოსფეროს
მიწისპირა ტემპერატურაზე

№	პარამეტრის დასახელება		მოედრეები			
			დასავლეთი საქართველოს მთისწინეთი	აღმოსავლეთი საქართველოს ვაკე	კავკასიის სამხრეთ ფერდობის მთა-ღმთიანი ზონა	მუსხო-ჯავახეთის ზეგანი
1	არქივალური	საშუალო (დღეუბების)	6.39	5.88	5.92	6.16
2		საშ. ცენტრალურაზიური	1.16	1.21	1.23	1.17
3		მქსსაშ (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	7.01 ანსეული	6.16 დღეუბები	6.32 ღებრები	6.65 დმზისი
4		მქსს. ცვ. (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	1.54 ანსეული	1.34 შირაქი	1.36 ვაერის ქუჩი	1.35 დმზისი
5		მინსაშ (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	5.70 ხაქარა	5.41 კოვარი	5.37 ვახუტის მშო	5.81 აბახოვზისი
6		მინს. ცვ. (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	1.02 ბოუზი	1.04 ხარდავლი	1.17 თი	1.02 წავლა
1	ტემპერატურა	საშუალო (დღეუბების)	13.06	11.4	4.6	8.6
2		საშ. ცენტრალურაზიური	6.59	8.04	7.33	7.75
3		მქსსაშ (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	14.6 სენაკი	13.4 ხარდავლი	10.0 ცხნელი	12.5 ბოლნისი
4		მქსს. ცვ. (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	7.46 წიფა	8.77, შირაქი	7.92 ღებრები	8.23, ბოლნისი
5		მინსაშ (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	10.5 წიფა	7.6, კოვარი	-5.7 ვახუტის მშო	6.27, წავლა
6		მინს. ცვ.	5.97 ხაქარა	7.06, ხარდავლი	6.67 ვახუტის მშო	7.45 დმზისი
1	კორელაცია კოეფიციენტი		-0.29	-0.43	-0.25	-0.20
2		მქსს(ხოლოდ დღე-პუნქტ)	-0.48, დიათა	-0.54 დღეუბები	-0.62 ვაერის ქუჩი	-0.45 აბახოვზისი
3		მინ (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	-0.05 აბახოვლი	-0.27 ხარდავლი	-0.08 მამის ვაღ	-0.01 წავლა
1	b	საშუალო	-0.066	-0.065	-0.025	-0.036
2		მქსს(ხოლოდ დღე-პუნქტ)	-0.022, ანსეული	-0.038 ხარდავლი	+0.037 ვახუტის მშო	-0.004 დმზისი
3		მინ (ხოლოდ დღე-პუნქტ)	-0.124, სოხუზი	-0.085	-0.125 ვაერის ქუჩი	-0.072, აბახოვზისი

ცხრილი 3

კავშირი ატმოსფეროს მიწისპირა ტემპერატურასა და საერთო მოღრუბლელობას შორის უარყოფითი და დადებითი ტემპერატურების დროს

ტემპერატურის დიაპაზონი	შემთხვევათა რიცხვი	კორელაციის კოეფიციენტი r_{GT}	$G=a+bT$	
			a	b
$T < 0^{\circ}C$	3589	+0.22	6.48	+0.069
$T > 0^{\circ}C$	22619	-0.07	6.71	-0.025



ამრიგად, ატმოსფეროს მიწისპირა ტემპერატურის კავშირი საერთო მოღრუბლულობასთან არ არის ცალსახა. უარყოფითი ტემპერატურების შემთხვევაში ღრუბლიანობის გაზრდა იწვევს ტემპერატურის მატებას, ხოლო დადებითი ტემპერატურების დიაპაზონში პროცესს საწინააღმდეგო მიმართულება აქვს - ღრუბლიანობის გაზრდით ტემპერატურა მცირდება.

საკმაოდ რთულია ამ პროცესის ფიზიკური შინაარსის განსაზღვრა. თუ ატმოსფერული მასების გადატანას ადგილი არა აქვს და განსხვავებული ტემპერატურის მქონე ჰაერის შემოდინება არ ხდება, მაშინ მიწისპირა ატმოსფეროს ტემპერატურის მნიშვნელობა ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურასა და ატმოსფეროში მყოფი გრძელტალღიანი გამოსხივების მშთანთქმელი კომპონენტების (ძირითადად წყლის ორთქლი) რაოდენობაზეა დამოკიდებული. ჰაერის ტემპერატურის ფორმირების აღნიშნულ პროცესზე ატმოსფეროს მახასიათებელმა მრავალმა პარამეტრმა შეუძლია მოახდინოს ურთიერთ საწინააღმდეგო გავლენა. აღნიშნულ პარამეტრებზე ღრუბლიანობის ცვლილების კომპლექსური გავლენის შეფასება ფაქტიურად შეუძლებელია. ამიტომ, აღნიშნული პროცესის ფიზიკური მოდელირების მცდელობას, მიგვაჩნია რომ აზრი არა აქვს. ჩვენ შეგვიძლია მხოლოდ შევაფასოთ მიახლოებითი რაოდენობრივი კავშირი ტემპერატურისა და ღრუბლიანობის ცვლილებებს შორის ტემპერატურის სხვადასხვა დიაპაზონებში და განვსაზღვროთ ის ტემპერატურა, როცა ტემპერატურისა და ღრუბლიანობის კავშირში თვისობრივი ცვლილება ხდება.

როგორც ზემოთ მიღებული შედეგებიდან გამომდინარეობს ტემპერატურისა და ღრუბლიანობის კავშირის ძიებისას, ყოველ შემთხვევაში ჩვენი მონაცემების მიხედვით, რაიმე რეგიონალური კანონზომიერება არ შეიმჩნევა. ამიტომ აღებული ოთხი რეგიონალური დაჯგუფება გავაერთიანეთ და მონაცემთა გენერალური სიმრავლე, ხუთგრადუსიანი დიაპაზონების მიხედვით დაეყავით 8 ჯგუფად. მე-4-ე ცხრილის პირველ სექტში მოცემულია დაყოფის შედეგად მიღებული დიაპაზონები, ცხრილში მოცემულია აგრეთვე თითოეულ ქვეჯგუფში შემთხვევათა რიცხვი, ქვეჯგუფში შემაჯავლი წყვილებიდან საერთო მოღრუბლულობის საშუალო არითმეტიკული, შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრები და G-სა და T-ს შორის წრფივი დამოკიდებულებების შესაბამისი a და b კოეფიციენტები.

როგორც ცხრილიდან ჩანს ტემპერატურის ზრდით თანდათან ხდება საერთო მოღრუბლულობის გაზრდა; დაახლოებით +5°C-ის ფარგლებში ხდება პროცესის თვისობრივი ცვლილება, ანუ ტემპერატურის შემდგომი ზრდით საერთო მოღრუბლულობა დაახლოებით იგივე ინტენსიუობით იწვებს თანდათანობით შემცირებას.



ეს პროცესი კარგად აისახა მე-3-ე სურათზე, სადაც ქვეჯგუფისათვის აგებულია საერთო მოდრუბლულობის განაწილების ალბათობათა მრუდები. მრუდები აგებულია მოცემულ ტემპერატურულ დიაპაზონში ღრუბლიანობის ნორმალური განაწილების კანონის დაშვებით, ფორმულით

$$P(G) = \frac{1}{\delta_G \cdot \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(G - \bar{G})^2}{2\delta_G^2}\right)$$

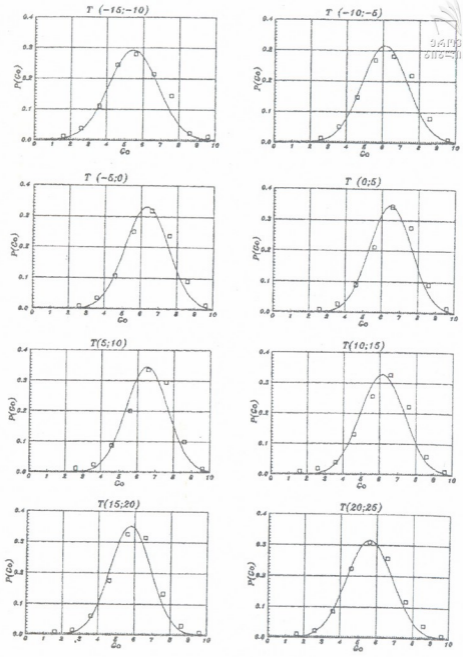
ცხრილი 4

კავშირი ტემპერატურასა და საერთო მოდრუბლულობას შორის ტემპერატურის სხვადასხვა დიაპაზონებში

№	ტემპერატურის დიაპაზონი	შემთხვევათა რიცხვი	საშუალო მოდრუბლულობა G	საშუალო კვადრატული გადახრა	კორელ. კოეფ. r _{GT}	G=a+bT	
						a	b
1	T<-10°C	482	5.46	1.36	0.197	31.16	1.99
2	-10°C<T<-5°C	832	6.11	1.26	0.028	42.21	5.20
3	-5°C<T<0°C	2275	6.32	1.20	0.023	22.32	7.75
4	0°C<T<5°C	4219	6.48	1.15	0.050	23.90	11.26
5	5°C<T<10°C	4815	6.52	1.15	-0.044	87.09	-10.70
6	10°C<T<15°C	4484	6.14	1.20	-0.123	80.48	-5.92
7	15°C<T<20°C	4987	5.77	1.23	-0.054	120.80	-6.56
8	T>20°C	4114	5.60	1.26	-0.233	83.44	-3.48

\bar{G} და δ_G აღებულია მე-4-ე ცხრილიდან და გამოთვლების შედეგად მიღებული ალბათობათა განაწილებები სურათზე წარმოდგენილია მრუდების სახით. სურათზე დატანილია ფაქტიური, დისკრეტული ალბათობები, რომლებიც მიღებულია მოდრუბლულობის მოცემულ დიაპაზონში მოხვედრილი შემთხვევათა რიცხვის შეფარდებით შემთხვევათა საერთო რიცხვთან.

როგორც სურათიდან ჩანს ტემპერატურის ყველა დიაპაზონში საერთო მოდრუბლულობის ვარიაციები მრუდის გარშემო ნორმალური განაწილებით ხასიათდება. მრუდის მარჯვენა მხარის ოდნავ გამოკვეთილი ასიმეტრიულობა, რომელსაც ტემპერატურული დიაპაზონის ყველა უბანში აქვს ადგილი, გამოწვეული უნდა იყოს იმით, რომ მე-4-ე ცხრილიდან აღებული საშუალო მოდრუბლულობის მნიშვნელობები წარმოადგენენ შესაბამისი მიმდევრობების საშუალო



სურ.3. საერთო მოდრუბლულობის აღბათობის განაწილება სხვადასხვა ტემპერატურულ დიაპაზონებში საქართველოს ტერიტორიაზე



ართიმეტიკულებს რომლებიც, როგორც ჩანს ოდნავ მცირეა მათგან მხოლოდინთან შედარებით.

მე-4ე ცხრილის მონაცემები და სურ.3-ზე წარმოდგენილი მრუდები ადასტურებენ, რომ საქართველოში ღრუბლიანობის ცვლილებას მიწისპირა ტემპერატურული ველის ფორმირებაში უმნიშვნელო წვლილი აქვს. კერძოდ, საქართველოში შესაძლო ტემპერატურის ცვლილების დიაპაზონში, ღრუბლიანობის ცვლილების სიდიდე, ღრუბლიანობის აღრიცხვის 10-ბალიანი სისტემის დროს, 1 ბალს არ აღემატება. მათ შორის კავშირი შემდეგი კანონზომიერებით ხასიათდება: ტემპერატურის ცვლილების მთელ დიაპაზონში მის ზრდას 5°C-მდე შეესაბამება მოღრუბლულობის თანდათანობით ზრდა, ხოლო 5°C-ს ზემოთ ტემპერატურის ზრდის პროცესში ადგილი აქვს ღრუბლიანობის თანდათანობით შემცირებას.

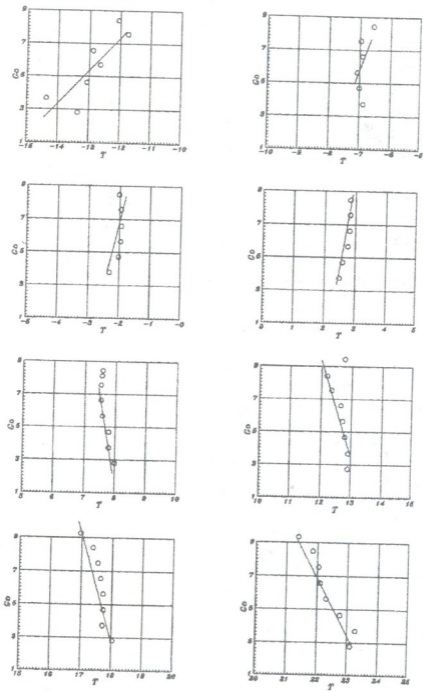
მიწისპირა ტემპერატურულ ველსა და საერთო მოღრუბლულობას შორის კავშირის მოდელი საქართველოს ტერიტორიაზე შეიძლება მარტივად წარმოვადგინოთ. ყოველ ქვეჯგუფში წყვილები დაეჯგუფოთ ღრუბლიანობის თითოეული ბალის მიხედვით და განსაზღვროთ შესაბამისი ტემპერატურების საშუალო ართიმეტიკული მნიშვნელობები. მიღებული განსაზღვარებული წყვილები მე-4ე ცხრილში მოყვანილი ტემპერატურული დიაპაზონებისთვის წარმოდგენილია სურ.4-ზე აქვე მოცემულია კორელაციის კოეფიციენტები G-სა და T-ს შორის სხვადასხვა ტემპერატურული დიაპაზონებისათვის.

დამოკიდებულება G-სა და T-ს შორის აპროქსიმირებულია წრფივი გამოსახულებით $G=a+bT$, განსაზღვრულია a და b ემპირიული კოეფიციენტები (ისინი მოცემულია მე-4ე ცხრილის ბოლო ორ სვეტში) და სურათზე დატანილია შესაბამისი წრფეები.

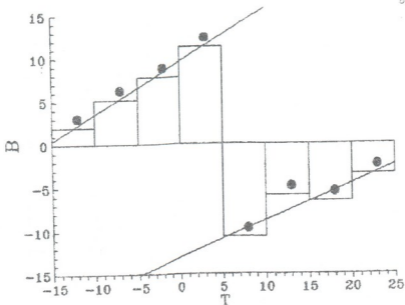
როგორც ცხრილიდან ჩანს b კოეფიციენტი, რომელიც ძირითადად განსაზღვრავს G-სა და T-ს შორის კავშირს, დამოკიდებულია ტემპერატურის დიაპაზონზე. სურ. 5-ზე მოცემულია მისი მნიშვნელობები განხილული ტემპერატურული დიაპაზონების მიხედვით. b კოეფიციენტის T-ზე დამოკიდებულების აპროქსიმაცია შემდეგი გამოსახულებითაა შესაძლებელი:

$$b = \begin{cases} 9.59 + 0.607 \cdot T & T < 5^{\circ}\text{C} \\ -12.99 + 0.422 \cdot T & T > 5^{\circ}\text{C} \end{cases}$$

ამრიგად, წარმოდგენილი სურათები 4 და 5 და ცხრილი 4 მკაფიოდ გამოხატავს საქართველოს ტერიტორიაზე მიწისპირა ტემპერატურასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის კავშირის ზემოთ მიღებულ ყველა შედეგს.



სურ.4. კავშირი მიწისპირა ტემპერატურასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის სხვადასხვა ტემპერატურულ დიაპაზონებში საქართველოს ტერიტორიაზე



სურ. 5. α კოეფიციენტის კავშირი ტემპერატურასთან

მიღებული შედეგები ადასტურებს, რომ საერთო მოღრუბულობას მიწისპირული ტემპერატურის ფორმირებაზე უმნიშვნელო გავლენა აქვს. ეს გავლენა 0-ის ტოლია საშუალო თვიური ტემპერატურის 5°C -ის მახლობლობაში. ე.ი. მოწმენდილი და მოღრუბლული ცის შემთხვევაში მიწისპირა ტემპერატურის განსხვავებას ადგილი არა აქვს, ანუ ცნობარიდან აღებული ტემპერატურის მნიშვნელობა ცალსახად განსაზღვრავს შესაბამის ტემპერატურას მოწმენდილი ცის პირობებში. თვის საშუალო ტემპერატურის 5°C -დან განსხვავების შემთხვევაში ღრუბლიანობის ცვლილებების გავლენა ტემპერატურაზე თანდათან ვლინდება, მაგრამ ტემპერატურის ცვლილების დიაპაზონში -10°C -დან 20°C -მდე მისი გავლენა იმდენად მცირეა, რომ მისი უგულებელყოფა შეიძლება. ექსტრემალურად მცირე ($<-10^{\circ}\text{C}$) ან დიდი ($>20^{\circ}\text{C}$) ტემპერატურების დროს, ცნობარის მიხედვით აღებული ტემპერატურის მნიშვნელობას სჭირდება შესწორება, თუ მას გამოვიყენებთ მოწმენდილი ცის პირობებში ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესების შესწავლისას. ეს შესწორება უარყოფითი ტემპერატურის დროს იქნება დადებითი და პირიქით, ხოლო შესწორების სიდიდე შეიძლება განისაზღვროს მე-4-ე ცხრილის მონაცემებით და მე-2-ე ცხრილში წარმოდგენილი კორექციის კოეფიციენტების გათვალისწინებით.

К.А. Таварткиладзе, И.А. Шенгелия

Влияние облачности на околосземную температуру атмосферы

Резюме

По 56 летним (1936-1991 гг.) среднемесячным данным 39 пунктов наблюдений, была изучена связь между температурой околосземного слоя атмосферы и общей облачностью на территории Грузии. Было установлено, что изменение общей облачности оказывает незначительное влияние на изменение температуры воздуха. В пределах среднемесячного температурного диапазона $-10^{\circ}\text{C}+20^{\circ}\text{C}$. За пределами указанного диапазона существует прямая связь между ними при отрицательных температурах и обратная связь при положительных. Построена модель, описывающая связь между температурой и общей облачностью.

K.A. Tavartkiladze, I.A. Shengelia

Influence of Cloudiness on the Near-surface Temperature of the Atmosphere

Summary

The relation between the temperature to near surface layer and total cloudiness was studied according to mean monthly data of 39 observation posts for 56 (1936-1991) years in the territory of Georgia. It was estimated that change of total cloudiness slightly affects air temperature change within mean monthly temperature range $-10^{\circ}\text{C}+20^{\circ}\text{C}$. Beyond the indicated range there is a direct relation between them when temperature is below zero and reverse relation when it is above zero. The model was describing relation between temperature and total cloudiness was.

ზ. ხვედელიძე, თ. დავითაშვილი,
ხ. შარიქაძე, ქ. ინანაშვილი

უპკ 551.511.509

კლიმატის ზოგიერთი თავისებურებების შესახებ საქართველოს ტერიტორიაზე

კლიმატის ცვლილება - ყოვლისმომცველი და ჭეშმარიტად გლობალური ყველა პრობლემებს შორის - საფრთხეს უქმნის კაცობრიობის არსებობას. უკანასკნელ ათწლეულებში საწარმოო ინდუსტრიის, სოფლის მეურნეობის ქიმიზაციის, სატრანსპორტო საშუალებების მკვეთრმა განვითარებამ, მოსახლეობის ზრდამ და მათმა სწრაფვამ ეკონომიკური პირობების გაუმჯობესებისაკენ გამოუსწორებელი ზიანი მიაყენა ბუნებრივ გარემოს. ცნობილია, რომ გლობალური დათბობის სიდიდემ საბაზისო (1950-1980) პერიოდის მიმართ, ამჟამად შეადგინა $0,3^{\circ}\text{C}$ [1]. აღსანიშნავია, რომ მოდელური გათვლები, რომლებიც "სათბურის" ეფექტის გამომწვევს გაზებთან ერთად ითვალისწინებენ სხვადასხვა სახის აეროზოლურ შემადგენლობასაც, იძლევიან არაერთგვაროვან პასუხს კლიმატის ცვლილების მიმართულების დადგენისას. კერძოდ, აეროზოლურმა ეფექტმა შეიძლება გამოიწვიოს როგორც სათბურის ეფექტის გამომწვევი გაზების საწინააღმდეგოდ მოქმედება, ასევე პირიქით.

გლობალური ტემპერატურის ზრდის მოსალოდნელი საშუალო სინქარე $0,2^{\circ}\text{C}$ ათწლეულში აღემატება კლიმატის ქვესისტემების შეგუების უნარს და ამიტომ დგება კაცობრიობის წინაშე საშიში მოვლენების შემდგომი განვითარების მოწესრიგების აუცილებლობა.

დედამიწაზე კლიმატწარმოქმნელი ციკლის სამი ძირითადი შემადგენელია: სითბოგაცვლა, ტენზაცვლა და ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია. კლიმატის განმსაზღვრელი თითოეული ელემენტის რეჟიმი დამოკიდებულია ამ სამივე პროცესის ერთდროული ურთიერთქმედების შედეგზე [2]. ბუნებრივია, აღნიშნული კლიმატწარმოქმნელი პროცესები განვითარებას ჰპოვენს დედამიწის სფეროს კონკრეტულ გეოგრაფიულ პირობებში, ამიტომ ეს პროცესები ხასიათდებიან ფართო გეოგრაფიული სკეპტრით, რომელთაც განსაზღვრავს: 1. გეოგრაფიული განედი; 2. სიმაღლე ზღვის დონიდან; 3. ხმელეთისა და ზღვის ზედაპირის განაწილება; 4. დედამიწის ოროგრაფია; 5. ოკეანისებური დინებები; 6. მცენარეული, თოვლის და ყინულის საფარი; 7. ადამიანთა საზოგადოების საქმიანობა. ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, გლობალური კლიმატის ცვლილებაში არსებითი და ზოგჯერ გადაწყვეტი მნიშვნელობისაა რეგიონალური კლიმატის თავისებურებანი.

საქართველოს რესპუბლიკის ტერიტორიის (საერთო ფართობი 70000 კმ²) დაახლოებით 70% მაღალმთიან ზონაშია (400-2600 მ-მდე), არის მუდმივი ყინულოვანი და თოვლსაფარიანი ზედაპირები, დაბლობები: ზღვის სიახლოვეს - კოლხეთისა, ფართით 13000 კმ² და მდინარე მტკვრის

გასწვრივ ამინდის განმეორებადობა ხასიათდება შიგა მასიურ ტიპების (65%) უპირატესობით ფორენტალურთან შედარებით. საქართველოში თითქმის ყველა ადგილობრივი ცირკულაციური პროცესი შიდა მასიური წარმოშობისაა. ამიტომ ოროგრაფიული თავისებურებანი გადაწყვეტ მნიშვნელობას იქენს რეგიონალური კლიმატის ჩამოყალიბებაში.

ბუნებრივია, საქართველოს ტერიტორიაზე კლიმატის ფორმირებაში მის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებთან ერთად განსაკუთრებულ როლს თამაშობს საერთო ატმოსფერული ცირკულაცია. საქართველო მოთავსებულია სუბტროპიკული სარტყელის ჩრდილოეთ საზღვარზე და მოიცავს ზომიერი განედის სამხრეთ ნაწილს, ამიტომ მისი ტერიტორია განიცდის მძლავრ ცირკულაციურ გავლენას, რომელსაც განაპირობებს ეკვატორული და პოლუსური მასების ურთიერთგარდაქმნები [3]. კორიოლისის ძალის მოქმედებით კი ზომიერ სარტყელში ატმოსფერული დინებები ღებულობენ დასავლეთის მიმართულებას და ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე ვრცელდებიან პარალელის გასწვრივ. ეს კარგად ჩანს 700 მმ დონეზე იზობარების ფორმით; ქვემოთ კი დინებებს, ძირითადად მთავარი კავკასიონის მთაგრეხილის გაელენით, აქვთ წაგრძელებული ფორმა დასავლეთიდან - აღმოსავლეთისაკენ [4]; მათთან ერთად ცირკულაციური პროცესების გარდაქმნაში, ნაკადების მიმართულების შეცვლაში გარკვეულ როლს ასრულებს რელიეფის სხვა წმინდა ლოკალური ელემენტებიც. მაგალითად, ზემო სვანეთის კლიმატის ფორმირება ძირითადად ხორციელდება ადგილობრივი ცირკულაციით; ასევე კოლხეთის დაბლობზე კონდენსაციური პროცესების გაძლიერება არის აჭარის, აფხაზეთის და სამეგრელოს მაღალმთიანი გარემოცვით გამოწვეული. მიუხედავად შიდა მასიური ატმოსფერული უპირატესობისა, ჩრდილოეთ და სამხრეთ კავკასიონის "კედლის" არსებობისა, საქართველოს ტერიტორია არ შეიძლება ჩაითვალოს კონსერვატიულ სისტემად, განსაკუთრებით ენერჯის შენახვის თვალსაზრისით. ამიტომ აღნიშნულ ტერიტორიაზე რეგიონალური და ლოკალური ატმოსფერული პროცესების შესწავლისას (რისი შესწავლის აუცილებლობაც ზემოთ მოყვანილი მსჯელობიდან ჩანს), საჭირო ხდება სპეციალური სასაზღვრო პირობების ჩამოყალიბება, რომლებიც მასების შემოდინებისა და გადინების შემთხვევაში გარკვეული სიზუსტით უზრუნველყოფს სისტემის კონსერვატიულობას.

ჩავეწეროთ მოძრაობის განტოლებები ღებმა-გრომეკოს ფორმებით, დელამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial E}{\partial X} - v(\Omega + \ell) + A_1 \frac{\partial \Phi_s}{\partial X} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial E}{\partial y} + u(\Omega + \ell) + A_1 \frac{\partial \Phi_s}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

სადაც, u, v - ქარის სიჩქარის კომპონენტებია, x და y ღერძების გახწვრივ შესაბამისად; x, y - პორიზონტალური კოორდინატები; t -

დრო; $E = \frac{u^2 + v^2}{2}$ კინეტიკური ენერგია; $\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ სიჩქარის

გრიგალის ვერტიკალური მდგენელი; ℓ - კორიოლისის პარამეტრი; Φ_s - გეოპოტენციალის მნიშვნელობა დედამიწის ზედაპირზე;

$$A_1 = -\sigma^\alpha \exp\left(-\frac{\Phi_s^\alpha}{RT_0}\right)$$

σ - ფილიფსის კოორდინატი სახეშეცვლილი ფორმით; $\alpha = \frac{R}{C_p}$;

R - გაზების უნივერსალური მუდმივა; T_0 - აბსოლუტური ტემპერატურა; C_p - კუთრი სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს.

დაეხედეთ შემდეგი სასაზღვრო პირობა: განსახილველი ტერიტორიის - არის დასავლეთ საზღვარზე, დაეუშვათ, გვაქვს შემოდინება $u > 0$, მაშინ პოტენციალური გრიგალი ცნობილია, ხოლო u -ს მნიშვნელობა განისაზღვრება დამოკიდებულებით.

$$\frac{\partial v}{\partial t} + P_s u q + \frac{\partial E}{\partial y} + A_1 \frac{\partial \Phi_s}{\partial y} = 0$$

სადაც $q = \frac{\Omega + \ell}{P_s}$ პოტენციური გრიგალის მნიშვნელობაა. Φ_s ის განსაზღვრისათვის გვაქვს პირობა:

$$\frac{\partial \Phi_s}{\partial x} = 0$$

ხოლო გეოპოტენციალის მნიშვნელობა მოინახება ექსტრაპოლაციით არის შიგნიდან შემდეგი თანაფარდობით:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\Phi + \frac{u^2}{2} \right) + A_1 \frac{\partial \Phi_s}{\partial x} = -\frac{\partial u}{\partial t} + v \left(\ell - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (4)$$

თუ ადგილი აქვს მასის გამოდინებას ($u < 0$), მაშინ q არაა ცნობილი,

ხოლო v განისაზღვრება პირობით $\frac{\partial v}{\partial y} = 0$. ანალოგიური თანაფარ-

დობები დაიწერება სხვა საზღვრებისთვისაც [5].

ზემოაღნიშნული პირობების შესრულების შემთხვევაში რეგიონალური პროცესების ენერჯის წყარო ძირითადად იქნება მზის რადიაცია და ტროპოსფეროში რადიაციული წონასწორობის დამრღვევი სითბური გაზების კონცენტრაციების ცვლილება [6].

აქტინომეტრიული მონაცემების სტატისტიკური დამუშავებით (მ. ბულიკოს მეთოდით) შეიძლება გაკეთდეს რადიაციული ბალანსის მიმართ შემდეგი დასკვნა: საქართველოს მთიანი რაიონების რადიაციული ბალანსის წლიური სვლა ანალოგიურია პოლარული რაიონების რადიაციული ბალანსისა [3]. ამასთანავე, მზის ენერჯის ძირითადი თავისებურებაა ნაკადის არათანაბარი განაწილება დედამიწის ზედაპირზე და იცვლება განედის, სეზონის, დღე-ღამის და დედამიწის გამომსხივებელი (მოქმედი) ზედაპირის პირობების მიხედვით. ყოველივე ეს კი განსაზღვრავს ჰელიოენერგეტიკულ რაიონებს. ერთეულოვან ფართზე მოსული მზის ენერჯის რაოდენობა, აღმოსავლეთ საქართველოში მეტია (თელავი - 1640 კვტს/მ²), ვიდრე დასავლეთში (სოხუმი - 1500 კვტს/მ²). საერთოდ, ბუნებრივი ჰელიოენერგეტიკული პერიოდის მიხედვით დამუშავებული აქტინომეტრიული მასალის (70 წელზე მეტი) საფუძველზე თამამად შეიძლება გაკეთდეს შემდეგი დასკვნა:

“საქართველოს რესპუბლიკის მთელი ტერიტორია წარმოადგენს ჰელიოენერგეტიკულ ბაზას”.

თუ ა. მილანკოვიჩის მიხედვით განვსაზღვრავთ საქართველოს განედზე ($=42^{\circ}44'46''$) წლიურ ტემპერატურას, მიიღება $10,5^{\circ}-12,5^{\circ}$ (1880 წლიდან 1950 წლის მონაცემებით). სინამდვილეში ზღვის დონეზე საქართველოში ტემპერატურა მერყეობს $13^{\circ}-15^{\circ}$ -მდე, ე.ი. საშუალოდ $2,5^{\circ}$ -ით მეტია, ვიდრე იქნებოდა უძრავ ატმოსფეროში. დასკვნა: “პაერის მასების მოძრაობით შემოტანილი სითბოს რაოდენობა მეტია, ვიდრე გასატანი”. ამასთანავე, საქართველოში (დასავლეთში) ზამთარში ტემპერატურა უფრო თბილი და მდგრადია, ვიდრე ეს შეესაბამება გეოგრაფიული განედისა და გრძედის მიხედვით [7]. აქედან, ტემპერატურული რეჟიმის მდგრადობის ერთ-ერთ კრიტერიუმს წარმოადგენს მრავალწლიური საშუალოდან საშუალო თვიური ტემპერატურის გადახრა. ამ ინდიკატორით ტემპერატურა საქართველოში საკმარისად მდგრადია. საშუალო თვიური ტემპერატურის უდიდესი გადახრები საშუალო მრავალწლიურიდან აღწევს $\pm 4^{\circ}$ -დან $\pm 6^{\circ}$ -მდე. მართლაც, ქ. ფოთში 50 წლის განმავლობაში ზამთარში დადებითი გადახრა $+6^{\circ}$ -ზე მეტი იყო მხოლოდ ერთხელ, 3° -ზე მეტი - ორჯერ, -3° -ზე მეტი უარყოფითი გადახრა - 5-ჯერ.

ცხრილ №1-ში მოყვანილია ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური მანევრებლები, მიღებული 100 წლის მონაცემების საფუძველზე (1870-1970 წწ.), ხოლო ჯამური რადიაციის მნიშვნელობები



1954-1970 წლებში [11]. აღნიშნული მონაცემების ანალიზით მიიღწევა რომ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ყველაზე ცივი თვე არის იანვარი. თბილისში ყველაზე ცივი იანვარი იყო 1989 წელს, თებერვალი - 1969 წ. მაღალმთიან რაიონებში (2700 მ-ზე ზევით) თებერვალი იანვარზე ცივია. ყველაზე ცხელი თვე არის ივლის-აგვისტო, საშუალო წლიური ტემპერატურა საკმარისად დიდ ფარგლებში იცვლება 15,0° - (სოხუმი)-დან - 6,1° (ყაზბუგი). ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იცვლება 0,2°/100მ-დან 1,4°/100 მ-მდე (საშუალო 0,62°/100 მ.) გრადიენტის ხიდივე დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში არ არის ერთნაირი, რაც მიუთითებს სხვადასხვა ტიპის კლიმატის არსებობაზე ამ რეგიონებში. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმისა და მაქსიმუმის დადგომის ალბათობის გათვლით მიღებულია, რომ თბილისში -18°C-ის ქვემოთ ტემპერატურის არსებობის ალბათობა არის სულ 4%, ხოლო -10°C-ზე ქვემოთ უკვე 56%. რაც შეეხება უეინვად პერიოდს ($t \leq 0^\circ\text{C}$), იგი სიმაღლის ზრდით მცირდება. ასე მაგალითად, 200 მ სიმაღლეზე (ზღვის დონიდან) საშუალო ხანგრძლივობა არაეინვიანი პერიოდისა არის 278 დღე, უკვე 2850 მეტრზე ეს რიცხვი მცირდება 70-მდე, ხოლო 3500 მეტრის ზემოთ ასეთი დღეები საერთოდ არ არის. აქვე აღვნიშნოთ, რომ დელამიწის ნიადაგის ზედაპირული ტემპერატურის ყველაზე მინიმალური მნიშვნელობა დაიკვირვება ბაკურიანში და ჯვრის გადასასვლელზე (-46°), ბათუმში კი -11°-ზე ქვემოთ არ დაკვირვებულა. მთელი საქართველოს ტერიტორიაზე აბსოლუტური მინიმუმი ნიადაგის ტემპერატურისა დაიკვირვება იანვარში, ამასთანავე, 1200 მეტრის ზემოთ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა 0°-ზე ქვემოთ შეიძლება არსებობდეს მთელი წლის განმავლობაში. ეს ფაქტი გასათვალისწინებელია სოფლის მეურნეობის მუშაკათვის. მეტად საყურადღებოა ის ფაქტი, რომ "შკაცრი" კლიმატი საქართველოში მხოლოდ მთებში დაიკვირვება და მისი ბალიანობა იანვარში (1 ბალი შეესაბამება $t=0^\circ\text{C}$ და $v=0$ მ/წმ) ჯვრის გადასასვლელზე არის 2,3 ბალი, მესტიაში 1,4, ყაზბუგში 4,6, ბაკურიანში 2,1 (შედარებისათვის, სანკტ-პეტერბურგში ბალიანობა 1,8 არის). 100-წლიანი მონაცემებით ნამდვილი ზამთარი კლიმატური თვალსაზრისით (საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურა უდრის 0°C). დასავლეთ საქართველოსა და თბილისში არ გვაქვს, აღმოსავლეთ საქართველოში - გარდაბან-მარნეულში ასეთი პერიოდის ხანგრძლივობა 20-30 დღე-ღამეა, ყაზბუგში - 265 დღე-ღამე. კლიმატური თვალსაზრისით ასევე მნიშვნელოვანია ცივ ($t_{\text{საშ}} \leq 0^\circ\text{C}$) და ცხელ ($t_{\text{საშ}} \geq 25^\circ\text{C}$) დღეთა რიცხვის ცოდნა თვეების მიხედვით. შავი ზღვის სანაპიროზე ცივ დღეთა რიცხვი საშუალოდ წელიწადში არ აღემატება 5-ს; 500-600 მეტრზე ზღვის დონიდან არის 25-30; აღმოსავლეთ საქართველოში მერყეობს 20-30-მდე; 900 მეტრზე - 40-65; ჯავახეთის ზეგანზე 110 (ნოემბერი-აპრილი); კავკასიონზე (200მ) - 130 დღე წელიწადში. ცხელი

ცხრილი 1

სადგური № (მ) ზღვის დონიდან	საშ. წლი- ური t°C	საშუალო წლიური		ჯამური რაოდენ- ობა კალო- რულ წელს	ნალექები მმ	უზარეულო პერიოდი დღეებში	ქარის საშ. სიქარე წლიურად ინტენსი- ვადში	უდიდესი ხანგრძლი- ვობა მწმ 20 წ. პერიოდი		მოცუბულულობა ნათვალ დღეთა რიცხვი დრუბლიან დღეთა რიცხვით წელიწადში	
		t max	t min								
ბათუმი 10	14,5	40	-8	-	2530	25	- 2,4	42	-	51	57
სოხუმი 116	14,7	41	-14	130,3	1478	27	-	-	-		
ქუთაისი 114	14,5	42	-17	124,2	-	51	- 5,6	318	138	54	140
სამხერე 428	12,4	41	-31	128,7	-	-	- 1,9	-	-		
გორი 588	10,9	40	-28	120	49,8	79	-	-	-		
თბილისი 450	12,2	40	-30	120,7	50,5	54	4,1 -6,0	130	48	57	108
ბორჯომი 789	9,1	31	-30	-	-	-	2,1 -	-	-		
აბასთუმანი 1260	6,4	37	-32	155,3	648	-	0,6 -	-	-		
თელავი 568	11,8	-	-23	121,8	770	52	-	-	-		
ქაზბეგი 3660	-6,1	16	-42	150,9	1404	-	7 -	-	-	43	116
ომალო 1880	3,5	31	-36	-	-	-	0,8 -	-	-	59	94
ჯერის გადასახველ- დი 2395	-0,2	-	-38	-	-	-	2,4 -	-	-		

დღეები აღმოსავლეთ საქართველოში 30-ზე მეტია, მაქსიმალური გარდაბნის ველზე - 40-ზე მეტი; რიონის ხეობაში 22-24 დღე 1000 მ. სიმაღლეზე ასეთი დღეების რიცხვი უმნიშვნელოა, 1200 მეტრის ზემოთ საერთოდ არ დაიკვირვება. რაც შეეხება ატმოსფერულ ნალექებს, მისი წლიური ჯამის საშუალო რყევა 13%-15%-ის ფარგლებშია, თითქმის ისეთივე რყევაა, როგორც დასავლეთ ევროპაში - იტალიაში. ყველაზე წვიმიანი და მშრალი დღეების ნალექების წლიურ რაოდენობათა შეფარდება დასავლეთ საქართველოში 2-დან 3-მდეა, აღმოსავლეთ საქართველოში დაახლოებით 2; აქედან მიიღება დასკვნა: დასავლეთ საქართველო დაზღვეულია კატასტროფული ხახიათის გვალვებისაგან, აღმოსავლეთ საქართველო კი არა [7].

ნალექების წლიური მსვლელობის შესწავლით აღმოჩნდა, რომ დასავლეთ საქართველოში მისი წლიური რაოდენობა მეტია 1000 მმ-ზე. აჭარაში 2000-3000 მმ. ბათუმში ყველაზე ნაკლები ნალექი მოდის გაზაფხულზე (15%), ყველაზე მშრალი თვე არის მაისი (90 მმ), ყველაზე მეტად ნალექიანია სექტემბერი (300 მმ); ჭიათურა-ხარაგაულში ნალექების მინიმალური რაოდენობა მოდის აგვისტოში; მეორე მინიმუმი მარტშია, მაქსიმუმი - შემოდგომაზე - ზამთრის თვეებისკენ გადასვლით. ყვირილას ხეობაში ზაფხულში უფრო მეტი ნალექები მოდის, ვიდრე ზამთარში, (ეს განსაკუთრებულობაა); აფხაზეთში მინიმუმი ზაფხულში მოდის (წლიური რაოდენობის 22%), მაქსიმუმი ზამთარში (27%); ყველაზე მშრალი თვე ივლის-აგვისტოა, ყველაზე წვიმიანი - სექტემბერი (1400 მმ); ეს მონაცემები გამოსაყენებელია ტურიზმისა და კურორტოლოგიური მიმართულებების განვითარებისათვის.

აღმოსავლეთ საქართველოში ნალექიანობის წლიური სვლა შედარებით ერთგვაროვანია; ყველაზე მშრალი თვე იანვარი (2-4% წლიური ნორმის), მაქსიმუმი - მაისი-ივნისი.

ნალექიან დღეთა რიცხვი ($\geq 0,1$ მმ) მთელ ტერიტორიაზე ირყევა 220-დან (ჩაქვი) - 80-მდე (გარდაბანი); აჭარაში ასეთ დღეთა რიცხვი 170-ია, სამეგრელოს დაბლობზე - 150.

თუ ნალექიანობა წუთში აღემატება 0,5 მმ-ს, მაშინ გვაქვს თავსხმა. მთელ საქართველოში მაქსიმალური რაოდენობის ინტენსივობა დაკვირვებულია 4 მმ/წთ, როცა წვიმის ხანგრძლივობა იყო 1-დან 5 წთ-მდე. ხანგრძლივი პერიოდის ინტენსივობა არ აღემატება 3 მმ/წთ. (აღსანიშნავია, რომ ასეთივე ინტენსივობის თავსხმა ნალექები აღინიშნება გერმანიაში). მონაცემებიდან ირკვევა, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე ნალექების ხანგრძლივობა იცვლება 400-დან 2000 საათამდე. დასავლეთ საქართველოში ნალექების ხანგრძლივობის საშუალო მნიშვნელობა არის 900-2000 სთ-ის ფარგლებში წელიწადში. ნალექების მაქსიმალური ჯამური მნიშვნელობა (18-20 წთ ხანგრძლივობისა) დაკვირვებულია თბილისში (ფუნიკულიორი) 1,67 მმ/წთ, დღე-ღამური

რაოდენობა კი 120 მმ. ანალიზის შემდეგ კეთდება დასკვნა: “საქართველოში ნალექების ინტენსივობა ბევრად მცირეა და ზომიერია, ვიდრე მსოფლიოს მრავალ რეგიონში (ბაეარია, კალიფორნია); მიუხედავად ამისა, წყალდიდობისა და ღვარცოფის მოვლენები არ არის იშვიათი“. ეს აიხსნება, პირველ რიგში, რელიეფისა და მიკროკლიმატური თავისებურებებით. საერთო წლიური ფარდობითი ტენიანობა 70%-80%-ია დასავლეთ საქართველოში, ხოლო აღმოსავლეთით - 64%-75%. სინოტივის ეს სიდიდე კომფორტული მნიშვნელობის ფარგლებშია. საქართველოს რესპუბლიკის ტერიტორიაზე მოღრუბლულობის საშუალო წლიური რაოდენობა არ არის დიდი და მოთავსებულია 50%-60% - აღმოსავლეთ საქართველოში და 55%-65% - დასავლეთ საქართველოში - შუალედში. ეს შემთხვევა მსოფლიო საშუალო მოღრუბლულობის მნიშვნელობას 5,5 ბალი. უდიდესი ღრუბლიანობა დაიკვირვება ბათუმსა და გურიაში “წელიწადში ცის 64% დაფარულია ღრუბლით). მოღრუბლულ დღეთა რიცხვი დასავლეთ საქართველოში 100-150 წელიწადში, მინიმალურია სექტემბერ-ოქტომბერში (7-9 დღე), მაქსიმუმი მარტში (12-15 დღე). აღმოსავლეთ საქართველოში ღრუბლიანობის ტერიტორიულ განაწილებას კანონზომიერება არ ემჩნევა (მინიმალურია გარე კახეთში 45-50%).

ერთ-ერთ ძირითად კლიმატურ მახასიათებელს წარმოადგენს ქარი. ქარის მიმართულება იცვლება შეტად ფართო საზღვრებში. ზოგადად, მთიან სისტემაში ჭარბობს სწრაფად ცვალებადი ისეთი მიმართულების ქარი, რომელიც გაბატონებულია ორ მეზობელ რუმბის საზღვრებში, ხეობებში კი საწინააღმდეგო მიმართულებისა.

მთელ ტერიტორიაზე წლის განმავლობაში ქარის დღე-ღამური სვლა გამოკვლეულია: ამპლიტუდა თბილ პერიოდში უმეტესად დაკავშირებულია ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტთან. აღმოსავლეთ საქართველოში ძირითადად ძლიერი ქარი დაიკვირვება დღის მეორე ნახევარში, ხოლო სუსტი დილის და ღამის საათებში. ქარის წლიური სვლა ემთხვევა მისი საშუალო თვიური სიჩქარის მსვლელობას.

კლიმატური და საზოგადოებრივი მიზნებისათვის განსაკუთრებით საინტერესოა ძლიერი ქარის ($v \geq 16$ მ/წმ) მიმართულება და ე.წ. გამოთვლითი ქარის სიჩქარე. ამ მიზნით საქართველოს ტერიტორიაზე 125 პუნქტში, რომლებიც განლაგებულია დაბლობში, ფერდობზე და ღია მწვერვალებზე, შესწავლილ იქნა ქარის რეჟიმი სინოპტიკური სიტუაციების მიხედვით.

20 წლის დაკვირვების მასალის საფუძველზე გათვლილი ძლიერი ქარის მოქმედება მის ხანგრძლივობასთან კავშირში მოყვანილია ცხრილში. იქვეა ქარის სიჩქარის მაქსიმალური მნიშვნელობა, რომელიც შეიძლება იყოს ერთხელ 1, 5, 10, 15 და 20 წელში [3]. მაგალითად ქუთაისისათვის ქარის ($v \geq 17$ მ/წმ) სიჩქარის ხანგრძლივობა არის 318

საათი. თბილისისათვის (აეროპორტი) იგივე სინქარის ქარის ხანგრძლივობა 130 საათია. მთელი ტერიტორია შესაძლოა დაიყოს მითითებული მნიშვნელობების მიხედვით რაიონებად. თითოეულ რაიონში ქარის გაბატონებული მიმართულება განისაზღვრება "ქარის ვარდის" მიხედვით. ეს ყოველივე იძლევა შესაძლებლობას ქარის ენერჯის რესურსების გამოყენებისას საქართველოს რესპუბლიკის ტერიტორიაზე. დღეისათვის მიღებულია რომ ქარის სინქარის საშუალო სიდიდე უნდა იყოს 3,5-5 მ/წმ (ქვედა ზღვარი არის 3 მ/წმ). ამ თვალსაზრისით ეფექტური რაიონებია: კოლხეთის დაბლობი (საკმარისად მდგრადი აღმოსავლეთის მიმართულების ქართ); იმერეთის ამაღლება; თბილისისა და სამგორის რაიონები; ჯავახეთის ქედის სამხრეთი ნაწილი; ყაზბეგი, ბახმარო, ხულო, მანგლისი, ახმეტა, თელავი და მთელი რიგი ტერიტორიის ნაწილი, სადაც ქარის სინქარის სიდიდე აღემატება 2 მ/წმ. დასკვნა: "საქართველოს რესპუბლიკის ტერიტორიის აბსოლუტური უდიდესი ნაწილი ეფექტურია ქარის ენერჯის გამოყენების თვალსაზრისით" [2,3].

ზემოთ მოცემული იყო ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური მანვენებლები 1970 წლამდე. მონაცემების ანალიზის საფუძველზე ჩათვალათ ეს პერიოდი საბაზისოდ. მიზანშეწონილად მიგვაჩნია და გამოითვალოს იგივე მანვენებლები შემდგომი 30 წლის პერიოდით. განისაზღვროს სიდიდეთა საშუალო მნიშვნელობებს შორის სხვაობა, რომლის მნიშვნელობაც დაახასიათებს ბოლო ათწლეულში საზოგადოების საქმიანობის ფაქტორის როლს, ვინაიდან უკვე აღნიშნული გეოგრაფიული სხვა ფაქტორები პრაქტიკულად უცვლელი რჩებიან [9].

ვისარგებლებთ რა ზემო გადმოცემული სახაზღვრო პირობების მათემატიკური დასმით ენერგეტიკული გათვლებისათვის, რეგიონალური პროცესებისათვის პიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემით, შესაძლებლობა გვექნება გათამაშებული იქნას სხვადასხვა სცენარული წარმოდგენები კლიმატური მახასიათებლების მომავალი ცვლილებებისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე. ამასთანავე, განისაზღვრება ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით განსაკუთრებული რეგიონის კლიმატის ცვლილების როლი დედამიწის კლიმატის საერთო ცვალებადობაში. გვექნება რა ძირითადი კლიმატური მახასიათებლების საშუალო მნიშვნელობები, სასურველია მათი ფართით გასაშუალება, ე.წ. კლიმატური დარაიონება. ერთ-ერთი მარტივი და გავრცელებული მეთოდი გამოყენებით კლიმატურ ამოცანებში ინფორმაციის სივრცული გადანაწილებისა არის კლიმატური მახასიათებლების სამგანზომილებიანი გასაშუალება. სტანდარტული დაკვირვებების ფართზე გასაშუალებით მიღებული კლიმატური მახასიათებლები შეიძლება შედარდეს სხვა მეთოდებითა და საშუალებებით მიღებულ მონაცემებთან.

მაგალითად, როგორცაა რადიაციული და თანამგზავრისა, რომლებიც იძლევიან სწორი ფართით გასაშუალებულ კლიმატურ მნიშვნელობებს. არსებობს ფართით გასაშუალებების სხვადასხვა მეთოდები. მათ შორის აღსანიშნავია ე.წ. “პოლიგონური” მეთოდი, რომელიც შედარებით დაცულია მეტეოროლოგიურ ელემენტთა ველის არაერთგვაროვნებისა და არაიზოტროპიულობის გავლენისაგან [2]. მიზანშეწონილად მიგვაჩნია მოხდეს საქართველოს რესპუბლიკის ტერიტორიაზე კლიმატური მახასიათებლების “პოლიგონური” მეთოდით გასაშუალება და შესაბამისი რუქების აგება მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში დამუშავებული სქემის მიხედვით, რომელიც შედარებით მარტივად შეიძლება შესრულდეს გამოთვლით მათემატიკურ მანქანებზე [2,6]; “პოლიგონის” მეთოდი იგივე შედეგებს იძლევა, როგორც ოპტიმალური გასაშუალებების, მაგრამ იგი მარტივი, თვალსაჩინო და მოსახერხებელია პრაქტიკული მიზნებისათვის.

ჩვენს მიერ მოყვანილი მასალა და დასმული მომავლის სამუშაო გეგმის შესრულება ხელს შეუწყობს საქართველოს რესპუბლიკის კლიმატის ცვლილების კვლევას და დედაბუნების გაჯანსაღებას, რაც მეტად მნიშვნელოვანია რესპუბლიკის მომავლისათვის.

ლიტერატურა:

1. კლიმატური კვლევის ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი, თბილისი 1996 წ.
2. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Д. Климатологическая обработка метеорологической информации . Гидрометиздат, Л. 1978.
3. Климат и климатические ресурсы Грузии . Гидрометиздат, Л. 1971.
4. Хведелидзе З.В., Влияние орографии и b - эффекта на волновые движения в атмосфере . Метеорология и гидрография, №10, 1982.
5. Хведелидзе З.В.; Давиташвили Т.П. Об учете влияния орографии в региональных численных моделях прогноза геопотенциала на среднем уровне атмосферы . Труды ТГУ, №26, 1988.
6. Дикинсон Р.Е. "Чувствительность климата" в кн. Динамика климата . Под редакцией Манаве С. Гидрометиздат, л. 1988.
7. კორძაია მ. ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში - საქ. მეცნ. აკადემიის გეოგრაფიული ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, 1948.
8. Хведелидзе З.В., Пичхая Т., Изучение загрязнения воздуха атмосферы над г. Тбилиси с изменением метеорологических элементов. Сообщения АН. Груз. ССР, 108, №3, 1982.
9. ხვედელიძე ზ., ჯავახიშვილი შ. წარსულისა და მომავლის კლიმატი, თსუ გამომცემლობა, 1988.
10. Белов П.Н. и др. Численные методы прогноза погоды . Гидрометиздат, Л. 1989.
11. Н.В. Гвасалия Тепловой баланс Грузии . Тбилиси, Издательство "Мецниереба". 1986.

З. В. Хведелидзе, Т. П. Давиташвили, Х. Р. Шарикадзе, К. М. Инанашвили
О некоторых особенностях климата на территории Грузии
Резюме

Формирование климата на территории Грузии в основном обуславливается как общей циркуляцией атмосферы, так и физико-географическими условиями региона и особенностями внутри-региональных циркуляционных процессов. Поэтому, при изучении региональных атмосферных процессов с помощью математических моделей необходимо тщательно формулировать красвые условия. В данной работе предлагается формулировка краевых условий, которые позволяют точнее сохранять консервативность системы при втоке и оттоке воздуха в рассматриваемую область, что существенно для изучения особенностей климата в регионе.

Помимо этого изучаются основные климатические показатели территории Грузии на основе анализа метеорологических данных за период 1870-1970гг.

Показано, что Западная Грузия защищена от катастрофических засух, в отличие от Восточной Грузии. В Восточной Грузии сильные ветры наблюдаются во второй половине дня, а слабые ветры в ночное и утреннее время. Показано, что основную часть территории Грузии можно эффективно использовать как источник энергии ветра.

Z.V. Khvedelidze, T.P. Davitashvili, Kh.R. Sharikadze, K.M. Inanishvili

On Some Peculiarities of the Climate on the Territory of Georgia Summary

Forming of the climate on the territory of Georgia is dependent on the general atmospheric circulation as well as on the physical-geographical conditions of the region and particularities of the internal regional circulation processes. Therefore while studying the regional atmospheric processes by means of the mathematical models it is necessary to formulate carefully the boundary conditions.

In this work it is suggested the formulation of the boundary conditions which more exactly keeps conservation of the system during the air inflow and outflow in the considered region, that is very important for studying of peculiarities of climate in the region.

Besides it is studied the main climate indicators on the territory of Georgia, based on the analysis of meteorological data from 1870 to 1970. It is shown that the West Georgia is protected from disastrous drought unlike of the East Georgia. In the East Georgia powerfull winds are observed in a second part of the day and low-power winds at night and in the morning time.

It is shown, that the basic part of Georgian territory can be effectivly used as a source of the wind energy.



ა. ამირანაშვილი, გ. ამირანაშვილი, თ. ბლიაძე,
ა. ნოღია, გ. ჩიხლაძე, მ. ბახსოლიანი, თ. ხუროჭე

უპკ 551.583.1

კახეთში სოციალისტური მრავალწლიური ცვლადობის თავისებურებანი

კახეთის რეგიონი მოიცავს ალაზნის ველს და იორის პლატოს ნაწილს. ჩრდილო-აღმოსავლეთის რეგიონი შემოსაზღვრულია კავკასიონის დიდი ქედით. ჩრდილო-დასავლეთით - კახეთის ქედით. დასავლეთით და სამხრეთ-დასავლეთით - ცივგომბორის ქედით. ამ რეგიონში კონვექციური პროცესები უფრო ხშირად დაკავშირებულია დასავლეთის შემოჭრასთან და უფრო იშვიათად - აღმოსავლეთის. როგორც წესი ეს პროცესები ცივი ფრონტის შემთხვევაში ვითარდებიან. სეტყვასაშიშროების მიხედვით კახეთის რეგიონი ერთ-ერთ ყველაზე სეტყვასაშიშ რეგიონად ითვლება დღეს ქვეყნიდან. ყველაზე სეტყვასაშიშ თვეებია მაისი-ივნისი. მეტეოსადგურების მონაცემებით სეტყვიანი დღეების რიცხვი თვეში სამს აჭარბებს. ყველაზე დიდი განმეორადობა (70%-მდე) ხასიათდება დამყარებული და არადამყარებული სეტყვის პროცესისას. ყველაზე მცირე განმეორადობა (9%-მდე) - ახასიათებს პროცესებს, რომლებიც გადადიან სუპერუჯრედოვან სტადიაში. თუმცა ამ უკანასკნელის წვლილი სეტყვით მიყენებული ზარალისა უდიდესია და მან შეიძლება მიაღწიოს 80%-ს [1].

სეტყვის პროცესების უმეტესობის ჩასახვა ხდება კახეთის საზღვრის გარეთ. სეტყვასაშიშ დრუბლები მოძრაობენ გომბორის ქედის გასწვრივ, სადაც თბილი და ნოტიო ჰაერით იკვებებიან ატმოსფეროს ქვედა ფენებიდან, რაც სეტყვის ზრდის ინტენსიფიკაციას იწვევს. შემდეგ მოძრაობს ალაზნის ველის სიღრმეში და სეტყვის მოსვლით აზიანებს აღნიშნულ ტერიტორიას.

კახეთის რეგიონი ცნობილია ღვინის წარმოებით, ამიტომ სეტყვასთან ბრძოლა ყოველთვის აქტუალურ პრობლემას წარმოადგენდა ამ რეგიონისათვის. 1989 წლამდე აქ 20 წელზე მეტი ხნის განმავლობაში მიმდინარეობდა სეტყვის საწინააღმდეგო სამუშაოები (1984 წლამდე საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტის მეთოდით, 1985-1989 წლებში ქ. ნალჩიკის მაღალმთიანი გეოფიზიკური ინსტიტუტის მეთოდით).

ამრიგად, კახეთში ადგილი ჰქონდა კონვექციურ დრუბლებზე ყინულწარმომქმნელი რეაგენტებით ხანგრძლივ ანტროპოგენურ ზემოქმედებას, რომელიც ცვლიდა ატმოსფეროს მიკროფიზიკურ და ელექტრულ მახასიათებლებს. ამის გამო ზემოქმედებას უნდა გამოეწვია ელჭექისა და სეტყვის დრუბლების აქტივობის და ნალექების რეჟიმის ცვლილება.

ამასთან ერთად გასული საუკუნის 60-იანი წლების მეორე ნახევრიდან აღმოსავლეთ საქართველოში (თბილისი, რუსთავი, გარდაბანი, კასპი) სამრეწველო კომპლექსის და ტრანსპორტის განვითარებასთან ერთად მკვეთრად გაიზარდა ატმოსფეროს დატუჯყიანების დონე [2]. მყარი და მყორადი (სულფატები, ნიტრატები) ანტროპოგენური აეროზოლები შეიცავენ კონდენსაციისა და კრისტალიზაციის ცენტრებს [3-7], რომლებიც ბუნებრივ ნაწილაკებთან ერთად განაპირობებენ ღრუბლების მიკროფიზიკურ და ელექტრულ სტრუქტურას, მათ შორის სეტყვის წარმოშობის პირობებსაც [8]. ამრიგად, პაერის დატუჯყიანების დონის მიხედვით შეიძლება მნიშვნელოვნად შეიცვალოს ნალექების რეჟიმი (მათ შორის მყარიც), ღრუბლების ელექტრული აქტივობა, ღრუბლის სიცოცხლის ხანგრძლივობა და სხვა. დაწერილებით ღრუბლებისა და აეროზოლების ურთიერთმოქმედების სქემა წარმოდგენილია შრომებში [2,9]. ჩვენს შემთხვევაში კახეთის ტერიტორიაზე მოხვედრილი კონვექციური ღრუბლები ხვდებიან წინასწარ ანტროპოგენური აეროზოლების (ასევე ოზონის) ზემოქმედებას საქართველოს ყველაზე უფრო დატუჯყიანებულ ტერიტორიაზე (ხაზი - გარდაბანი-რუსთავი-თბილისი-კასპი). გარდა ამისა, კახეთის ტერიტორიის დატუჯყიანების დონე თბილ პერიოდში თითქმის 80%-ით განპირობებულია ზემოთ აღნიშნული ქალაქების პაერის დატუჯყიანებით [10]. ამის გამო ფრონტალური წარმოშობის კონვექციური ღრუბლები, სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის წლებში, რაკეტის მიერ შეტანილი ყინულწარმოქმნელ რეაგენტთან ერთად დამატებით კახეთის და მისი გარე ტერიტორიიდან განიცდიდა ანტროპოგენური კრისტალიზაციის და კონდენსაციის ცენტრების გავლენას. ამას არ შეიძლება გავლენა არ მოეხდინა ელექტისა და სეტყვის ღრუბლების აქტივობაზე.

გარდა ამისა საქართველოში, ისე როგორც მთელ მსოფლიოში, მიმდინარეობს კლიმატის ანტროპოგენური ცვალებადობა [11-13], კერძოდ ატმოსფეროს ტემპერატურული და რადიაციული რეჟიმის ცვლილება, რომლებსაც პირდაპირი კავშირი აქვთ კონვექციური პროცესების წარმოშობასთან.

ქვემოთ განხილული იქნება საკითხი, რომელიც დაკავშირებულია კახეთში სეტყვიანობის აქტივობის ცვალებადობასთან, სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის წლების პერიოდში (1967-1989 წწ.) რომელიც ხასიათდებოდა აღმოსავლეთ საქართველოში ატმოსფეროს ანტროპოგენური დატუჯყიანების ინტენსიური ზრდით. სამუშაოს შესრულებისას, მის გასაანალიზებლად გამოყენებული იქნა საქართველოს ჰიდრომეტეოროლოგიური დეპარტამენტის სეტყვიანობის დღეების რიცხვის და სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის პერიოდში კახეთში ღრუბლების სეტყვიანობის აქტივობის სხვადასხვა პარამეტრების მონაცემები [14,15].

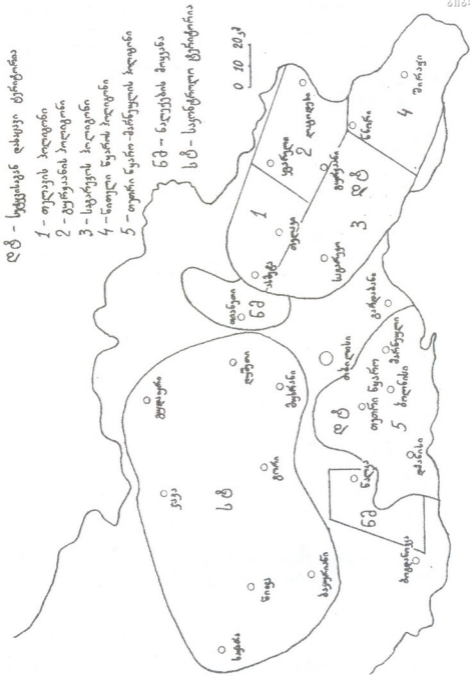
სეტყვიანი დღეების რიცხვის ქვეშ იგულისხმება სეტყვიანი დღეების რაოდენობა წლის თბილ პერიოდში (IV-IX თვეები).

ატმოსფერული მოვლენების ხანგრძლივი დროის რივის ტრენდების გასაანალიზებლად, მათზე ანტროპოგენური ზემოქმედებისას, ერთ-ერთ ძირითად საკითხს წარმოადგენს საკონტროლო ტერიტორიის (სტ) შერჩევა. სტ-ზე ზემოქმედების დაწვებამდე ეს მოვლენები უნდა განვითარებულიყო ანალოგიურად იმ ტერიტორიებისა, სადაც ადგილი ჰქონდა ზემოქმედებას მათზე. შემდგომში ამ ტერიტორიებს კახეთის რეგიონში ვუწოდებთ დასაცავ ტერიტორიებს (დტ). საქართველოსათვის ამ ტერიტორიების შერჩევა მისი სიმცირის გამო რთულ ამოცანას წარმოადგენს. სურ. 1-ზე წარმოდგენილია სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის რაიონის რუკა 1989 წლამდე საქართველოში. როგორც ამ სურათიდან ჩანს თბილისში, კასპში, რუსთავში, გარდაბანში მნიშვნელოვანი რაოდენობით სამრეწველო კომპლექსისა და ტრანსპორტის არსებობის გათვალისწინებით, სტ სახით რჩება აღმოსავლეთ საქართველოს ჩრდილო-დასავლეთი და სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილი. კერძოდ აქ განლაგებულია ბაკურიანის, წიფის, საქარის, ჯავის, გუდაურის, გორის, მუხრანის, დუშეთის მეტეოსადგურები. ამ სადგურებში, ისე როგორც დტ-ის სადგურებში: ახმეტა, საგარეჯო, თელავი, გურჯაანი, ყვარელი, წნორი, ლაგოდეხი, შირაქი არსებობს საკმაოდ დიდი რიგი დაკვირვებებისა სეტყვიანი დღეების რიცხვზე. გარდა ამისა სტ და დტ სადგურებს შორის სეტყვიანი დღეების რიცხვზე არის საკმაოდ დამაკმაყოფილებელი კორელაციური კავშირი წლებში, როცა აქტიური ზემოქმედება არ მიმდინარეობდა (ცხრილი 1).

ცხრილი 1

კახეთის მეტეოსადგურებსა და საკონტროლო ტერიტორიის მეტეოსადგურებს შორის სეტყვიანობის დღეების კორელაციური კავშირი 1941-1960 წწ.

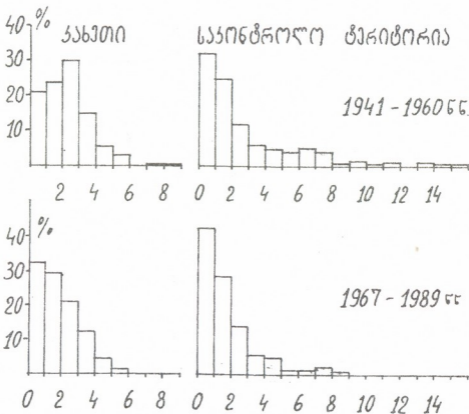
სეტყვა										
	ბაკურიანი	წიფა	საქარა	ჯავა	გუდაური	გორი	მუხრანის	დუშეთი	საშ. კახეთი	საშ. სტ.
ახმეტა	-	-	0,41	-	-	0,42	0,44	0,38	0,55	0,38
საგარეჯო	-	-	0,5	-	-	0,4	-	-	0,4	0,40
თელავი	-	-	-	-	-	-	0,58	-	0,67	0,64
გურჯაანი	-	-	-	0,3	-	-	-	-	0,3	-
ყვარელი	-	-	-	-	0,35	-	-	-	0,3	0,2
წნორი	0,36	-	-	-	-	-	-	-	0,51	-
ლაგოდეხი	-	0,3	-	-	-	-	-	-	0,67	-
შირაქი	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-
საშ. კახეთი	-	0,39	-	-	-	-	0,39	-	1	0,37
საშ. სტ.	-	-	0,52	-	0,49	0,69	0,56	0,3	0,37	1



სურ. 1. საქართველოში სეცესიკანის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის რაიონის რუკა 1989 წლამდე.

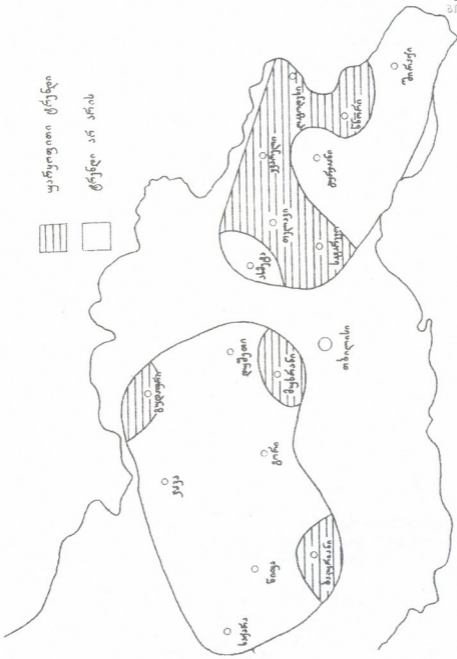


სტ-ს და დტ-ს თითქმის ერთიდაიგივე ფართობები აქვთ. მათზე თითოეულზე 8 მეტეოსადგურია განლაგებული. დტ-ს დაკვირვების დაწყების რიგი 1967 წლიდან განპირობებულია იმით, რომ კახეთში ამ წლიდან დაიწყო ფართომასშტაბიანი სეტყვის საწინააღმდეგო სამუშაოები. 1967 წლამდე სამუშაოებს ჰქონდა საცდელი მეთოდური ხასიათი და ის ტარდებოდა თელავის რაიონში.



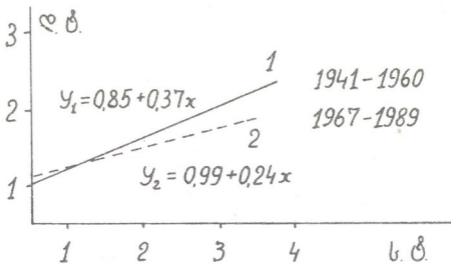
სურ. 2. კახეთში და საკონტროლო ტერიტორიაზე სეტყვიანი დღეების რიცხვის განმეორებადობა 1941-1960 წწ. და 1967-1989 წწ. პერიოდში.

ცხრილი 2 და სურ. 2-ზე წარმოდგენილია სეტყვიანი დღეების რიცხვის სტატისტიკური მახასიათებლები სტ-სა და დტ-სათვის 1941-1960 წწ. და 1967-1989, წწ. სურ. 3-ზე წარმოდგენილია სეტყვიანი დღეების რიცხვის სქემატური ტრენდები სტ და დტ-სათვის. სურ. 4-ზე წარმოდგენილია წრფივი რეგრესიის ხაზები სტ და დტ-ს შორის ზემოთ აღნიშნული დროის ორ პერიოდში.



სურ. 3. კახეთში და საკონტროლო ტერიტორიაზე სეტვეიანი დღეების რიცხვის ცვალებადობა 1967-1989 წწ. პერიოდში, 1941-1960 წწ. პერიოდთან შედარებით.

როგორც საილუსტრაციო მასალებიდან ჩანს, ისე როგორც სტ ასევე დტ-ში საერთოდ აღინიშნება სეტყვიანი დღეების რიცხვის კლების ტენდენცია. ასე მაგალითად სტ-ს მეტეოსადგურზე პირველ პერიოდში მოდიოდა 2,5 სეტყვა წელიწადში, ხოლო მეორე პერიოდში 1,3; ხოლო დტ-ზე შესაბამისად ეს მნიშვნელობები შეადგენდა 1.76 და 1.3 (ცხრილი 2). სტ-ზე სეტყვიანი დღეების რიცხვის ცვლილების დიაპაზონი პირველ პერიოდში შეადგენდა (0:15), ხოლო დროის მეორე პერიოდში - (0:8). სეტყვიანი დღეების რიცხვის განაწილების ფუნქციის მაქსიმუმი (სურ.2), როგორც დროის პირველ, ისე მეორე პერიოდში მოდის სეტყვის გარეშე დღეებზე (32% და 42% შესაბამისად). ამრიგად სტ-ზე სეტყვიანი დღეების მაქსიმალური რიცხვის შემცირებასთან ერთად დროის მეორე პერიოდში გაიზარდა სეტყვის გარეშე დღეების წილი. დტ-ზე სეტყვიანი დღეების რიცხვის

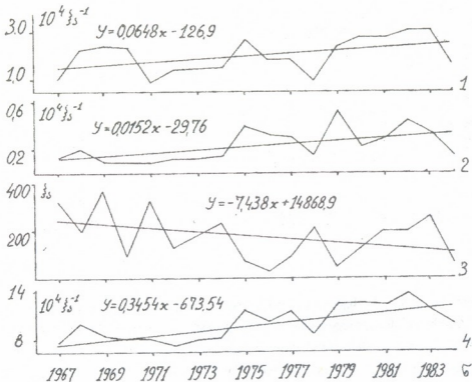


სურ. 4. კახეთში მეტეოსადგურებზე სეტყვიანი დღეების რიცხვის თანაფარდობა საკონტროლო ტერიტორიაზე სეტყვიანი დღეების რიცხვთან 1941-1960 წწ. და 1967-1989 წწ.

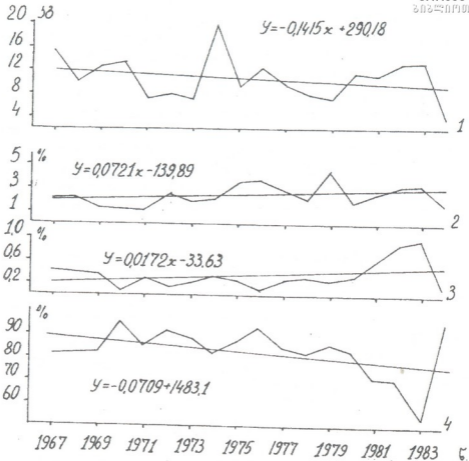
განაწილების ფუნქციის მაქსიმუმი დროის პირველ პერიოდში მოდის წელიწადში ორ სეტყვიანობაზე. დროის მეორე პერიოდში ფუნქციის განაწილების ხასიათი შეიცვალა და სეტყვიანი დღეების მაქსიმალური რიცხვის შემცირებასთან ერთად, მაქსიმალური გახდა იმ დღეების რიცხვი, როცა სეტყვა არ იყო (თვიური მონაცემები).

ამრიგად სეტყვიანი დღეების რიცხვის განაწილების ფუნქცია დროის მეორე პერიოდში დტ-ზე მიახლოებით ემსგავსება ფუნქციის განაწილებას სტ-ზე დროის პირველ და მეორე პერიოდში.

უნდა აღინიშნოს, რომ სტ-ზე და დტ-ზე სექციური დღეების რიცხვის საერთო კლების ტენდენცია შეიძლება დაკავშირებული იყოს აღმოსავლეთ საქართველოში ბოლო 100 წელიწადში კლიმატის საერთო დათბობასთან. ასე მაგალითად, დტ-ს ყველა სადგურისათვის აღინიშნება მიწისპირული ჰაერის ტემპერატურის დადებითი ტრენდები (საშუალოდ $+0,34^{\circ}\text{C}$ -ის ზრდით 100 წლის მანძილზე). სტ-ზე დუშეთში არ აღინიშნება ჰაერის ტემპერატურის ტრენდები. გუდაურში და გორში აღინიშნება სუსტი უარყოფითი ტრენდები (დაახლოებით $-0,13^{\circ}/100$ წელი და $-0,25^{\circ}/100$ წელი შესაბამისად), ხოლო დანარჩენ 5 მეტეოსადგურში აღინიშნება დადებითი ტრენდები, საშუალოდ ერთ სადგურზე დაახლოებით $+0,4^{\circ}/100$ წელი [12]. თუმცა ეს საკითხი დეტალურ გამოკვლევას მოითხოვს.



სურ. 5. კახეთში სექციის პროცესების ზოგიერთი პარამეტრების ტრენდები 1967-1984 წწ. (მოსალოდნელი სექციის რაოდენობის შემთხვევები 10000 პა-ზე - 1; სექციის შემთხვევების ფაქტიური რაოდენობა 10000 პა ფართობზე - 2; 100%-ით დასექცივლი საშუალო ფართობი ერთი სექციის შემთხვევაზე - 3; ხემოქმედებაქმნილი ღუბლების რაოდენობა 1000 პა ფართობზე - 4).



სურ. 6. კახეთში სეტყვის პროცესების ზოგიერთი პარამეტრების და სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის ეფექტურობის ტრენდები 1967-1984 წწ. (საშუალოდ ერთ დრუბელში შეტანილი რეაგენტის რაოდენობა ტყვის ერთეულებში - 1; შემოქმედებაქმნილი სეტყვა საშიში დრუბლების წვლილი რომლიდანაც მოვიდა სეტყვა -2; 100%-ით დასეტყვული დასაცავი ტერიტორიის წვლილი - 3; სეტყვის საწინააღმდეგო დაცვის ეფექტურობა. - 4)

ამრიგად, სექციიანი დღეების რიცხვის ცვლილების პროცესი სტრუქტურულ და დტ-ზე დროის ორ პერიოდში თითქმის ერთნაირად მიმდინარეობს, რის გამოც საფუძველი არ გვაქვს ვივარაუდოთ, რომ დტ-ზე სექციიანი დღეების რიცხვის შემცირება დაკავშირებული იყოს სექციის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოების შედეგებთან.

როგორც იყო აღნიშნული, კახეთში სექციასაშიშ დრუბლებზე ზემოქმედების ოპერაციები წარმოებდა ორი მეთოდით, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტის (1967-1984 წწ.) და ნაღნიკის მაღალმთიან გეოფიზიკური ინსტიტუტის მეთოდით (1985-1989 წწ.). პირველი რიგის დაკვირვებები გაცილებით გრძელი რიგისაა ვიდრე მეორის, ამიტომ განვიხილოთ კახეთში სექციის პროცესების ზოგიერთი პარამეტრების ცვლილება ამ პერიოდისათვის. წლების განმავლობაში დტ-ს ფართობები კახეთში იზრდებოდა, ამიტომ სექციის პროცესების პარამეტრები ნორმირებულია 10000 კა ფართობზე. სექციიანი დრუბლების აქტივობის პარამეტრების მონაცემები სექციის საწინააღმდეგო სამუშაოების ეფექტურობის შესახებ მიღებული იქნა სექციის საწინააღმდეგო სამსახურის მიერ კონვექტიურ დრუბლებზე რადიოლოკაციური დაკვირვებების შედეგად, ხოლო სექციის მიერ დაზიანებული ტერიტორიის განსაზღვრა წარმოდგენილია ამ სამსახურის მიერ შესრულებულ ანგრიშში [15].

სურ. 5 და 6-ზე წარმოდგენილია კონვექტიური დრუბლების სექციიანი აქტივობის პარამეტრებისა და კახეთში სექციის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის ეფექტურობის 18-წლიანი ტრენდების ანალიზის შედეგები. ამავე სურათებზე მოყვანილია ამ პარამეტრების დროში დინამიკის ხაზოვანი რეგრესიის განტოლებების კოეფიციენტების მნიშვნელობები. როგორც ამ სურათებიდან ჩანს, აღნიშნულ პერიოდში (1967-1984 წწ.) აღინიშნება სექციის შემთხვევების მოსალოდნელი და ფაქტიური რაოდენობის, ზემოქმედებაქმნილი სექციასაშიშ დრუბლების რაოდენობის, ზემოქმედებაქმნილი სექციასაშიშ დრუბლების წილის, რომლიდანაც წამოვიდა სექცია, სექციის მიერ 100%-ით დაზიანებული დასაცავი ტერიტორიის წილის დადებითი ტრენდები. ამავე დროს დაიკვირვებოდა ერთი სექციის შემთხვევაში ფართობის 100%-ით დაზიანების, ერთ დრუბელში შეტანილი რეაგენტის რაოდენობის და სექციის საწინააღმდეგო დაცვის ეფექტურობის უარყოფითი ტრენდები.

ამრიგად, აღნიშნული დროის პერიოდში კახეთში მიმდინარეობდა სექციის პროცესების ინტენსიფიკაცია და ერთდროულად სექციის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის ეფექტურობის შემცირება.

საინტერესოა შევადაროთ სექციიანი დღეების რიცხვი მეტეოსად-

ცხრილი 2

სეტყვიანი დღეების რიცხვის სტატისტიკური მახასიათებლები
კახეთში და საკონტროლო ტერიტორიაზე დროის ორ პერიოდში

სადგურები	I პერიოდი (1941-1960 წწ.)			II პერიოდი (1967-1989 წწ.)				
	სეტყვიანი დღეების რიცხვი	σ	Cv %	სეტყვიანი დღეების რიცხვი	σ	Cv %	ტრენდი I პერიოდთან შეფარდ.	საიმედოობა სტრუქტურით
ახმეტა	1.15	0.96	83	1.35	1.17	87	არა	-
საგარეჯო	2.45	1.36	56	1.61	1.13	70	უარე.	99
თელავი	2.15	1.62	75	1.22	1.28	105	უარე.	99
გურჯაანი	2.3	1.58	69	2.09	1.38	66	არა	-
ყვარელი	2.1	1.7	81	1.43	1.14	80	უარე.	95
წარსი	1.15	1.15	100	0.48	0.65	135	უარე.	99
ლაგოდეხი	1.45	1.02	70	0.7	0.91	130	უარე.	99
შირაქი	1.35	1.15	85	1.57	1.14	73	არა	-
საშ. კახეთის	1.76	0.56	32	1.3	0.44	34	უარე.	99
ბაკურიანი	7.1	2.7	38	4.04	1.97	49	უარე.	99
წიფა	0.5	0.6	120	0.47	0.65	138	არა	-
საქარა	0.45	0.6	133	0.61	1.0	164	არა	-
ჯაბა	0.5	0.74	148	0.48	0.65	135	არა	-
გუდაური	6.8	3.4	50	1.13	1.57	139	უარე.	99
გორი	1.65	1.1	67	1.26	1.54	122	არა	-
მუხრანი	1.25	1.34	107	0.83	0.82	99	უარე.	90
დუშეთი	1.65	1.40	85	1.48	1.5	101	არა	-
საშ. სტ.	2.5	0.57	23	1.3	0.605	47	უარე.	99

გურებისა და სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მონაცემებით. ამ პარამეტრების განსაზღვრის მეთოდიკის განსხვავების მიუხედავად, მეტეოსადგურის და სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მონაცემების რეპრეზენტატულობა სხვადასხვაა. თანაც სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურში სეტყვიანი დღეების რიცხვი განისაზღვრებოდა ზუსტად, რადგან რადიოლოკაციურ დაკვირვებასთან ერთად ყოველი სეტყვის შემთხვევის შემდეგ შეისწავლებოდა სეტყვის მიერ დაზიანებული ფართობი. მიუხედავად ამისა, მონაცემების ანალიზმა გვიჩვენა, რომ 1972 წლიდან დაწყებული, როცა დასაცავმა ტერიტორიამ შეადგინა 600000 ჰა; სეტყვის შემთხვევების რიცხვის 10000 ჰა-ზე (სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მონაცემები) და ერთ მეტეოსადგურზე საშუალოდ სეტყვიანი დღეების რიცხვს შორის (მეტეოსადგურის მონაცემები) გამოვლინდა პირდაპირი კორელაციური კავშირი. მაგალითად, 1972-1984 წწ. პერიოდში კორელაციის კოეფიციენტი შეადგინა +0,36, 1972-1988 წწ. პერიოდში +0,35, 1976-1988 წწ. - +0,63. უკანასკნელ შემთხვევაში დტ კახეთში იყო 650000 ჰა-ზე მეტი და შესაბამისად კორელაციის კოეფიციენტი აღნიშნულ სიდიდეებისათვის არის მაღალი.

ამრიგად, საკმაოდ დიდი ფართობისათვის (600000 ჰა-ზე მეტი) კახეთის პირობებში სეტყვის შემთხვევების რიცხვის მონაცემები მიღებული მეტეოსადგურებიდან და სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურიდან იმყოფებიან საკმარისად დამაკმაყოფილებელ შესაბამისობაში.

კახეთში სეტყვიანი დღეების რიცხვის მონაცემების მიხედვით შეიძლება შევაფასოთ ტერიტორიის ის ფართობი, რომელსაც ახასიათებს მეტეოსადგური წლის თბილ პერიოდში. ამისათვის განვიხილოთ 1978-1988 წლების პერიოდი, როცა სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის და მეტეოსადგურის მონაცემებს შორის კორელაციური კავშირი იყო უდიდესი. ამ წლებში ერთ მეტეოსადგურზე საშუალოდ ფიქსირდებოდა 13 სეტყვიანობა, ხოლო სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მიერ 10000 ჰა ფართობზე დაფიქსირებული იყო 0,3 სეტყვიანობის შემთხვევა. დტ საშუალო ფართობმა ამ წლებში შეადგინა 707000 ჰა. ამრიგად ამ ფართობზე ყველა 8 მეტეოსადგურში დაფიქსირებული იყო 10,4 სეტყვის შემთხვევები, ხოლო სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მიერ - 21,2 სეტყვის შემთხვევა ანუ 2-ჯერ მეტი. შესაბამისად შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ 2-ჯერ მეტი რაოდენობის მეტეოსადგურებზე სეტყვიანი დღეების რიცხვი მიახლოებით ეთანადება სეტყვის სამსახურის მონაცემებს. სხვა სიტყვებით რომ ვთქვათ, ერთი მეტეოსადგური 40000 ჰა ფართობზე (ან 400 კვ.კმ.) მოგვცემს სრულიად რეპრეზენტატიულ შედეგებს სეტყვიანი დღეების რიცხვზე 10-13 წლის პერიოდში.

განვიხილოთ სეტყვიანი დღეების რიცხვის შედარება ერთი მეტეოსადგურის საშუალო მონაცემებსა და სეტყვის საწინააღმდეგო



სამსახურის მონაცემებს შორის 1972-1984 წწ. პერიოდში. სექციის დღეების ცვალებადობა სექციის საწინააღმდეგო სამსახურის მონაცემებით აღნიშნოთ y_1 -ით, ხოლო მეტეოსადგურების მონაცემებით - y_2 -ით, რომელიც შეიძლება აღწეროს შემდეგი წრფივი რეგრესიის განტოლებით:

$$y_1 = 0.11675x - 228.2$$

$$y_2 = 0.019x - 36.351$$

სადაც x არის წლები. როგორც ამ გამოსახულებიდან ჩანს, აღნიშნული დროის პერიოდში ფიქსირებულია დადებითი ტრენდები სექციის დღეების რიცხვზე, როგორც მეტეოსადგურების მონაცემებით, ისე სექციის საწინააღმდეგო სამსახურის მონაცემებით.

და ბოლოს აღნიშნოთ, რომ სტ-ზე გაანალიზირებული დროის პერიოდში (1972-1984 წწ.) საშუალოდ ერთ მეტეოსადგურზე სექციის დღეების რიცხვის y_3 ტრენდში აღინიშნება სრულიად საწინააღმდეგო სურათი:

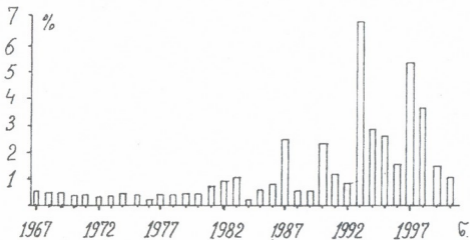
$$y_3 = -0.87789x + 174.973$$

ამრიგად, დტ-ზე სტ-სთან შედარებით სექციის პროცესებზე აქტიური ზემოქმედების წლებში ხდებოდა სექციის დღეების რიცხვის ზრდა. დროის სხვადასხვა შუალედებში ეს ზრდა განსხვავებულია. მაგალითად აქტიური ზემოქმედების მთლიან პერიოდის განმავლობაში (1967-1989 წწ.) თანაფარდობა სექციის დღეების რიცხვზე, ერთ მეტეოსადგურზე გაანგარიშებით სტ-ზე და დტ-ზე შეადგინა 100%, ხოლო იგივე მანქანებლები 1941-1960 წწ.-სათვის შეადგენდა 70%-ს (ცხრილი 1 სურ. 4), ხოლო 1972-1984 წწ. ეს თანაფარდობა იყო 90%-ზე რამდენადმე მაღალი. ეს ნიშნავს იმას, რომ სექციის დღეების რიცხვის შემცირების ტენდენცია დტ-ზე მუხრუჭდებოდა გარე ანტროპოგენური ფაქტორების გავლენით. ამ ფაქტორების გავლენით შესაძლო მიზეზების დეტალური ანალიზი ცალკე განხილვის საკითხია.

ზემოთ ნაჩვენები იყო, რომ ატმოსფერულ პროცესებზე აქტიური ზემოქმედების წლებში კახეთში სტ-სთან შედარებით ადგილი ჰქონდა სექციის დღეების რიცხვის გაზრდას, ამ პარამეტრის საერთო შემცირების ფონზე ორივე ტერიტორიისათვის. ამიტომ მიზანშეწონილია დავსვათ კითხვა სექციის საწინააღმდეგო სამუშაოების როლის შესახებ, ამ ეფექტში. გათვალისწინებული უნდა იქნას აგრეთვე ის, რომ სექციის საწინააღმდეგო სამუშაოების მიმდინარეობის პერიოდში ადგილი ჰქონდა სექციის დღეების შემთხვევის ზრდას, სექციის საწინააღმდეგო სამუშაოების ეფექტურობის შემცირებას და სხვა. ასევე უნდა აღინიშნოს, რომ ჩრდილო კავკასიაში [16] ჩატარებული სექციის საწინააღმდეგო კომპლექსური ექსპერიმენტის დროს მიღებულ იქნა, რომ სექციის დღეების პარამეტრების უმრავლესობა ზემოქმედებაქმნილი და არა ზემოქმედებაქმნილი ღრუბლებისათვის მცირედ თუ განსხვავდებოდნენ ერთმანეთისაგან. შესამჩნევი

ეფექტი გამოვლინდა, კერძოდ, ზემოქმედებაქმნილ დრუბლებში სექტორული საშუალო კონცენტრაციის შემცირებაში.

სექტორიანობის ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს პარამეტრს წარმოადგენს დასაცავი ტერიტორიის დაზიანების ინტენსიუობა. სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურში მიღებული იყო ამ ინტენსიუობის 3 გრადაციად დაყოფა: 1) ტერიტორიის დაზიანების ინტენსიუობა 10-60%; 2) ტერიტორიის დაზიანების ინტენსიუობა 60-100%; 3) დაზიანების 100%. სექტვის საწინააღმდეგო სამუშაოების დაწყებამდე კახეთში 100%-ით ზიანდებოდა დტ-ს 2%. სურ. 7 და ცხრილი 3 წარმოდგენილია სექტვის მიერ დაზიანებული დტ-ს წილის მონაცემების ცვლილება 1967-2000 წლების პერიოდში. როგორც ამ ნახაზიდან და ცხრილიდან ჩანს, 1990 წლიდან სექტვის საწინააღმდეგო სამუშაოების შეწყვეტის შემდეგ ამ წილმა შესამჩნევად იმატა. უნდა აღინიშნოს, რომ (ცხრილი 3) გეოფიზიკის ინსტიტუტის მეთოდის გამოყენება სექტვის საწინააღმდეგო სამუშაოებში იძლეოდა უკეთეს შედეგებს, ვიდრე მაღალმთიანი გეოფიზიკური ინსტიტუტის მეთოდი. ეს შედეგები დაახლოებით იღვებურია [16].



სურ. 7. 100%-ით დასექტვილი დასაცავი ტერიტორიის წვლილის ცვლილებადობა 1967-2000 წწ.

ამრიგად, სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოების პერიოდში, მიუხედავად სექტვის მიერ 100%-ით დაზიანებული დტ წილის ზრდისა, ეს მანკებლები იყო უფრო დაბალი იმ წლებთან შედარებით, როცა ზემოქმედება არ იყო (როგორც ადრე ისე შემდეგ). აქედან შეიძლება დავასკვნათ, რომ სექტვის საწინააღმდეგო სამუშაოების ძირითადი ეფექტი მდგომარეობს არა სექტვიანობის შემთხვევის რაოდენობის ცვლილებაში, არამედ სექტვიანობის ინტენსიუობის შემცირებაში.

ცხრილი 3

კახეთში სხვადასხვა წლებში 100%-ით სეტყვით დაზიანებული (%)
დასაცავი ტერიტორიის წილი

	1967-1984 გეოფიზ. ინსტი- ის მეთოდი	1985-1989 მაღალმთიანი გეოფიზ. ინსტი.მეთოდი	1985-1989 1987 წ-ს გარ. მაღალმთ. გეოფიზ. ინსტი.მეთოდი	1967-1989	1990-2000 ზემოქმედების გარეშე
ღტ	0.356	0,926	0.504	0.48	0.6
ც	0.234	0,864	0.192	0.51	1.83

ცხრილი 4

სეტყვის მიერ 100%-ით დაზიანებული ფართობები კახეთის
პოლიგონებზე (ჰა) სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოების
ბოლო წლებში

პოლიგონი წლები	თელავის	გურჯაანის	საგარეჯოს	წითელი წყაროს	სულ
1984	217	180	347	125	869
1985	2860	805	150	575	4390
1986	3936	937	971	389	6233
1987	6040	2016	12501	37	20594
1988	1395	1152	0	200	2747
1989	526	1447	268	217	2458
სულ 1984-1989	14974	6537	14237	1543	37291
სულ 1987 წ-ს გარეშე	8934	4521	1736	1506	16697
განაწილება პოლიგონების მიხედვით (%)					
1984-1989	40.15	17.53	38.18	4.14	100
1987 წლის გარეშე	53.5	27.1	10.4	9.0	100

სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის ეფექტურობა ისეთი პარამეტრით, როგორც დტ-ს 100%-ით სეტყვის მიერ დაზიანებული ფართობის წილი მისი სამუშაოების წლებში საშუალოდ შეადგენდა (ცხრილი 3): ზემოქმედების დაწყებამდე წლებთან შედარებით დაახლოებით 75%, ზემოქმედების შეწყვეტის შემდეგ წლებთან შედარებით დაახლოებით 80%-ს. აღნიშნული ეფექტურობა შეიძლება შეფასდეს მარტივი ფორმულით:

100% (1 - წილი დტ ზემოქმედების დროს / დტ წილი ზემოქმედების გარეშე).

კახეთის ტერიტორიის სეტყვით დაზიანების ინტენსივობას ახასიათებს არათანაბარი განაწილება. ცხრ. 4 წარმოდგენილია 100%-ით სეტყვის მიერ დაზიანებული დტ ფართობის მონაცემები, კახეთის 4 პოლიგონისათვის 1984-1989 წლების პერიოდში. როგორც ამ ცხრილიდან ჩანს ყველაზე უფრო მოწყვლადი არის თელავის პოლიგონი, ყველაზე ნაკლებად მოწყვლადი - წითელწყაროს. ცალკეულმა ანომალურმა (1987 წ.) სეტყვიანმა წლებმა შეიძლება რამდენადმე შეცვალოს სეტყვით მიყენებული ზარალის განაწილება გურჯაანის და საგარეჯოს პოლი-



სურ. 8. 100%-ით დასეტყვილი ფართობის ცვალებადობა 1990-2000; 1967-1989 წლებთან შედარებით კახეთის სხვადასხვა რაიონში (მიყვანილი 5 წლის პერიოდთან).



გონებზე. მაგრამ საერთოდ სექტევიანობის მოწვევადობის ხასიათით შე-
ორეს წარმოადგენს გურჯაანის პოლიგონი, ხოლო მესამეს საგარეუ-
(ცხრილი 4, სურ.1). შესაბამისად კახეთის ადმინისტრაციულ რაიონებში
არათანაბრადაა განაწილებული სექტევიანობის ინტენსივობა. ილუსტრაციის
სახით სურ. 8 გრაფიკული სახით წარმოდგენილია სექტევის მიერ 100%-ით
დაზიანებული ფართობის ცვლილება კახეთის სხვადასხვა ადმინისტრაციულ
რაიონში 1990-2000 წწ.ში 1967-1989 წლებთან შედარებით. უფრო თვალსა-
ჩინოებისათვის ეს მონაცემები მოყვანილია ჯამურ 5 წლიან ფართობე-
ბზე. ამ სურათიდან ასევე კარგად ჩანს სექტეით 100%-ით დაზიანებული
ფართობების ზრდა სექტევის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოების
შეწყვეტის შემდეგ.

ცხრილი 5

**სექტევიანობის ინტენსივობის მაჩასიათებლები
კახეთში 1984-1988 წწ.**

სექტევიანი დღეების რიცხვი	დაზიანების ინტენსივობა (კა)				საშუალოდ 1 დღე სექტეით			
	(10-60) %	(60-100) %	(10-100) %	100%	(10-60) %	(60-100) %	(10-100) %	100%
სულ დღეები - 46 მათ შორის	28396	17780	41176	18687	617	278	895	406
სექტევიანობა დაზიანებით (10-60%) 35 დღე	20328	0	20328	5108	581	0	581	146
სექტევიანობა დაზიანებით (10-100%) 11 დღე	8068	12780	20848	13579	733	1162	1895	1234

ბოლოს, შევაფასოთ თუ როგორი სექტევის პროცესების დროსაა
შესაძლებელი დადებითი ეფექტის მიღება სექტევის საწინააღმდეგო
სამუშაოებში. ცხრილი 5-ში მოცემულია კახეთში 46 სექტევიანობის
ინტენსივობის მონაცემები 1984-1988 წლებში. როგორც ცხრილიდან
ჩანს სექტეით მიყენებული ძირითადი ზარალი ხშირად მოდის მძლავრ
სექტევიან პროცესებზე, დტ-ის დაზიანებისას ინტენსივობით (10-100%).
ასე მაგალითად ძლიერი სექტევიანობის 11 შემთხვევაში 100%-ით სექტეით
დაზიანებული ფართობი 2.7-ჯერ მეტი იყო ვიდრე მცირე ინტენსივობის
სექტევიანობის 35 შემთხვევაში (ცხრილი 5). საშუალო სექტევიანობის
ყველა შემთხვევისათვის (46) ერთი შემთხვევის სექტევიანობაზე
გადაყვანით, 100%-ით დაზიანება მოდის 406 კა-ზე. ნაკლებად ინტენსიური
სექტევიანობისას (35 შემთხვევა - 146 კა); ინტენსიური სექტევიანობისას
(11 შემთხვევა - 1234 კა) (ცხრილი 5). ინტენსიური სექტევიანობის
წილი შეადგენს -24%-ს; შესაბამისად ნაკლებად ინტენსიური
სექტევიანობის წილი - 76%. დტ-ზე მრავალწლიური მონაცემებით

წელიწადში ფიქსირდება 2335 შემთხვევა, მაშინ როცა ინტენსიური პროცესების დროს საშუალოდ წელიწადში მოდის 5.6 შემთხვევა, ხანდახან ნაკლებად ინტენსიურისას 17.75 შემთხვევა. სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის პერიოდში ყველა სახის 100% სეტყვით დაზიანებული ფართობები სეზონში შეადგენდა 3768 ჰა-ს. ადვილად შეიძლება შეფასდეს, რომ ერთ სეტყვიანობაზე საშუალოდ მოდის 160 ჰა დაზიანებული ტერიტორიისა. განსაკუთრებულ შემთხვევაში (ცხრილი 5), როცა ადგილი აქვს ანომალურ მაღალ ინტენსიურ პროცესებს (მაგ. 1987 წ.), ეს გადაწვევა არსებითად ირღვევა. მრავალწლიური პერიოდის დროს, 100%-ით დაზიანებაზე გადაყვანით, ინტენსიური და ნაკლებად ინტენსიური პროცესებისას ერთი მსეტყვიანობა აზიანებს ერთიდაიგივე ზომის ფართობს - 160 ჰა. თუ ეს პროპორციები შენაჩუნებულია სეტყვის საწინააღმდეგო სამუშაოების შეწყვეტის შემდეგაც, მაშინ ამ დროის პერიოდში საშუალოდ ყველა ტიპის სეტყვიანობა 100%-ით დააზიანებს 875 ჰა ტერიტორიას.

ამრიგად, მრავალწლიურ პერიოდში სეტყვის პროცესებზე ზემოქმედების ეფექტურობა ძირითადად შეესაბამება სეტყვიანობის ინტენსივობის შემცირებას, როგორც ძლიერი ისე ნაკლებად ძლიერი სეტყვის პროცესებისას.

დასკვნები

1. კახეთში და საკონტროლო ტერიტორიაზე ჩატარებული იქნა სტატისტიკური ანალიზი სეტყვიანი დღეების რიცხვზე დროის ორ პერიოდში (1941-1960 წწ. და 1967-1989 წწ.). კერძოდ მიღებულ იქნა, რომ სტ-ზე საშუალოდ, მეტესადურზე დროის პირველ პერიოდში მოდიოდა 2,5 სეტყვიანობა წელიწადში, ხოლო დროის მეორე პერიოდში - 1,3. კახეთში შესაბამისად ეს მნიშვნელობები შეადგენენ 1,76 და 1,3. ამრიგად, ისე როგორც სტ-ზე, ასევე დტ-ზე კახეთში ადგილი ჰქნდა სეტყვიანი დღეების რიცხვის შემცირების ტენდენციას დროის თბილ პერიოდში. ამის გამო არა გვაქვს საფუძველი ვიფიქროთ იმაზე, რომ ეს შემცირება დტ-ზე მოხდა სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის შედეგად.

2. კახეთში ჩატარებული იქნა სეტყვის პროცესების ზოგიერთი პარამეტრების ცვლილებების თავისებურების ანალიზი, 1967-1984 წწ. პერიოდში, როცა სეტყვის საწინააღმდეგო სამუშაოები მიმდინარეობდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტის მეთოდით. კერძოდ მიღებულ იქნა, რომ დროის ამ მონაკვეთში აღინიშნა მოსალოდნელი და ფაქტური სეტყვიანობის შემთხვევების, ზემოქმედებაქმნილი სეტყვასაშიში ღრუბლების, სეტყვასაშიში ღრუბლების წილის, (რომლებმაც მოგვცეს სეტყვა ზემოქმედების შემდეგ) სეტყვის მიერ 100%-ით დაზიანებული დასაცავი ტერიტორიის წილის



დადებითი ტრენდები. ამავდროულად შეიმჩნეოდა ერთი სექტორების 100%-ით დაზიანებული ფართობის, ერთ ღრუბელში შეტანილი რეაგენტების რაოდენობის და სექტვის საწინააღმდეგო დაცვის ეფექტურობის უარყოფითი ტრენდები. ამრიგად კახეთში მოხდა სექტვიანობის პროცესების ინტენსიფიკაცია და შესაბამისად სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოების ეფექტურობის შემცირება.

3. შემოწმებული იქნა სექტვიანი დღეების რიცხვის მონაცემების რეპრეზენტატიულობა, სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის მიერ მიღებულ ანალოგიურ მონაცემებთან. ნახევრები იქნა, რომ 600000 ჰა-ზე მეტი დტ-სათვის 10000 ჰა ტერიტორიაზე სექტვიანი დღეების რიცხვის შემთხვევებსა (სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის მონაცემები) და ერთ მეტეოსადგურზე საშუალოდ სექტვიანი დღეების რიცხვს (მეტეოსადგურის მონაცემები) შორის ჩნდება პირდაპირი კორელაციური კავშირი. ერთი მეტეოსადგურის რეპრეზენტატიულობა სექტვიანი დღეების რიცხვზე 10-13 წლის პერიოდში ფასდება 40000 ჰა ფართობისათვის.

4. სექტვიანი დღეების რიცხვის ცვლილების დინამიკის ანალიზმა სტ-ზე და დტ-ზე გვიჩვენა, რომ დტ-ზე სტ-სთან შედარებით 1967-1989 წწ. პერიოდში აღინიშნა სექტვიანი დღეების რიცხვის ზრდა. ამრიგად დტ-ზე სექტვიანი დღეების რიცხვის შემცირების ხაერთი ტენდენცია ნელდებოდა გარე ანტროპოგენური ფაქტორების ზეგავლენით.

5. კახეთისათვის ჩატარებული იქნა სექტვის პროცესების ინტენსივობის დინამიკის ანალიზი 1967-2000 წწ. პერიოდში. ამ ინტენსივობის ძირითად მაჩვენებლად განხილული იქნა სექტვის მიერ დტ-ის 100%-ით დაზიანებული ფართობი. სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოს დაწყებამდე კახეთში 100%-ით სექტვით ზიანდებოდა დტ-ის ~2%, ხოლო 1967-1984 წწ. (სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობისას გეოფიზიკის ინსტიტუტის მეთოდით) - დტ-ის 0,36%, 1985-1989 წლებში (მაღალმთიანი გეოფიზიკური ინსტიტუტის მეთოდით) - დტ-ის 0,93%, 1985 - 1989 წწ. 1987 ანომალური წლის გარეშე - დტ-ის 0,50%, 1990-2000 წწ. (ზემოქმედების გარეშე წლები) - დტ-ის 2,6%. ამრიგად სექტვის საწინააღმდეგო სამსახურის სამუშაოს ეფექტურობა ვლინდებოდა სექტვიანობის ინტენსივობის შემცირებაში და სექტვის მიერ დაზიანებული ტერიტორიის შემცირებაში. გეოფიზიკის ინსტიტუტის მეთოდიკა კახეთის პირობებში აღმოჩნდა უფრო ეფექტური, ვიდრე მაღალმთიანი გეოფიზიკური ინსტიტუტის მეთოდიკა.

6. კახეთში ცალკეული სექტვიანობის სტატისტიკურმა ანალიზმა გვიჩვენა, რომ საშუალოდ ერთი სექტვიანობა 100%-ით აზიანებს 150 ჰა ტერიტორიას, (60-100)% - 140 ჰა-ს, (10-60)% - 550 ჰა-ს, (10-100)% - 600 ჰა-ს. გამონაკლის შემთხვევაში, მაგალითად 1987 წლის 9 მაისს სექტვის მიერ დაზიანებულმა ტერიტორიამ შეადგინა: 100%-ით 6863 ჰა, (60-100)%-ით - 1417 ჰა, (10-60)%-ით - 23587 ჰა, (10-100)%-ით - 25004 ჰა. ამრიგად კახეთის ტერიტორია სექტვით ძირითადად ზიანდება ინტენსიური სექტვის პროცესების დროს. ასეთი პროცესების წილმა შეიძლება მიაღწიოს 25%-ს.

1. Ватиашвили М.Р., Бахсолиани М.Г. и др. - Исследование градовых процессов в районах Восточной Грузии, Тр. Всес.семина. "Активн. возд. на град. проц. и персп. усоверш. льдообр. реаг. для практ. активн. возд." Нальчик, 16-21 окт. 1989 г. МО Гидрометеоиздата, 1991.

2. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Gzirishvili T.G., Kharchilava J.F., Tavartkiladze K.A. - Modern Climate Change in Georgia. Radiatively Active Small Atmospheric Admixtures, Tbilisi, monogr., Inst. of Geophysics, Georgian Akad. of Sci., pp128 (Submitten), 2001.

3. Плауде Н.О. и др. - Результаты измерений характеристик атмосферного аэрозоля в Подмосковье, Тр.Межд. аэроз. конф., посв. пам. проф. Сутугина А.Г., Москва, 26-30 июня 2000 г., М., 2000.

4. Баханова Р.А. и др. - Исследование влияния промышленных загрязнений на активность ядер льдообразования, Тр. Всес. конф., Нальчик, 22-25 окт. 1991 г., кн.2, Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 1995.

5. Вычужанина М.В. и др. - Характеристики атмосферных аэрозолей над Днепропетровским метеорологическим полигоном, там же.

6. Аэрозоль и климат, под ред. Кондадьева К.Я., Л., Гидрометеоиздат, 1991.

7. Aerosol-Cloud-Climat Interaction, Edited by Hobbs P.V., Akad. Press. Inc., 1993.

8. Хоргуани В.Г. - Льдообразующая активность атмосферного аэрозоля и зарождение градовых частиц, Тр. Всес. конф., Нальчик, 22-25 окт. 1991 г., кн. 2, Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 1995.

9. Амиранашвили А.Г., Гзиришвили Т.Г. - Аэрозоли и ледяные кристаллы в атмосфере, Тб., Мецниереба, 1991.

10. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Tavartkiladze K., Khurodze T., Tsitskishvili M. - Some Characteristics of the Aerosol Pollution of the Atmosphere over the Territory of Kakheti in the Warm Season Proc. Int. Aer. Conf. Dedicated to Memory of Prof. A. Sutugin, Moscow, Russia, 26-30 June 2000, Moscow 2000.

11. Georgia's Initial National Communication Under the Ubited Nations Framework Convention on Climate Change, Tbilisi, 1999.

12. თავართქილაძე კ., კლიზბარაშვილი ე., შუმლაძე დ., ვაჩნაძე ჯ. - საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილებების ემპირიული მოდელი, მონოგრ. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი, 1999.

13. თავართქილაძე კ., შენგელია ი., - ჰაერის თანამედროვე ცვლილება

საქართველოში რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა, თბილისი მეცნიერება, 1999.

14. Годовые отчеты о производственной деятельности ВС Грузинской УГКС, Тбилиси, 1984-1989.

15. სეტყვა და მასთან ბრძოლა, ჰიდრომეტეოლოგიის ცენტრის აქტიური ზემოქმედების სამსახურის 1967-1989 წწ. მუშაობის ძირითადი შედეგები, თბილისი, 1990.

16. Глисов М.И., Качермазов А.Х. - Статистический анализ наземных измерений града при проведении активных воздействий, Тр. Всес. конф., Нальчик, 22-25 окт. 1991 г., кн. 2, Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 1995.

А.Г. Амиранашвили, В.А. Амиранашвили, Т.Г. Блядзе,
А.Г. Нодия, В.А. Чихладзе, М.Г. Бахшалиани, Т.В. Хуродзе.

Особенности многолетней изменчивости градобитий в Кахетии Резюме

Представлен анализ изменчивости числа дней с градом в тёплое полугодие на контрольной территории и в Кахетии в период с 1967 по 1989 гг. (годы работы Противогодовой Службы) по сравнению с 1941-1960 гг. (годы без воздействия). Помимо этого анализируется изменчивость различных параметров gradовой активности облаков, интенсивность градобитий и др.) в период с 1967 по 2000 гг. (1990-2000 гг. - годы без воздействия). В частности, было получено, что в среднем в 1967-1989 гг. по сравнению с 1941-1960 гг. число дней с градом уменьшилось как на контрольной территории, так и в Кахетии. Поэтому нет оснований полагать, что в Кахетии уменьшение числа дней с градом было связано с работой Противогодовой Службы.

В пределах второго периода времени (1967-1989 гг.) в Кахетии отмечались положительные тренды ожидаемого и фактического количества случаев града, доли защищаемой территории, поврежденных градом на 100% и др. Одновременно отмечался отрицательный тренд эффективности противогодовой защиты.

В годы до начала работы Противогодовой Службы в Кахетии на 100% повреждалось градом примерно 2% защищаемой территории, в 1967-1989 гг. - 0.48%, в 1990-2000 гг. - 2.6%. Таким образом, эффект работы противогодовой службы заключается в уменьшении интенсивности градобитий и соответственно в уменьшении поврежденной градом территории.

Peculiarities of Many-year Variabilities of Hailstorms in Kakheti

Summary

The analysis of variability of the number of days with hail during the warm six-month period of 1967-1989 (years of the activation conducted by the Antihail Service) in comparison with 1941-1960 period (years without modification activities) has been presented. Besides, the variability of various parameters of cloud hail activity (intensity of hailstorms, etc.) during the period of 1967-2000 (1990-2000 years represent the period without modification) has been analyzed. In particular, there has been determined, that: - in 1967-1989 the number of hail days reduced on the average in comparison with the 1941-1960 period both over the control area and in Kakheti. Therefore, there is no reason to suppose, that in Kakheti reduction of hail days was the result of the Anti-hail Service activities.

Within the second time-period (1967-1989) in Kakheti, positive trends of expected and actual number of hail cases, were observed 100% damage of the shares of the protected area by hail, etc. At the same time a negative trend of anti-hail protection efficiency was observed.

In the years, before starting of the Antihail Service activities in Kakheti, approximately 2% of protected area was damaged by hail, in 1967-1989 it made 0,48%, and in 1990-2000 the index was 2,6%. Therefore, the Antihail Service activity was represented by the reduction of hail-storm intensity as well as the reduction of areas damaged by hail respectively.

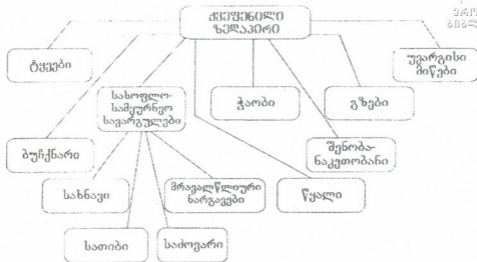
ქვეყნილი ზედაპირის ანთროპოგენური ცვლილებები საქართველოში (შპანასკნელ ათწლეულებში)

ქვეყნილი ზედაპირის ფიზიკური მდგომარეობის შესწავლა მიწის ფონდის სტრუქტურული ერთეულების რაოდენობრივი და თვისობრივი მახასიათებლებით, საქართველოს კლიმატის ცვლილების ენერგობალანსური მოდელის შექმნის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან წინაპირობას წარმოადგენს.

ნაშრომის მიზანია საქართველოს მიწის ფონდის ცალკეული სტრუქტურული ერთეულების ფართობებისა და მათი ცვლილების დინამიკის შესწავლა, რისთვისაც გამოყენებულ იქნა საქართველოს მიწის მართვის სახელმწიფო დეპარტამენტის საფონდო მასალა (1955-1995 წწ.).

ამჟამად, საქართველოს მიწის ფონდის ტერიტორიული განაწილება მოიცავს 60-ზე მეტ ადმინისტრაციულ რაიონს, რომლებიც დაყოფილია ცალკეულ ისტორიულ-გეოგრაფიულ მხარეებად. რამდენჯერმე საქართველოს ადმინისტრაციულ-ტერიტორიულ დაყოფას მოჰყვა ადმინისტრაციული რაიონების როგორც რაოდენობის, ასევე ტერიტორიების და შესაბამისად, მიწის ფონდის ცალკეული სტრუქტურული ერთეულების ფართობების ცვლილებაც. ამის მაგალითია 1990 წელს, ცნობილი მოვლენების შემდეგ სამხრეთ ოსეთის ავტონომიური ოლქის გაუქმება და მისი ადმინისტრაციული რაიონების - ჯავის და ცხინვალის მიერთება შესაბამისად რაჭის (ონი) და ქართლის (გორი) რეგიონებს.

გასათვალისწინებელია აგრეთვე უზუსტობანიც, რომელიც მიწის აღწერასთან დაკავშირებულ საველე სამუშაოებს ახლავს თან. აქედან გამომდინარე, საქართველოს მიწის ფონდის ცალკეული სტრუქტურული ერთეულების ფართობების ცვლილების შესწავლა უკანასკნელი 3-4 ათეული წლებისათვის ძალზედ გართულებულია აღნიშნული ვითარების გამო, რასაც ხშირად მიწის ფონდის წლიური ბალანსის მონაცემების შეუსაბამობაც ადასტურებს. ცხადია, ჩვენს მიერ მიღებული დასკვნებიც მიახლოებითა და ამდენად საორიენტაციო.



სურ. 1. მიწის ფონდის სტრუქტურული ერთეულების, ანუ ქვეყნილი ზედაპირის შემადგენელი ტიპების სქემა

ქვეყნილი ზედაპირი ღანდშაფტის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან კომპონენტს წარმოადგენს. ამიტომაც, მიზანშეწონილია, წინამდებარე ნაშრომში საქართველოს თანამედროვე ღანდშაფტების მოკლე დახასიათება ძირითადი ტიპების მიხედვით.

საქართველოს გეოგრაფიული მდებარეობა და რთული რელიეფი განსაზღვრავს მისი ბუნებრივი პირობების განსაკუთრებულ მრავალფეროვნებას. ტერიტორიის მნიშვნელოვანი სიმაღლის (69 ათასი კმ²) მიუხედავად, აქ ვხვდებით როგორც თბილ, ნოტიო და მშრალ სუბტროპიკულ, ასევე გლაციალურ-ნივალურ ღანდშაფტებს. საქართველოს ტერიტორიაზე გავრცელებულია ღანდშაფტების 90 დასახელების ტიპი და ქვეტიპი [3]. მათ შორის მთავარია ვაკის და მთის ღანდშაფტები, რომელთა რიცხვი II-ს აღწევს. ვაკის ღანდშაფტებს მიეკუთვნება: 1. კოლხური ვაკე-დაბლობისა და გორაკ-ბორცვიანი მთისწინეთის ნოტიო სუბტროპიკული ღანდშაფტები. ეს არეალი მოიცავს კოლხეთის დაბლობს, რომელსაც დასაველეთით ესაზღვრება შავი ზღვა, ჩრდილოეთით კავკასიონი, სამხრეთით მესხეთის ქედი, ხოლო აღმოსავლეთით იმერეთის მდლობის მთისწინეთი. ვრცელდება იგი 500-600 მ-მდე ზღვის დონიდან. ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად აქ ვხვდებით სრულიად ახალ კულტურულ ღანდშაფტს - ჩაისა და ციტრუსების პლანტაციებს, ვენახსა და მარცვლეულ კულტურას (ძირითადად სიმინდს), თუმცა ძველი კოლხური ტყეების ნაშთი შემორჩენილია აჯამეთის, როდონოულის, პალიასტომის და სხვა ნაკრძალების სახით. ამ ღანდშაფტურ ტიპს მიეკუთვნება სამეგრელოს,



გურიის, იმერეთის და აჭარის ისტორიულ-გეოგრაფიული რეგიონების აგრეთვე აფხაზეთიც; 2. ზომიერად მშრალი სუბტროპიკული ვაკეების და მთისწინების ლანდშაფტები, რომელთაც ვხვდებით შიდა ქართლის და მესხეთის ბარში, აგრეთვე ახალციხის ქვაბულისა და მტკვრის შუახეობის გასწვრივ. აქ განვითარებულია ტყის კორუმებიანი, ტყე-სტეპური და ჯაგ-ეკლიანი სტეპები (ტყის ელემენტებით). ტერიტორიის დიდი ნაწილი ათვისებულია ბალჩეულ-ბოსტნეულის, მარცვლოვანი კულტურების და ხეხილის ბაღების ქვეშ. ვრცელდება 750-800, მესხეთში 1000 მ-მდე ზღვის დონიდან. ამ ლანდშაფტურ ტიპს მიეკუთვნება ქართლი და მესხეთ-ჯავახეთი აღნიშნულ სიმაღლემდე; 3. ქვემო ქართლის მშრალი სუბტროპიკული სტეპური ლანდშაფტები, ნახევარუდაბნოს მცენარეულობით. მნიშვნელოვანი სარწყავი ფართობები გამოყენებულია ვაზის, ხეხილის, მარცვლეულისა და ბოსტნეული კულტურებისათვის, აგრეთვე გაზაფხულისა და შემოდგომის საძოვრებად; 4. ივრის ზეგნის სტეპური და არიდული ტყე-ბუჩქნარების, ალაგ-ალაგ მლაშობიანი და ნახევარუდაბნოს ლანდშაფტები. ამ ლანდშაფტის გავრცელების არეალის დიდი ნაწილი (მეტწილად ვაკე-ტაფობები), რომელიც ირწყვება, გამოყენებულია ბალ-ვენახებისა და ტექნიკური კულტურის-მსესუმზირის ქვეშ, ხოლო ურწყავი - საძოვრებად; 5. ზომიერად ნოტიო სუბტროპიკულ ვაკეთა ლანდშაფტები გავრცელებულია ალაზნის ვაკეზე, რომელსაც ჩრდილოეთით, დასავლეთით და სამხრეთით საზღვრავს კავკასიონისა და გომბორის ქედების მთისწინეთი და ივრის ზეგანი, სადაც გავრცელებულია ჯაგ-ეკლიანი მდელო-სტეპების მცენარეულობა. ამ ტიპს მიეკუთვნება მთელი კახეთი, რომლის ტერიტორიის დიდი ნაწილი დაფარულია ძირითადად ბალ-ვენახებითა და მარცვლეულით, იგი ვრცელდება ზღვის დონიდან 800-900 მ-მდე; 6. ნახევარუდაბნოს ვაკე დაბლობების ლანდშაფტები, რომელიც მხოლოდ საქართველოს უკიდურეს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, ელდარის ვაკე-დაბლობზე გვხვდება, ძირითადად გამოყენებულია ზამთრის საძოვრებად.

მთის ლანდშაფტებია: 7. დასავლეთ საქართველოს ტენიანი ჰავის კოლხური მთა-ტყის ლანდშაფტები. ქვედა ზონაში კოლხური, ზედაში კი, საშუალო მთიანი წიფლნარ-მუქწიწვიანი ტყეებით. ვრცელდება 500-600-დან 1900-2000 მ-მდე. აღსანიშნავია, რომ ლანდშაფტის ამ ტიპის ქვეზონაში ბუნებრივი ლანდშაფტი ძლიერაა სახეცვლილი და გაბატონებული მდგომარეობა კულტურულ ლანდშაფტს ეკუთვნის. აქ ვრცელდება აფხაზეთის, რაჭა-ლეჩხუმის და სვანეთის რეგიონები. გავრცელებულია ეს ტიპი მესხეთის ქედის ჩრდილო, სამხრეთ და დასავლეთ, ასევე შავშეთისა და ლიხის ქედის კალთებზე;

8. აღმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად ნოტიო მთა-ტყის ლანდშაფტები: ქვედა ზონაში ჯაგრცხილნარ-მუხნარებით, ზედაში კი

წიფლნარით და ფიჭვნარ-არყნარის ლანდშაფტებით. ვრცელდება ზღვის დონიდან 700-800 მეტრიდან 2100-2200 მ-მდე. ლანდშაფტის ეს ტიპიც მსგავსად ზემოთხსენებული ტიპისა, ხასიათდება სიმალღებრივი ზონებით. ისევე როგორც კოლხური ტიპის ლანდშაფტში, აქაც მთისწინეთის ბუნებრივი ლანდშაფტი სახეცვლილია, რადგან დიდი ნაწილი ათვისებულია სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის; 9. მთის სტეპური ლანდშაფტები გეხედება საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში, კერძოდ ჯავახეთის ზეგანზე. გამოყენებულია მარცვლეული კულტურებისა და კარტოფილის ნათესებისათვის, და აგრეთვე, სათიბ-საძოვრებად. ვრცელდება 2000-2100 მ-მდე; 10. მაღალმთის მთა-მდელოს ლანდშაფტები - გავრცელებულია კავკასიონის და სამხრეთ კავკასიონის ყველაზე მაღალმთიან ადგილებში. 1800-1900 მ-დან 3000-3500 მ-მდე. აქ გამოიყოფა 2 ქვეტიპი: ა) სუბალპურ მთა-მდელოს და ბ) ალპური მთა-მდელოს ლანდშაფტები. ამ ტიპის ლანდშაფტი გამოყენებულია სათიბ-საძოვრებად; 11. მაღალმთის გლაციალურ-ნივალური ლანდშაფტები, რომელიც აერთიანებს სუბნივალურს და ნივალურ ქვეტიპებს. შოიცავს მხოლოდ კავკასიონის მთიანეთს, საშუალოდ 3300-3500 მ-ს ზემოთ. ახასიათებს რელიეფის მკაცრი გლაციალურ-ნივალური ფორმები: ტიუხები, შიშველი ციცაბო კლდეები და მყინვარები.

დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონების სქემები, შესაბამისად მდ. ბზიფის აუზის და საქართველოს სამხედრო გზის მაგალითებზე [4] ნათლად გვიჩვენებს, რომ ვერტიკალური ზონალურობა სრულიად ტიპურია საქართველოსათვის, სადაც სიმალღეები ზღვის დონიდან 0-დან 5000 მ-მდე იცვლება და თითოეულ ვერტიკალურ სარტყელს გარკვეული ფართობი უკავია. აღსანიშნავია, რომ საქართველოს მთელი ტერიტორიის დაახლოებით 3/5 მთებს შეადგენს.

ლანდშაფტის კომპონენტები - რელიეფი, ნიადაგი, კლიმატი და სხვ. მჭიდრო ურთიერთკავშირშია და ამდენად შეგუებულ-შეთვისებულნი არიან ერთმანეთს როგორც მთაში, ასევე ბარში. მიუხედავად იმისა, რომ ისინი სრულიად განსხვავებული სუბსტანციისანი არიან, მათ ერთი საერთო თვისება აქვთ. ისინი იცვლებიან დროში, მათთვის დამახასიათებელი სიჩქარით, მიმართულებითა და ხანგრძლივობით. ზემოაღნიშნული კომპონენტების ბუნებრივი ცვლილებისათვის ასეული და ათასეული წლებია საჭირო, მაშინ როდესაც ანთროპოგენულ ფაქტორს, ანუ ადამიანის სამეურნეო საქმიანობას შეუძლია დროის მოკლე პერიოდში, თუნდაც 3-4 ათეული წლის მანძილზე მნიშვნელოვნად შეცვალოს ბუნებრივი ლანდშაფტი. ამგვარადაა სახეცვლილი საქართველოს ბუნებრივი ლანდშაფტების დიდი ნაწილი, განსაკუთრებით დაბალ ზონებში [1].

თუ ლანდშაფტები შეგუებული არიან კლიმატის ნულ-ანთროპოგენური ფაქტორები განაპირობებენ, ისინი საკმაოდ მტკიუნულად რეაგირებენ. ასეთი სწრაფი ტემპით შეიცვალა ლანდშაფტი აღნიშნულ პერიოდში გარდაბნის ვაკეზე, სადაც აშენდა სამრეწველო ქალაქი რუსთავი, რომელსაც მდ. მტკვრის ორივე ნაპირას რამდენიმე ათეული ჰა უჭირავს; ასევე შეიცვალა ლანდშაფტი ზოგიერთი სოფლის თუ ქალაქის, უფრო სწორედ ქალაქის ტიპის დასახლებების, საავტომობილო და სარკინიგზო გზების, არხებისა და ნავთობსადენების მშენებლობასთან დაკავშირებით; დიდი წყალსაცავების შექმნითა და წიაღისეულის ღია წესით ამოღებით. ასე იქმნება ახალი ანთროპოგენური-კულტურული ლანდშაფტები მათთვის დამახასიათებელი სპეციფიკურობით. აღსანიშნავია, რომ ლანდშაფტური რუკების შედგენისას სრულიად არ არის შეფასებული ანთროპოგენული ფაქტორის როლი საქართველოს არა მარტო მთათაშორის ბარში, არამედ მთებშიც, კერძოდ სუბალპურ და ალპურ ზონებშიც, სადაც აგრეთვე, მიმდინარეობს ლანდშაფტების ცვლილება ინტენსიური ძოვების გამო. ასეთი ერთკომპონენტიანი და ზოგიერთ ადგილებში, ორკომპონენტიანი ცვლილებები შეიძინევა მთა-ტყის ზონაშიც, ტყის განეხვავასთან დაკავშირებით [2,7].

გარდა ანთროპოგენური ფაქტორებისა, ლანდშაფტების მნიშვნელოვანი ცვლილებები შეიძლება გამოიწვიოს ისეთმა სტიქიურმა მოვლენამ, როგორც მეწყერია. იგი შეიძლება განვითარდეს საქართველოს ყველა კუთხეში (ზემო იმერეთში, თრიალეთისა და გომბორის ქედებზე, გურია-აჭარის მთებში, რაჭა-ლეჩხუმში და სხვ.), გარდა დაბლობი რაიონებისა. აღსანიშნავია, რომ მეწყერების 2/3 დაკავშირებულია ნოტიო სუბტროპიკული ლანდშაფტების მთისწინებსა და ფერდობებზე, რომლებიც განიცდიან აქტიურ სამეურნეო საქმიანობას, რომელთაგან განსაკუთრებით საშიშია ტყის უსისტემო ჩეხვა. ძლიერ მეწყერულ პროცესებს ადგილი ჰქონდა აჭარაში 1980 წლის გაზაფხულზე. ამ დროს ხულოს რაიონში ჰაერის საშუალო თვიურმა ტემპერატურამ 5° -ით გადააჭარბა საშუალო მრავალწლიურს ($9,6^{\circ}$ C), მაშინ როდესაც თოვლის საფარმა 3 მ-ს მიაღწია. თოვლის მოსვლის შემდეგ აღნიშნულმა მაღალმა თერმულმა პირობებმა თოვლის ინტენსიური დნობა გამოიწვია. მთის ფერდობების მიმართულებით ათეულობით დამბალი მიწის ჩამოწოლას მოჰყვა არა მარტო მცენარეული საფარის ფიზიკური დაზიანება, არამედ რელიეფის ცვლილებაც კი.

ამჟამად არსებობს ლანდშაფტთა ცვლილების 6 გრადაცია: 1. პრაქტიკულად უცვლელი ლანდშაფტები; 2. სუსტად შეცვლილი; 3. ზომიერად შეცვლილი; 4. მნიშვნელოვნად შეცვლილი; 5. ძლიერ შეცვლილი; და 6. პრაქტიკულად სრულიად შეცვლილი.

საქართველოში, პრაქტიკულად უცვლელი ღანდშაფტები სამწუხაროდ ძალზე ცოტაა (მთელი ტერიტორიის 5-10%-ს არ აღემატება) და ძირითადად ნაკრძალებისა და ტყე-პარკებითაა წარმოდგენილი [7].

მიწის ფონდის სტრუქტურული ერთეულების ფართობებისა და მათი ცვლილების დინამიკის შესწავლით, შესაძლებელი გახდა ქვეყნილი ზედაპირის ტრანსფორმაციის დადგენა, რომელიც ღანდშაფტების ცვლილების ძირითად მანევრებად უნდა ჩაითვალოს. ეს მეთოდი შეიძლება ითქვას პირველადაა გამოყენებული. ამრიგად, შესწავლილი იქნა რესპუბლიკის ცალკეული ადმინისტრაციული რეგიონებისათვის ხოლო მათი შესაბამისი მონაცემების შეჯამების შემდეგ მთელი

ცხრილი 1

საქართველოს ქვეყნილი ზედაპირის შემადგენელი ტიპების ფართობების ცვლილებების დინამიკა

№	ქვეყნილი ზედაპირის ტიპები	აღბელო	მიწის ფართობები ათას, კმ ² რესპუბლიკის სხვათა ფართობიდან				სხვაობა, ათას კმ ² / %		
			1955	1970	1990	1995	1955-70	1970-90	1955-90
							1955	1970	1955
1	სახნავი	0.10-0.25	1017.2	798.7	813.7	759.0	-218.5	+15.0	-203.5
			14.4	11.5	11.7	10.9	-21.5	+1.9	-20.0
2	სათობი	0.20-0.30	293.2	191.8	156.1	147.9	-101.4	-35.7	-137.1
			4.2	2.8	2.2	2.1	-34.6	-18.6	-46.8
3	საძოვარი	0.20-0.25	1478.9	1513.1	1686.3	1775.6	+34.2	+173.2	+207.4
			21.0	21.8	24.2	25.6	+2.3	+11.4	+14.0
4	მრავალწლიანი ნარგავები	0.15-0.20	249.9	314.3	259.3	306.8	+64.4	-55.0	+9.4
			3.5	4.5	3.7	4.4	+25.8	-17.5	+4.2
5	ტყეები	0.10-0.20	2457.3	2690.8	2834.9	2821.3	+233.5	+144.1	+377.6
			34.8	38.7	40.8	40.6	+9.5	+5.4	+15.4
6	ბუნძარი	0.20-0.25	317.9	262.7	167.0	165.6	-55.2	-95.7	-150.9
			4.5	3.8	2.4	2.4	-17.4	-36.4	-44.5
7	ჭაობი	0.05-0.10	22.5	10.0	8.3	14.1	-11.5	-1.7	-14.2
			0.3	0.1	0.1	0.2	-51.1	-17.0	-63.1
8	წყალი	0.03-0.35	106.0	141.7	118.5	147.5	+35.7	-23.2	+12.5
			1.5	2.0	1.7	2.1	33.7	-16.4	+11.8
9	ბუბები	0.25-0.35	97.8	99.4	110.0	116.2	+1.6	+10.6	+12.2
			1.4	1.4	1.6	1.7	+1.6	+10.7	+12.5
10	შენობა-ნაგებობანი	0.20-0.30	56.6	104.9	120.7	98.9	+48.3	+15.8	+64.1
			0.8	1.5	1.7	1.4	+85.3	+15.1	+113.2
11	გამოუყვებელი მიწები (უპარტისი დაუშვებლადსათვის)	0.35-0.85	954.5	722.0	674.6	596.5	-232.5	-135.8	-279.9
			13.5	10.4	9.7	8.6	-24.4	-18.8	-29.3

რესპუბლიკისათვის, ქვეყნილი ზედაპირის შემადგენელი სტრუქტურული ტიპების ფართობების ცვლილების დინამიკა (ცხრ.1) 1955-1995 წლების განმავლობაში, საქართველოს მიწის ფონდის ე.ი. მოქმედი ზედაპირის შემადგენელი სტრუქტურული ერთეულების მახასიათებელმა (ამჟამად იგულისხმება ფართობები) გარკვეული ცვლილებები განიცადა ძირითადად ანთროპოგენური მიზეზების გამო, ცხადია შეიცვალა მათი ზედაპირების ალბედოც, რომელიც, როგორც უკვე აღინიშნა, მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ქვეყნილი ზედაპირის რადიაციულ ბალანსში. თეორიულად ალბედოს მნიშვნელობა 0-დან 1-მდე იცვლება. ბუნებრივ პირობებში მისი სიდიდე დამოკიდებულია ქვეყნილი ზედაპირის რაობასა და მის ფიზიკურ მდგომარეობაზე. ალბედოს მნიშვნელობები სხვადასხვა სახის ქვეყნილი ზედაპირისათვის მოცემულია შრომაში [5], რომლის თანახმადაც მუქი ნიადაგებისათვის იგი 0,05-0,10, წიწვიანი ტყებისათვის 0,10-0,15, ხოლო ფოთლოვანისათვის 0,15-20, ველ-მინდვრებისათვის 0,15-0,25 და ა.შ. გამოუყენებელი მიწების ზედაპირის ალბედო როგორც ვხედავთ (ცხრ.1) დიდ ფარგლებში იცვლება, იმის გამო, რომ იგი შეიძლება იყოს კლდოვანი, ყინულოვანი ან ეროზირებული, რომელთაც, პრაქტიკულად, მცენარეულ-ნიადაგობრივი საფარი არ გააჩნიათ.

ჩვენს მიერ გამოყოფილ ქვეყნილი ზედაპირის თერთმეტივე ტიპს მეტნაკლებად განსხვავებული ფიზიკური თვისებები (ტემპერატურა, სინოტივე, ალბედო და ა.შ.) გააჩნიათ.

ისინი თავიანთ კუთვნილ ტერიტორიებზე წარმოქმნიან მხოლოდ მათთვის დამახასიათებელ ადგილობრივ კლიმატს, რომელთა ერთობლიობაც ქმნის მთელი საქართველოს თანამედროვე კლიმატს. ბუნებრივია, რომ თითოეულის ცვლილებები გამოიწვიეს მთელის ცვლილებსაც, რაც უდაოდ აისახება საქართველოს კლიმატის ცვლილების ენერგო-ბალანსურ მოდელში.

საქართველოს ქვეყნილი ზედაპირის განსხვავებული ტიპების, უფრო ზუსტად კი მიწის ფონდის ძირითადი ერთეულების ფართობების საშუალებით, გაანგარიშებულ იქნა რესპუბლიკის მიწის ბალანსი 1955, 1970, 1990 და 1995 წლებისათვის (ცხრ. 1). 1990 წლის მონაცემების თანახმად მთელი ტერიტორიის დიდი ნაწილი უჭირავს ტყეებს (41%), საძოვრებს (24%), სახნავს (12%) და გამოუყენებელ მიწებს (10%). რესპუბლიკის ტერიტორიის მცირე ნაწილი კი დაკავებული აქვთ მრავალწლიან ნარგავებს (4%). ცალ-ცალკე სათიბს, ბუჩქნარს, გზებს და შენობა-ნაგებობებს დაახლოებით ორ-ორი% და ძალზედ მცირე - ჭაობებს (0,1%).

როგორც ვხედავთ საქართველოს ტერიტორიის დიდი ნაწილი (41%) ლანდშაფტის მნიშვნელოვან კომპონენტს - მცენარეულ საფარს, კერძოდ ტყეებს უჭირავს, რომლის ძირითად ნაწილს მთის ტყეები შეადგენს



(უმეტესად დასავლეთ საქართველოს 25⁰-ზე მეტი დახრილობის მთის ფერდობებზე). ტყიანობით, განსაკუთრებით გამოირჩევა გულრიფშის (61%), ქედის (77%), ხელვაჩაურის (59%), ბორჯომის (57%) და სხვა რაიონები. ტყის მცირე ფართობები გააჩნია წალკას, მისი ტყიანობა მხოლოდ 9%-ია, საგარეჯოსი - 2%, სიღნაღის - 2% და ა.შ.

საქართველოში ტყის ფართობები 1955-1990 წლების განმავლობაში მნიშვნელოვნად გაიზარდა, დაახლოებით 378 ათასი ჰა (ცხრ.1). ეს აიხსნება იმ გარემოებით, რომ საკვლევ პერიოდში ტყის გაშენება და მისი მოვლა-პატრონობა სახელმწიფო პოლიტიკის დონეზე იყო აყვანილი. აღსანიშნავია ისიც, რომ მეოცე საუკუნის ორმოცდაათიანი წლებიდან მნიშვნელოვნად შემცირდა ტყის, როგორც სათბობ-ენერგეტიკულ რესურსად გამოყენება, საქართველოში საწვავი აირის მოწოდებასთან და ნავთობის ამოღებასთან დაკავშირებით. ამას გარდა, ამ პერიოდში შეიქმნა მთელი რიგი ნაკრძალები, მაგალითად ბაზანურის (1970, ახმეტის რაიონი), ალგეთის (1965, თეთრიწყაროს რ-ნი), დუშეთის (1980, ახმეტის რ-ნი), და ა.შ. რომლებმაც უთუოდ ხელი შეუწყო ტყეების მოვლა-პატრონობის საქმეს. ამრიგად, მეოცე საუკუნის ოთხმოციანი წლების დასასრულს მისი საერთო ფართობი 2834.9 ათასს ჰა-ს შეადგენდა, რაც 1955 წელთან შედარებით 15.4%-ით მეტია. ამ პერიოდში განსაკუთრებით გაიზარდა ტყის მასივები მესტიის (37 ათასი ჰა-ით), წყალტუბოს (24 ათასი ჰა-ით), მცხეთის (19 ათასი ჰა-ით) და სხვა რაიონებში, თუმცა ზრდის ამ ფონზე ადგილი ჰქონდა მის შემცირებასაც მაგალითად ყაზბეგის, ბორჯომის და განსაკუთრებით დუშეთის რაიონში (27 ათასი ჰა-ით).

1995 წლის მონაცემებით, ტყის ფართობები სულ რაღაც 5 წელიწადში მინიმუმ 13,6 ათასი ჰა-ით შემცირდა (ცხრ.1). ეს გამოიწვია იმ პოლიტიკურმა და ნეგატიურმა ეკონომიკურმა პროცესებმა, რომელიც მოჰყვა საბჭოთა კავშირის დაშლას 1991 წელს. ეკონომიკური კავშირების გაწყვეტასთან ერთად შეწყდა საქართველოში გარედან საწვავი აირისა და ნავთობის მოწოდება, რამაც ქვეყანა მძიმე ენერგეტიკულ კრიზისში ჩააგდო, რომლის დროსაც სწორედ ტყე გადაიქცა ძირითად საწვავ რესურსად. ამასთან, ტყეების უღმობელი ჭრა განაპირობა აგრეთვე მისი საექსპორტო მიზნებით გამოყენებამაც.

1955-1990 წლების განმავლობაში ბუნქანარების ფართობი 44.5%-ით შემცირდა. 1990 წლის მონაცემებით, იგი მხოლოდ 167 ათას ჰა უდრიდა (ცხრ.1).

მნიშვნელოვნად შემცირდა, დაახლოებით 20%-ით, სახნავე მიწებიც. ოთხმოციანი წლების ბოლოს იგი 813.7 ათასს ჰა შეადგენდა. აღსანიშნავია, რომ კლების ეს ტენდენცია ბოლო წლებშიც შეიმჩნევა, რასაც სახიფათო შედეგებისკენ მიჯნავარო ინტენსიურ ეროზიულ პროცესებს მოჰყვა ქვეყნისათვის ამ მნიშვნელოვანი ქვეფენილი ზედაპირის საგრძნობი

ტრანსფორმაცია, ძირითადად საძოვრებად და ტექნოგენურ ლანდშაფტებად.

1995-1990 წლებში გამოუყენებელი მიწების დინამიკაში მომხდარი ცვლილებების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ საქართველოში ადგილი ჰქონდა მის შემცირებას დაახლოებით 29%-ით, რაც ბოლო ხუთ წელშიც დაფიქსირდა (ცხრ.1). მიწის ამ კატეგორიაში შედის მცენარეულ და ნიადაგობრივ საფარს მოკლებული ქვეფენილი ზედაპირები - კლდეების, ხრამების, მყინვარებისა და სხვათა სახით. აგრეთვე ტერიტორიები დაკავებული კარიერებით, შახტებით და ა.შ. აქედან გამომდინარე, ამ "ბედღენების" გამოყენება სასოფლო-სამეურნეო მიზნით შეუძლებელია, თუმცა რეკულტივიზაციის შემდეგ (რაც თავის მხრივ დიდ ფინანსურ ხარჯებს მოითხოვს), შეიძლება მათი მნიშვნელოვანი ნაწილის გადაქცევა საძოვრებად, მოედნებად, პარკებად და ა.შ.

ამრიგად, რესპუბლიკაში გამოუყენებელი მიწების, სახნავისა და განსაკუთრებით სათიბის (46,8%-ით) შემცირებამ უთუოდ გამოიწვია საძოვრების ზრდა. თუ იგი 1955 წელს 1478,9 ათასს ჰა-ს შეადგენდა, 1990 წლისათვის მისი ფართობი 1686,3 ათასს ჰა-მდე გაიზარდა, ე.ი. 14%-ით მოიმატა.

ასევე იზრდება შენობა-ნაგებობების ქვეშ მოქცეული მიწის ფართობებიც. თუ, 1955 წელს იგი მხოლოდ 56.6 ათასი ჰა იყო, 1990 წლისათვის მისი ფართობი ორჯერ გაიზარდა, მატების ტენდენცია ახასიათებს ბოლო წლებსაც (ცხრ.1), რაც ქვეყნის ურბანიზაციულმა პროცესებმა განაპირობა.

მიწის ფართობები წელის ქვეშ 1955 წელს 106 ათას ჰა-ს შეადგენდა. მომდევნო 35 წლის განმავლობაში იგი 11,8%-ით გაიზარდა. უკანასკნელ წლებშიც შეიმჩნევა მისი მნიშვნელოვანი მატება 1990 წელთან შედარებით, დაახლოებით 29 ათასი ჰა-თი (ცხრ.1). ეს პროცესი უნდა აიხსნას უკანასკნელ ათწლიურებში მთელი რიგი წყალსაცავების (ქინვალის, ჯვარის, სიონის, და სხვ.) შექმნით.

იზრდება აგრეთვე მიწის ფართობები გზების ქვეშ. თუ 1955 წელს იგი 97,8 ათასი ჰა იყო, 1990 წლისათვის 110 ათასი ჰექტარი შეადგინა. ქვეფენილი ზედაპირის ეს კატეგორია ზრდის ტენდენციით ხასიათდება ბოლო წლებშიც (ცხრ.1). ასეთ დინამიკას ნამდვილად უნდა ჰქონდეს ადგილი რესპუბლიკის გზათა მშენებლობის გაზრდის შედეგად. საქართველოს ხელსაყრელმა გეოგრაფიულმა მდებარეობამ ხელი შეუწყო როგორც საავტომობილო, ასევე სამილსადენო მაგისტრალების მშენებლობას.

საქართველოში ჭაობებს ყველაზე დიდი ფართობი (დაახლოებით 22,5 ათასი ჰა) 1955 წელს ეკავათ, რომელიც 1990 წლისათვის 63%-ით შემცირდა. ამჟამად მელიორაციული ღონისძიებების შეწყვეტისა და დაჭაობებისათვის ხელსაყრელი კლიმატური პირობების გამო, კოლხეთის

დიდი ჭაობების გარკვეული ნაწილი განიცდის მეორად დაჭაობებას და ამიტომაც, ბოლო წლები მათი მატების ტენდენციით აღინიშნება დაახლოებით 5,8 ათასი ჰექტარით.

1990 წელს მრავალწლიანი ნარგავების (ძირითადად ხეხილის ბაღებისა და პლანტაციების) ფართობი 259,3 ათას ჰა-ს შეადგენდა. იგი 1955 წელთან შედარებით მხოლოდ 4,2%-ით გაიზარდა, მაშინ, როდესაც 60-70-იან წლებში ეს მატება 25,0%-ს აღემატებოდა (ცხრ.1).

საქართველოს ცალკეული ადმინისტრაციული რაიონებისათვის გამოთვლილი შესაბამისი მაჩვენებლები და მათი ცვლილება დროში განსხვავებულია, რაც ადგილობრივი გეოგრაფიული პირობებით - (რელიეფი, კლიმატი, მცენარეულობა და სხვ.) აიხსნება, და აგრეთვე იმ სოციალურ-ეკონომიკური სიტუაციით, რომლითაც ესა თუ ის რაიონი ხასიათდება.

როგორც სტატისტიკური მასალების ანალიზმა გვიჩვენა ქვეყნილი ზედაპირის ცალკეული ტიპები ტრანსფორმირებულია განსაკუთრებით დაბალ ტექნოლოგიურ ერთულებში. კერძოდ მთათაშორის ბარში, რომელიც მოქცეულია საქართველოს ჩრდილოეთ და სამხრეთ მთიან ზონებს შორის და უჭირავს რესპუბლიკის მთელი ტერიტორიის 2/5. იგი საკმაოდ ვიწროა თავის ცენტრალურ ნაწილში და ფართოვდება (აგრეთვე დაბლდება) როგორც დასავლეთით, ასევე აღმოსავლეთით, ბარის ზონას მერიდიანული მიმართულებით კვეთს ლიხის, ანუ სურამის ქედი, რომელიც წარმოადგენს როგორც ოროგრაფიულ, ასევე კლიმატურ "კედელს" დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს შორის.

მთათაშორისი ბარი მეურნეობრივად კარგადაა ათვისებული, რაც იმას ნიშნავს, რომ იგი დიდ ანთროპოგენულ სტრესს განიცდის. აღსანიშნავია, რომ აქ ცხოვრობს რესპუბლიკის მთელი მოსახლეობის 9/10; აქ მდებარეობს სასოფლო-სამეურნეო მიწები სახნავი და მრავალწლიანი ნარგავებით. აქაა თავმოყრილი საქართველოს სოფლების, და მითუმეტეს ქალაქების უდიდესი ნაწილი და სწორედ აქ გადის მაგისტრალური საკომუნიკაციო ხაზების ხშირი ქსელი [2]. ამ გეოგრაფიულ არეალში, კერძოდ საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკულ ზონაში მდებარეობს ისეთი ისტორიულ-გეოგრაფიული პროვინციები, როგორიცაა გურია, სამეგრელო, აჭარა და აფხაზეთი (500-600 მ. სიმაღლემდე). აღმოსავლეთ საქართველოს მშრალ და ზომიერ სუბტროპიკებში კი - კახეთი, ქვემო ქართლი, შიდა ქართლი და ნაწილობრივ მესხეთ-ჯავახეთი 600-700 მ-მდე.

ზემოაღნიშნული ანთროპოგენური ფაქტორების გამო, სწორედ ამ გეოგრაფიულ არეალში მიმდინარეობს ქვეყნილი ზედაპირის სხვადასხვა ტიპის ტრანსფორმაცია (ერთის შეცვლა მეორით), რაც მათი ფართობების ცვლილებითაც დგინდება. ამ პროცესების შეჩერება თითქმის შეუძლებელია მეურნეობის განვითარებისა და მოსახლეობის



ზრდის გამო. შეიძლება ითქვას, რომ ნიადაგსაფარის ტრანსფორმაციაში ნეგატიური ცვლილებები შეიტანა ურბანიზაციის პროცესმა, რასაც გარკვეულ ტერიტორიებზე მოჰყვა ახალი კლიმატის - "ქალაქის" კლიმატის ჩამოყალიბება მთელი თავისი ნიუანსებით. პირველ ყოვლისა, ეს გახლავთ შემოგარენთან შედარებით ჰაერის ტემპერატურის მატება 0,2-0,3°C-ით. ამ ნაზრდს შეიძლება "ანთროპოგენური სითბო" ვუწოდოთ. და მას, უთუოდ გარკვეული წილი შეაქვს XX საუკუნის უკანასკნელ ათწლიურებში დაფიქსირებული ათბობის პროცესში.

მშრალი ტერიტორიების მორწყვის, ან ჭაობების ამოშრობის შემდეგ, ცხადია ქვეფენილი ზედაპირი პოზიტიურ ცვლილებებს განიცდის. ამის ნათელი მაგალითია დასავლეთ საქართველოში, კერძოდ კოლხეთის ჭაობების ამოშრობა და აღმოსავლეთ საქართველოში (სამგორის ველების) ეფექტური მორწყვა, რომელიც სამწუხაროდ XX ს. 90-იანი წლების დასაწყისიდან თითქმის შეწყდა.

ამრიგად, სხვადასხვა ტიპის ქვეფენილი ზედაპირის ფართობების დინამიკის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ უკანასკნელი 3-4 ათეული წლის მანძილზე მან მნიშვნელოვანი ცვლილებები განიცადა. ეს კი ძირითადად განსახლებისა და სამრეწველო წარმოების ზრდამ განაპირობა, როდესაც დაიწყო სასოფლო-სამეურნეო სავარგულების ინტენსიური გამოყენება სხვა მიზნით. 1955-1990 წლების განმავლობაში მომხდარი ცვლილებების ასახვას (თუმცა ძალიან მიახლოებით) შევეცადეთ მე-2 ცხრილის დახმარებით.

ცხრილი 2.

**ქვეფენილი ზედაპირის შემადგენელი ტიპების
ფართობების ცვლილება
(1955-1990 წლებში)**

№	ტიპი	ფართობების ცვლილება	რაოდენობა (ათასი ჰა)
1	სახნავის	კლება	203
2	სათიბის	კლება	137
3	სადოვარის	მატება	207
4	მრავალწლიური ნარგავების	მატება	9
5	ტყეების	მატება	378
6	ბუჩქნარის	კლება	151
7	ჭაობების	კლება	14
8	წყლის ზედაპირის	მატება	12
9	გზების	მატება	12
10	შენობა-ნაგებობების	მატება	64
11	გამოუყენებელი მიწების	კლება	280



ქვეყნილი ზედაპირის თითოეული სტრუქტურული ერთეული ინტეგრირებულია ეს თუ სახნავი, საძოვარი თუ შენობა-ნაგებობანი და ა.შ., რომელთაც განსხვავებული ფიზიკური თვისებები გააჩნიათ, ქმნის მისთვის დამახასიათებელ სპეციფიკურ კლიმატს, რომელიც გარკვეულ რადიუსზე ვრცელდება. თითოეული ამ “მოქმედი” ქვეყნილი ზედაპირების ფართობების ცვლილება. ე.ი. ერთი ტიპის ტრანსფორმაცია მეორით, ცხადია, გამოიწვევს მისთვის დამახასიათებელი კლიმატის ცვლილებებსაც. ამ უკანასკნელთა ინტეგრალური ჯამი “სათბურის ეფექტთან” ერთად, წარმოადგენს მთელი საქართველოს კლიმატის ცვლილების სიდიდეს, რამაც ჰაერის წლიური ტემპერატურის მრავალწლიური ნორმის 0,3-0,5°C-ით მატება გამოიწვია უკანასკნელ ათწლეულებში და რომელიც ენერგო-ბალანსურ მოდელშიც აისახება.

ლიტერატურა

1. მუმლაძე დ. - ბუნების კომპონენტები და მათი ეკოლოგიური ასპექტები. ეკონ. ურთიერთ. თბილ.-ის სახელ. ინსტ-ის შრ., ტ. 1, 1997.
2. ჯაოშვილი ვ. - საქართველოს სოციალურ-ეკონომიკური გეოგრაფია. თბ., 1996.
3. ლანდშაფტური რეკა. საქართველოს სსრ. ატლასი. თბილისი-მოსკოვი. 1964.
4. Альпы-Кавказ - М., Изд. “Наука”, 1980.
5. Климатология - Гидрометиздат, Л., 1989.
6. Природные ресурсы Грузии и проблемы их рационального использования. Тб., 1991.
7. Уклеба Д.Б. - Антропогенные ландшафты Грузии и их классификация - В сб., “Человек и природа в географической науке”. Изд. “Мецниереба”, Тб., 1984.

Д.Г. Мумладзе, И.А. Шенгелия

Антропогенные изменения подстилающей поверхности в Грузии (за последние десятилетия)

Резюме

В определении трансформации подстилающей поверхности использование данных по динамике изменения площадей структурных единиц земельного фонда можно считать новым подходом в изучении изменений ландшафтов, а затем и климата.

На территории Грузии выделяется 11 типов, или же 11 структурных единиц подстилающей поверхности с разными физическими свойствами и, следовательно, их "специфическими" климатами.

В связи с активизацией антропогенных факторов, значительно изменились площади вышеуказанных структурных единиц.

С 1955 г. по 1990 г. сокращением площадей (на тысяча га и соответственно в %) характеризовались болота (14-63%), сенокосы (137-47%), кустарники (151-44%), пашня (203-22%) и неиспользованные земли (280-29%); а увеличением - леса (375-15%), пастбища (207-14%), многолетние насаждения (9-4%) и земли под дорогами (12-12%), водой (12-12%), домами и сооружениями (64-113%).

Трансформация одной структурной единицы в другую, естественно, вызывает изменение ее местного климата. Интегральная сумма же этих изменений, наряду с другими факторами, является причиной изменений климата в Грузии за последние десятилетия, отразившейся в энерго-тепловом балансе.

D.G. Mumladze, I.A. Shengelia

On the Anthropogenic Change of Underlying Surface in Georgia

Summary

The application dynamics' data describing the modification of the land stock structural units for the estimation of underlying surface transformation, may be considered as the new line of the approach to the study of landscapes change and then climate one too.

The territory of Georgia has been divided into 11 types of underlying surface, i.e., 11 structural units with different physical features and, hence, with "specific" climate.

Activization of anthropogenic factors resulted in the considerable change of the area of structural units. The 1955-1990-ies were characterized by the decrease in the area (by a 1000 ha. and respectively in %) of swamps (14 - 63%), mowings (137 - 47%), shrubs (151 - 44%), arable (203 - 20%) and unused lands (280 - 29%); but by the increase in the area of forests (378 - 15%), pastures (207 - 14%), perennial plants (9 - 4%) as well as roads (12 - 12%), water surface (12-12%) and buildings (64 - 113%)

Transformation of one type a structural unit into another one, naturally, results in local climate change. As for the integral sum of these changes, it presents the reason, side by side with the other factors, causing the climatic change in Georgia for last decades. It has had an affect on the energy-heat balance.

არიდიზაციის პროცესი აღმოსავლეთ საქართველოში, როგორც გლობალური ღათობის ერთ-ერთი გამომწვევა

1977 წლის გაეროს კონფერენციისათვის, რომელიც მიეძღვნა მსოფლიო გაუდაბნოების პრობლემებს, შედგენილი იქნა მსოფლიო არიდულობის რუკა. მასზე სიმშრალისა და დანესტიანების მიხედვით მსოფლიო დაყოფილია 14 კატეგორიად. საქართველო მოქცეულია პირველ კატეგორიაში, რომელიც გულისხმობს მუდმივად ნოტიო კლიმატურ პირობებს, სადაც თითქოს გვაღვას არ აქვს ადგილი. სინამდვილეში, როგორც ვიცით, ეს ასე არ არის. საქართველოში, ისევე როგორც მთელ კავკასიაში, საკმაოდ ხშირია გვაღვიანი წლები. საკმარისია დავასახელოთ 2000 წლის ზაფხულის გვაღვა, რომელმაც აღმოსავლეთ საქართველოს ბარის ზონაში უკოლოგიური კატასტროფაც კი გამოიწვია. მართალია, აღნიშნული წლის იანვარში ატმოსფერული ნალექები ნორმაზე მეტი და ზოგან ნორმის ფარგლებში მოვიდა, მაგრამ შემდეგი თვეები ნალექების დეფიციტით ხასიათდებოდა. 1998 წლის ცნობილი გვაღვისაგან განსხვავებით, რომელიც ივლისში დაიწყო და მთელი 4 თვე გრძელდებოდა, 2000 წლის გვაღვის პირველი შედეგი უკვე აპრილში გამოჩნდა. ივნისიდან კი გვაღვამ მთელი აღმოსავლეთი საქართველო მოიცვა. 2000 წლის ივნისი ქარიანობითაც გამოირჩეოდა თბილისის აეროპორტის მონაცემებით 19 დღე ქროდა ძლიერი ქარი, რომელმაც გამოიწვია ნიადაგის სახნავი ფენის ძლიერი გამოშრობა.

კატასტროფულმა გვაღვამ ურწყავ მიწებზე მკვეთრად გააუარესა საგაზაფხულო კულტურათა ტენით უზრუნველყოფა. თითქმის მთლიანად განადგურდა მზესუმზირის ნათესები, იგივე ითქმის სიმინდის და სხვა ერთწლიან კულტურათა ნათესებზე; ძლიერ გაუჭირდა ვაზს, ყურძნის მარცვლებმა დაიწყეს ჭკნობა და ცვენა.

არიდიზაციის პროცესი კლიმატის თანამედროვე ცვლილების, კერძოდ დათბობის ერთ-ერთი გამოვლინებაა და განპირობებულია როგორც ბუნებრივი, ასევე ანთროპოგენური ფაქტორებით.

აღსანიშნავია, რომ უკანასკნელ რამდენიმე ათწლიურში, ადამიანი თავისი სამეურნეო საქმიანობით (ტყის ჩეხვა, ურბანიზაცია და სხვ.) გადაიქცა იმ ძლიერ ძალად, რომელიც მნიშვნელოვნად ცვლის ბუნების ცადკეული კომპონენტის სიდიდესა და მათი ცვლილების დინამიკას. ამრიგად, გვაღვიანობის გამომწვევი პროცესები მრავალფაქტორიანი მოვლენაა და მოითხოვს კომპლექსურ კვლევას. დეტალურად უნდა იქნეს გამოკვლეული:

1. ჰაერის ტემპერატურისა და ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური მსვლელობები;
2. კლიმატის ამ ორ ძირითად ელემენტებს შორის კავშირი;
3. მათი ურთიერთდამოკიდებულება ატმოსფეროს ცირკულაციური ფორმების (W, C, E) და აგრეთვე, მზის აქტიუობის ცვლილებებთან;
4. რიცხოვნობივად უნდა შეფასდეს ატმოსფერული ნალექების ე.ი. წყლის დეფიციტი და დადგინდეს მორწყვის ნორმები.

უნდა აღინიშნოს, რომ მორწყვის ნორმების დადგენას საფუძვლად უდევს დანესტიანების ბალანსის განტოლება ($Q-E=0$), სადაც Q - ატმოსფერული ნალექებია, ხოლო E - აორთქლებლობა, ანუ შესაძლებელი აორთქლება.

ატმოსფერული ნალექები ტერიტორიის დანესტიანების ძირითადი ფაქტორია. იგი ჰაერის ტემპერატურასთან ერთად განაპირობებს დედამიწაზე მნიშვნელოვან ბუნებრივ პროცესებს. ამ ორი ელემენტის კომპლექსური შესწავლა საშუალებას იძლევა წარმოდგინა ვიქონიოთ აღმოსავლეთ საქართველოს პიდროთერმულ რეჟიმზე და მასთან დაკავშირებულ ბიოკლიმატური რესურსების ცვლილებაზე. ასეთი კომპლექსური მანვენებლის როლში შეიძლება წარმოვიდგინოთ მ. ბუდიკოს [3] მიერ მიღებული სიმშრალის რადიაციული ინდექსი:

$$I = \frac{R}{Lr}$$

სადაც, $R=0.0012 \sum t^{\circ} > 10^{\circ} + 9.9289$ არის რადიაციული ბალანსი, გამოთვლილი აქტიურ ტემპერატურათა ჯამებით; r - ატმოსფერული ნალექების წლიური რაოდენობა მმ-ში, ხოლო L - აორთქლებაზე დახარჯული ფარული სითბო (0,597 კკალ).

აღმოსავლეთ საქართველოში სიმშრალის რადიაციული ინდექსის მრავალწლიური მსვლელობა (საშუალო ათწლიური მცოცავებით) ძირითადად თბილისის მონაცემების სინქრონულია. რაც შეეხება სიდიდეს, იგი შედარებით მაღალია ქვემო ქართლსა (გარდაბანი) და გარე კახეთში (ელდარი), სადაც მცირე ატმოსფერული ნალექებისა და ცხელი ზაფხულის პირობებში (ცხრ. 1) გვაქვს სტეპის და ნახევარუდაბნოს მცენარეულობა.

კლიმატის თანამედროვე ცვლილება, რომელიც უკანასკნელი 2-3 ათეული წლის მანძილზე ჰაერის ტემპერატურის მატებითა და ატმოსფერული ნალექების კლებით დაფიქსირდა საქართველოში, ანთროპოგენური ფაქტორის ზრდასთან ერთად, რომელიც წლიდან წლამდე შეიმჩნევა, ხელს შეუწყობს არამარტო ზემოაღნიშნული რაიონების, არამედ სხვა რეგიონების გაუდაბნოების პროცესს. ამის მიზეზია ტყეების უსისტემო ჩეხვა, საავტომობილო და ნავთობსადენი გზების გაყვანა, დახრამპითი



კლიმატური ელემენტების მრავალწლიური სტრუქტურა

მეტეო-სადგური	სიმაღლე (მ)	ატმოსფერული ნალექები, მმ					ჰაერის ტემპერატურა °C			სიმშრალის რადიაციული ინდექსი
		წლიური ჯამი	ცივი პერიოდი XI-III	თბილი პერიოდი IV-X	ზამთარი	ზაფხული	საშუალო წლიური	$\Sigma > 10^{\circ}$	ზაფხულის საშუალო	
თბილისი	403	559	148	411	72	169	12,7	4032	23,2	0,18
გარდაბანი	300	422	121	301	56	118	12,9	4160	24,1	0,24
თულავი	568	860	222	638	111	270	11,8	3727	21,8	0,11
ელდარი	500	517	131	386	67	165	11,6	3754	22,7	0,19

და ქარისმიერი ეროზია და, აგრეთვე, შირაქ-ელდარის საძოვრების ავტომატქანებით გათვლევა, რაც გამოწვეულია ნავთობისა და გაზის საშუშაობით.

აღმოსავლეთ საქართველოში ყველაზე უნაღვექო, გვაღვიან ათწლიურებად შეიძლება დასახელდეს XIX საუკუნის 50-იანი და XX ს-ის 50-იანი, 60-იანი, 80-იანი, 90-იანი წლები, განსაკუთრებით 2000 წელი.

როგორც ზოგადი ცირკულაციური ფორმების (E, W, C) მრავალწლიური განაწილებიდან ჩანს, XX ს-დან მოყოლებული, აღნიშნული გვაღვიანი პერიოდები ემთხვევა E ტიპის ცირკულაციის გაბატონებულ პერიოდს, მაშასადამე, დასავლეთის ცირკულაციის - W ფორმის შესუსტებას [2].

გვაღვის დროს, რაც გულისხმობს მეტეოროლოგიური ელემენტების (ჰაერის ტემპერატურა, ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე და სხვ.) ნორმიდან მნიშვნელოვან განხრებს, მცენარეები ააქტიურებენ ტრანსპირაციას და მათ სიცოცხლეს უზრუნველყოფს მხოლოდ ის უნარი, რომლითაც ისინი ეგუებიან, ან ეწინააღმდეგებიან წყლის დეფიციტს. მრავალწლიანი მცენარეები, რომელთაც ფესვები ღრმად აქვთ, ადვილად იტანენ ატმოსფერული ნალექების სიმცირით გამოწვეულ ნიადაგის გამოშრობას. ხოლო ახალგაზრდა, ან ერთწლიანი მცენარეები, რომლებიც წყლის დეფიციტის გარკვეული ხდერის შემდეგ კარგავენ აორთქლების უნარს, იწყებენ ჭკნობას და, თუ არა მორწყვა, იღუპებიან.

მცენარის ტრანსპირაცია პირდაპირ კავშირშია მეტეოროლოგიურ ელემენტებისაგან შემდგარ ისეთ კომპლექსურ მაჩვენებლებთან,

როგორც აორთქლებადობაა, რომლის მიხედვითაც შესაძლებელია არაპირდაპირი გზით, მიახლოებით დადგინდეს მცენარის მიერ წყლის მოთხოვნილების ნორმა.

თვიდან თვემდე მცენარის მოთხოვნილება წყალზე განიცდის ცვალებადობას, მაგრამ მაქსიმუმს ზაფხულის თვეებში აღწევს. ამ პროცესის უკეთ დახასიათებისათვის მიზანშეწონილი და მოსახერხებელია აორთქლებადობის განსაზღვრა ივანოვის ცნობილი ფორმულით:

$$E_0 = 0.0018(25 + t)^2 - (100 - f)$$

სადაც, t არის ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა, ხოლო f - ჰაერის საშუალო თვიური შეფარდებითი სინოტივე. აორთქლებადობა სწორედ ამ ფორმულით იქნა გამოანგარიშებული (ცხრ. 2).

აორთქლებადობის წლიური მსვლელობა ჰაერის ტემპერატურის მსვლელობის მსგავსია. ზაფხულში იგი, მაღალი ტემპერატურისა და დაბალი შეფარდებითი სინოტივის გამო, ყველგან მაღალია. მისი საშუალო სიდიდე ივლისში 185-205 მმ შორის მერყეობს. მაქსიმუმი ივლის-აგვისტოშია, ხოლო მინიმუმი დეკემბერ-იანვარში. მსგავსი სურათია დანესტიანების ბალანსში (ცხრ. 3). წლიური მანვენებლების მიხედვით, დანესტიანების ბალანსი ყველგან უარყოფითია, განსაკუთრებით კი ზაფხულში, რაც ცხადია ინტენსიურ მორწყვას საჭიროებს.

სითბური ბალანსის მახასიათებლები, კერძოდ აორთქლებაზე და ტურბულენტურ სითბოგაცვლაზე დახარჯული სითბო განსაზღვრულია ფორმულით:

$$R = Lr + P + A$$

სადაც, R რადიაციული ბალანსის სიდიდეა მთელი წლის განმავლობაში,

Lr - იმავე პერიოდში აორთქლებაზე დახარჯული სითბო;

P - ტურბულენტური სითბოცვლა ქვეფენილ ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის;

A - სითბოცვლა ნიადაგში;

თუ დაეუშვებთ, რომ $A=0$, მივიღებთ

$$R = Lr + P$$

ზაფხულის უნაღვეო პერიოდში, გაცილებით მეტი სითბო იხარჯება ჰაერის ტურბულენტურ გათბობაზე (P), ვიდრე აორთქლებაზე (Lr), რაც იწვევს საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურის 3-5°-ით მატებას. აღსანიშნავია, რომ მრავალწლიური ნორმის მიხედვით, ჰაერის ტურბულენტურ გათბობაზე რადიაციული ბალანსის 50-55% იხარჯება [4], გვალვის დროს კი 65-80%; ძლიერი გვალვის დროს კი უფრო მეტიც.

აორთქლებადობის ე.ი. მაქსიმალური აორთქლების განსაზღვრა და



მეტეოსადგური	თვეები														
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიური	IV-X	VI-VIII
თბილისი	37	42	61	93	116	155	193	185	129	73	44	33	1161	944	533
გარდაბანი	26	38	31	87	64	154	205	198	135	77	40	27	1082	920	557
ელდარი	25	29	40	71	92	133	185	184	114	65	54	25	1017	844	502

დანესტიანების ბალანსი (მმ)

თბილისი	-14	-15	-25	-36	-23	-75	-141	-148	-83	-24	-4	-7	-598	-530	-372
გარდაბანი	-10	-17	3	-44	4	-95	-175	-169	-100	-40	-9	-8	-644	-623	-444
ელდარი	-4	-6	-6	-21	-5	-56	-136	-145	-71	-24	-24	-2	-500	-458	-337

ტერიტორიის სითბური ბალანსის დადგენა, საშუალებას იძლევა დაზუსტდეს არა მარტო სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილება, მათი მორწყვის ნორმები და ვადები, არამედ ქმნის რეალურ შესაძლებლობას მიწათმოქმედებაში წყალმოხმარების გრძელვადიანი პროგნოზის შესადგენად.

აღმოსავლეთ საქართველოში, საეკუპეტაციო პერიოდში პიდრომეტროლოლოგიურად და აგროკლიმატურად დასაბუთებული სარწყავი ნორმების მნიშვნელობები ტოლია საშუალოდ 2900 მ³/ჰა ზღვის დონიდან 500 მ-მდე სიმაღლის ზონაში და 2100 მ³/ჰა 500-1000 მ ზონაში [1].

მიღებული ნორმების მიხედვით, პირველი მიახლოებით გაანგარიშებულ იქნა მორწყვისთვის საჭირო წყლის მთლიანი მოცულობა, რომელიც აღმოსავლეთ საქართველოსთვის 1040 მლნ მ³ შეადგენს.

ამრიგად, აღმოსავლეთ საქართველოში გამოსაყენებლად ვარგისი მიწების მოსარწყავად საჭიროა 5,5 კმ³ წყალი, ანუ წყლის რესურსების ნახევარზე მეტი [1], რასაც ჩვენს მიერ გამოთვლილი დანესტიანების ბალანსიც ადასტურებს. როგორც ვხედავთ, წლიურად, წყლის დეფიციტი 500-დან 640 მმ-ს შეადგენს, რაც იმას ნიშნავს, რომ თუ აქ ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა 2-ჯერ გაიზრდება, წყლის რესურსებიც საკმარისი იქნება და, ცხადია, მორწყვაც საჭიროა აღარ იქნება.

აღმოსავლეთ საქართველოს ყველაზე მშრალი რეგიონებისათვის (ქართლი, კახეთი) შესწავლილ იქნა ჰაერის ტემპერატურისა და ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური მსვლელობა, რომლის თანახმადაც უკანასკნელი 2 ათეული წლის განმავლობაში დაფიქსირდა სითბოს რაოდენობის ($\sum t > 0^{\circ}$) 150-200⁰-ით მატება, ხოლო ატმოსფერული ნალექების 50-80 მმ-ით კლება. შედგენილ იქნა დანესტიანების ბალანსი, რომელიც შესაძლებლობას იძლევა მიახლოებით შეფასდეს წყლის დეფიციტი - 460-620 მმ წლის თბილი პერიოდისათვის, ხოლო ზაფხულისათვის - 340-440 მმ.

შეჯამება

1. კეზევაძე ნ. სარწყავი მიწათმოქმედების წყალსამეურნეო პრობლემები საქართველოში. ეკონომიკური ურთიერთობის თბილისის სახელმწიფო ინსტიტუტის შრომები, ტ. 1, თბ., 1999.

2. მუშლაძე დ. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. თბილისი. 1991.

3. Григорьев А.А., Будыко М.И. Классификация климатов СССР. Изв. АН СССР. Сер. геогр. №3. 1959.

4. Цуцкиридзе Я.А. Возможность использования индекса турбулентного теплообмена для оценки климатических условий - В сб.: "География в Грузинской ССР". Вып. II, изд. "Мецниереба", Тб. 1975.

დ. გ. მუმლაძე, გ. ი. გაგა

Процессы аридизации в Восточной Грузии, на фоне глобального потепления

Резюме

На фоне глобального потепления, выраженного в Восточной Грузии ростом тепла ($\Sigma t^0 > 0^0$) на $(100-150^0)$ понижением годовых атмосферных осадков (на 70-100 мм) за последние два десятилетия, все чаще имеет место такое экстремально отрицательное явление, как засуха. Особо следует отметить сильную засуху 2000 года, которая вызвала полное нарушение экологического равновесия (особенно в Квемо Картли и Гаре Кахети) и нанесла большой материальный ущерб стране. Рост повторяемости таких засух несомненно вызовет сильную аридизацию степных ландшафтов Восточной Грузии, площадь которых, к счастью, составляет лишь 6-7 % всей территории республики. Для эффективного орошения этих ареалов рассчитан баланс увлажненности и вычислен дефицит водных ресурсов в виде атмосферных осадков, которые исчисляются приблизительно в 460-620 мм в год.

D.G. Mumladze, G.I. Gagua

Process of Aridisation in the East Georgia on the Background of Global warming

Summary

Against global warming, expressed in the East Georgia by the increase of heat ($\Sigma t^0 > 0^0$) by 100-150° and reduction of yearly precipitation (by 70-110 mm) for the last 2 decades is very frequently observed such an extremely negative phenomenon as drought. The hard drought of 2000 must be separately mentioned causing complete disturbance of ecological balance (especially in the area of Kvemo Kartly and Gare Kakheti) and the sizable financial damage to the country. The rise in frequency of such droughts will inevitably result in the high level aridisation of the East Georgia steppe landscapes, the area of which fortunately doesn't exceed 6-7% of the total territory of the Republic. For the effective irrigation of this area the humidity balance has been made and the deficit of water resources (precipitation) has been estimated reaching approximately 460-620 mm a year.

**ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, ოზონისა,
 ჰაერის ტემპერატურასა და სინოტივსს შორის
 ურთიერთდამოკიდებულება თბილისის მაგალითზე**

მრეწველობის, ტრანსპორტის, ნიადაგის მინერალიზაციის და სხვ. ინტენსიურმა განვითარებამ სხვადასხვა გაზებით და აეროზოლებით ტროპოსფეროს და სტრატოსფეროს ინტენსიური გატუჭვიანება გამოიწვია. ყოველივე ამან შექმნა პირობები სტრატოსფერული ოზონის შემცირებისა და ტროპოსფერული ოზონის გაზრდისა. ტროპოსფეროში სმოგური მდგომარეობის დროს, მზის რადიაციის არსებობისას, ოზონის კონცენტრაციამ შეიძლება მიაღწიოს ან გადააჭარბოს ოზონის ფენის სტრატოსფერულ მაქსიმუმს. ტროპოსფერული ოზონის კონცენტრაციის გაზრდამ კი, მისი ოპტიკური თვისებების გამო შეიძლება გამოიწვიოს ტემპერატურის ზრდა ტროპოსფეროში ოზონის მიერ ინფრაწითელი რადიაციის შთანთქმით და ოზონით გაზების და აეროზოლების დაჟანგვისას სითბოს გამოყოფის გამო. ტროპოსფერული ოზონის ზრდის ტრენდი უკვე დაფიქსირებულია ევროპის, აზიის და ამერიკის მთელ რიგ რაიონებში მეცნიერების მიერ [1, 2, 3], რომლებიც აღნიშნავენ ტროპოსფერული ოზონის საგარაუდო წველილს ტროპოსფეროს "სათბურის ეფექტში". ატმოსფერული ოზონი, როგორც კლიმატწარმომქმნელი ფაქტორი, საინტერესოა ორმხრივ: როგორც აქტიური ულტრაიისფერი რადიაციის მშთანთქმელი და როგორც ოპტიკურად აქტიური კომპონენტი, რომლითაც მას მნიშვნელოვანი წვლილი შეაქვს ატმოსფეროს "სათბურის ეფექტის" ფორმირებაში.

მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის მასალების ანალიზმა უჩვენა, რომ ამჟამად ოზონის კონცენტრაცია დასავლეთ ევროპაში გაზრდილია 2-3-ჯერ 1876-1910 წლების პერიოდთან შედარებით [3]. ეს მიუთითებს ტროპოსფერული ოზონის დინამიკაზე, მონიტორინგის აქტუალობაზე "სათბურის ეფექტში" ოზონის წველილის თვალსაზრისით. გერმანელი მეცნიერის [4] კვლევებმა უჩვენეს, რომ ტროპოსფეროში დაკვირვებული ოზონის კონცენტრაციის ზრდა იწვევს "სათბურის ეფექტს", ზიანს აყენებს მცენარეებს და აძლიერებს ატმოსფეროს ქიმიურ აქტივობას პიდროქსილური რადიკალების წარმოქმნის გამო. ტროპოსფერული ოზონის ზრდის მიზეზს წარმოადგენს გაზების - ნახშირწყალბადების და აზოტის ჟანგულობების ზრდა. ტროპოსფეროში ოზონის შემცველობის გათვალისწინებით მზის გაბნეული რადიაციის ეფექტური შთანთქმა უფრო მკერძე ტროპოსფეროში გაცილებით მეტია, ვიდრე სტრატოსფეროში. პოხენკეისბურგის ობსერვატორიის (ბავარია) მონაცემებით ულტრაიისფერი რადიაცია 1968-1982 წლების პერიოდისათვის მიწის

ზედაპირის დონეზე შემცირდა 0,9 პროცენტით შუადღეს და პროცენტით საშუალოდ დღისით.

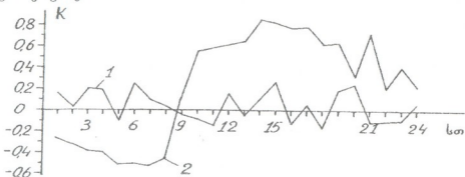
თემის მთავარი მიზნის - მიწისპირა ოზონის "სათბურის ეფექტზე" გავლენის გამოსაკვლევად განხილულ იქნა დამოკიდებულება მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (მოკ) და მიწისპირა ჰაერის ტემპერატურის (მტ) საშუალო თვიური მნიშვნელობებიდან გადახრებს (Δp და $\Delta t^{\circ}C$ შესაბამისად) შორის თბილისისათვის სმოგურ პირობებში. სმოგურ მდგომარეობად ჩავთვალეთ ისეთი მდგომარეობა, როცა ამინდი არის უქარო, ანტიციკლონური, ქალაქის ზემოთ ატმოსფერო სხვადასხვა გაზებით და აეროზოლებით ძლიერ არის გატუჭებული.

განხილულ იქნა Δp და $\Delta t^{\circ}C$ -ის სინქრონული მნიშვნელობების დღე-ღამური ცვლილებები სმოგის პირობებში. განვიხილეთ შემთხვევები, როცა Δp და $\Delta t^{\circ}C$ ერთდროულად იზრდება ($\Delta p > 0$ და $\Delta t^{\circ}C > 0$); ერთდროულად მცირდება ($\Delta p < 0$ და $\Delta t^{\circ}C < 0$); Δp იზრდება და $\Delta t^{\circ}C$ მცირდება ($\Delta p > 0$ და $\Delta t^{\circ}C < 0$); Δp მცირდება და $\Delta t^{\circ}C$ იზრდება ($\Delta p < 0$ და $\Delta t^{\circ}C > 0$).

ატმოსფეროს სმოგური მდგომარეობის დროს Δp და $\Delta t^{\circ}C$ -ს დღე-ღამური ცვლილებების თვალსაზრისით გვაქვს შემდეგი სურათი: Δp და $\Delta t^{\circ}C$ -ს ერთდროულ ზრდას დღე-ღამის განმავლობაში ახასიათებს განმეორადობა 57,8 პროცენტის შემთხვევაში (სუფთა ატმოსფეროს დროს იყო 41 პროცენტი); მათ ერთდროულ შემცირებას ($\Delta p < 0$ და $\Delta t^{\circ}C < 0$) ახასიათებს განმეორადობა 6,8 პროცენტის შემთხვევაში (სუფთა ატმოსფეროს დროს იყო 13,3 პროცენტი); მდგომარეობა - ($\Delta p > 0$ და $\Delta t^{\circ}C < 0$) ხასიათდება 12,8 პროცენტი განმეორადობით (სუფთა ატმოსფეროს პირობებში იყო 31 პროცენტი), ხოლო მდგომარეობა - $\Delta p < 0$ და $\Delta t^{\circ}C > 0$ კი - 22,2 პროცენტით (სუფთა ატმოსფეროს დროს იყო 14,3 პროცენტი).

ატმოსფეროს სმოგური მდგომარეობის დროს Δp და $\Delta t^{\circ}C$ -ს ცვლილებას დღე-ღამის განმავლობაში, უფრო დაწვრილებით, აქვს შემდეგი ხახე: Δp და $\Delta t^{\circ}C$ -ს ერთდროულ ზრდას 01-08 საათის ინტერვალში აქვს მცირე განმეორადობა 7-20 პროცენტი, ხოლო 9-24 საათის ინტერვალში კი მაღალი - 45-94 პროცენტი; განსაკუთრებით მაღალი განმეორებადობით ხასიათდება დღე-ღამის 11-18 საათის ინტერვალი - 67-94 პროცენტი. მდგომარეობა, როცა $\Delta p < 0$ და $\Delta t^{\circ}C < 0$ ხასიათდება დაბალი განმეორადობით - 3-23 პროცენტი. ასევე, დაბალი განმეორადობით ხასიათდება მდგომარეობა, როცა $\Delta p > 0$ და $\Delta t^{\circ}C < 0$ (6-29 პროცენტი). შედარებით მაღალი განმეორადობით ხასიათდება მდგომარეობა $\Delta p < 0$ და $\Delta t^{\circ}C > 0$ დღე-ღამის 01-09 საათის ინტერვალში და შუადღეს 42-71 პროცენტს, ხოლო იგივე მდგომარეობა დაბალი განმეორადობით (3-31 პროცენტი) ხასიათდება დღე-ღამის 10-24 საათის ინტერვალში (ცხრილი).

ოზონის კონცენტრაციის და ტემპერატურის სინქრონული ცვლილებების სავარაუდო ახსნა შეიძლება იყოს შემდეგი: სმოგის დღეებში, 01-08 საათის ინტერვალში ოზონის კონცენტრაცია დაბალია, რამდენადაც ოზონის წარმოშობა დროის ამ ინტერვალში, ფოტო-ქიმიური რეაქციის მიმდინარეობისათვის საჭირო მზის რადიაციის სიმცირის გამო, არ ხდება. სტრატოსფეროდან გადმოტანილი ოზონი კი იხარჯება გამაჭუჭყიანებელი გაზების და აეროზოლების დაჟანგვაზე, რაც თავის მხრივ იწვევს სითბოს გამოყოფას და ჰაერის ტემპერატურის გაზრდას. 09-18 საათის ინტერვალში ფოტო-ქიმიური ოზონის წარმოშობისათვის საჭირო რადიაციის ($\lambda < 400$ ნმ) არსებობის გამო მიმდინარეობს ოზონის (სმოგური ოზონის) წარმოშობა ტროპოსფეროს ქვედა ფენაში. წარმოშობილი ოზონის ნაწილი იხარჯება გაზების და აეროზოლების დაჟანგვაზე, რაც დაკავშირებულია სითბოს გამოყოფასთან. ნაწილი დარჩენილი ოზონისა კი აწარმოებს დედამიწის მიერ გამოსხივებული ინფრაწითელი რადიაციის შთანთქმას, რაც ასევე იწვევს ჰაერის ტემპერატურის მატებას. ეს უკანასკნელი იწოდება ტროპოსფერული ოზონის "სათბურის ეფექტად". რამდენადაც დღის განმავლობაში წარმოშობილი სმოგური ოზონის კონცენტრაცია მაღალია, ის შეინარჩუნება ფოტო-ქიმიური რეაქციის შეწყვეტის შემდეგაც კონცენტრაციის თანდათანობით შემცირებით, რომელსაც თან ახლავს ოზონის მიერ გამჭუჭყიანებლების დაჟანგვისას გამოყოფილი სითბო და სითბო, გამოწვეული ოზონის მიერ ინფრაწითელი რადიაციის შთანთქმით. დღის საათებში (01-09 საათი), სმოგის დღეს, უფრო ხშირია განმეორადობა მდგომარეობისა - ($\Delta\rho < 0$ და $\Delta t^{\circ}C > 0$), რაც კარგად ეთანხმება ჩვენს მიერ გამოთქმულ ვარაუდს ოზონის მიერ ჰაერის გამჭუჭყიანებლების დაჟანგვისას სითბოს გამოყოფაზე.



სურ. 1. მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის და ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებებს ($\Delta\rho$, $\Delta t^{\circ}C$) შორის დამოკიდებულების კორელაციის კოეფიციენტის (K) დღე-ღამური სვლა თბილისში, სუფთა და გაჭუჭყიანებული (სმოგური) ატმოსფეროს პირობებში. 1 - სუფთა ატმოსფერო; 2. გაჭუჭყიანებული (სმოგური) ატმოსფერო

დამოკიდებულება მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის და ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებებს ($\Delta p < 0$, $\Delta t > 0$) შორის სმოგური ოზონის წარმოშობის პირობებში

დაკვირვების საათი	დაკვირვ საათთა რაოდენობა	შესიხვევათა რიცხვი, რაოდ.									
		$\Delta p > 0$	$\Delta t > 0$	$\Delta p < 0$	$\Delta t < 0$	$\Delta p > 0$	$\Delta t < 0$	$\Delta p < 0$	$\Delta t > 0$	$\Delta p = 0$	$\Delta t = 0$
1	15	3	20%	2	13%	2	13%	8	53%	0	0%
2	15	3	20%	2	13%	2	13%	8	53%	2	13%
3	15	3	20%	2	13%	2	13%	8	53%	2	13%
4	14	2	14%	2	14%	2	14%	8	57%	0	0%
5	11	1	9%	2	18%	2	18%	6	55%	0	0%
6	14	1	7%	2	14%	4	29%	7	50%	0	0%
7	14	1	7%	0	0%	3	21%	10	71%	0	0%
8	16	2	13%	2	13%	3	19%	9	56%	0	0%
9	21	8	38%	2	10%	2	10%	9	43%	0	0%
10	29	17	59%	2	7%	4	14%	6	21%	1	3%
11	29	20	69%	1	3%	3	10%	5	17%	0	0%
12	31	24	77%	1	3%	2	6%	4	13%	0	0%
13	33	30	91%	0	0%	2	6%	1	3%	0	0%
14	33	31	94%	0	0%	2	6%	0	0%	0	0%
15	33	31	94%	0	0%	2	6%	0	0%	1	3%
16	32	27	84%	0	0%	3	9%	2	6%	1	3%
17	22	17	77%	1	5%	3	14%	1	5%	0	0%
18	19	14	74%	0	0%	3	16%	2	11%	0	0%
19	17	10	59%	1	6%	5	29%	1	6%	0	0%
20	20	9	45%	2	10%	6	30%	3	15%	0	0%
21	18	11	61%	4	22%	3	17%	0	0%	0	0%
22	17	8	47%	4	24%	2	12%	3	18%	0	0%
23	13	6	46%	1	8%	2	15%	4	31%	0	0%
24	15	8	53%	0	0%	3	20%	4	27%	0	0%
ჯამი	496	287	58%	33	7%	67	14%	109	22%	7	1%



დღე-ღამის ცალკეული საათებისათვის გამოთვლილ იქნა კორელაციის კოეფიციენტი $\Delta\rho$ -სა და $\Delta t^{\circ}\text{C}$ -ს შორის სმოგური ატმოსფეროს პირობებში. მიღებული შედეგები წარმოდგენილია სურ. 1-ზე. ამ სურათიდან ჩანს: კორელაციის კოეფიციენტი მათ შორის დამოკიდებულებისა 01-08 საათის ინტერვალში უარყოფითია და იცვლება ინტერვალში - 0,28-0,52, ხოლო 9 საათიდან დაწყებული 24 საათის ჩათვლით დადებითია და იცვლება ინტერვალში 0,13-0,85. კორელაციის კოეფიციენტის მაღალი მნიშვნელობა - (0,6-0,85) ძირითადადში მოდის 11-19 საათებზე, მაქსიმუმით 14 საათზე.

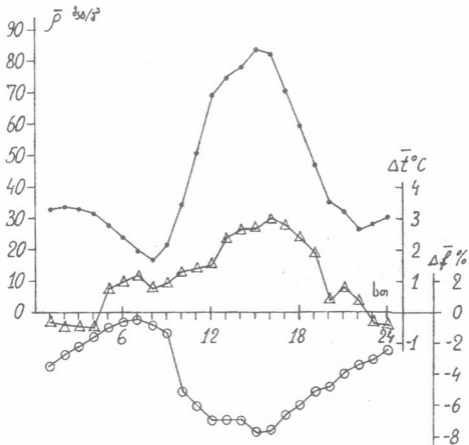
მიღებული შედეგები კარგად ეთანხმება ზემოთ გამოთქმულ მოსაზრებას იმის შესახებ, რომ დილის საათებში (01-08 საათი) მიმდინარეობს სტრატოსფეროდან გადმოტანილი ოზონის ხარჯვა (შემცირება) გაზების და აეროზოლების დაუანგვაზე, რასაც თან ახლავს სითბოს გამოყოფა და ჰაერის ტემპერატურის ზრდა. დღის შემდეგ ინტერვალში (09-18 საათი) ადგილი აქვს სმოგური ოზონის წარმოშობას, რომელსაც თან ახლავს ოზონით გამოწვეული ორი ეფექტი: ოზონით აეროზოლების და გაზების დაუანგვისას სითბოს გამოყოფა და ოზონით დედამიწის მიერ გამოსხივებული ინფრაწითელი რადიაციის შთანთქმა, რაც ასევე იწვევს ჰაერის ტემპერატურის გაზრდას, ე.წ. "სათბურის ეფექტს".

ოზონისა და ტემპერატურის ცვლილებებს შორის სმოგური მდგომარეობის დროს (უშუალოდ სმოგური ოზონის წარმოშობის საათებში) კორელაციის კოეფიციენტი აღმოჩნდა 0,8-ის ტოლი.

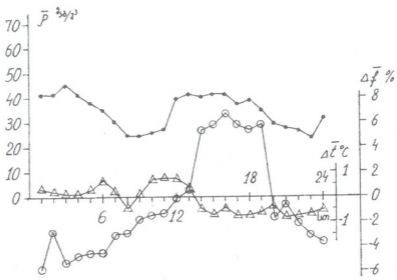
სმოგური მდგომარეობის დროს გასაშუალებული დამოკიდებულება $\rho_{\text{ოზ}}$ -სა, $\Delta t^{\circ}\text{C}$ -სა და $\Delta f\%_{\text{ოზ}}$ -ს (ფარდობითი სინოტივის ცვლილება) შორის წარმოდგენილია სურ. 2-ზე. ამ სურათიდან კარგად ჩანს $\rho_{\text{ოზ}}$ -სა, $\Delta t^{\circ}\text{C}$ -ს მრუდების შედარებით კარგი პარალელურობა სმოგური ოზონის წარმოშობის დროის ინტერვალში (09-18 საათი). ღამის საათებში ეს ეფექტი არ დაიკვირვება. სურ.2-დან ასევე ჩანს, რომ $\rho_{\text{ოზ}}$ და $\Delta f\%$ -ს შორის არის უკუპროპორციული კორელაციური დამოკიდებულება. სმოგური ოზონის წარმოშობის დროს ჰაერის ფარდობითი სინოტივე ყოველთვის ნაკლებია 60 პროცენტზე და ცვალებადობს შუალედში - 20-60 პროცენტი, რაც არ დაიკვირვება სუფთა ატმოსფეროს პირობებში (სურ. 3).

მოკის და ტემპერატურის მასალების შედარებამ გვიჩვენა, რომ ჰაერში სმოგური ოზონის არსებობის დროს ტემპერატურის ზრდა საშუალოდ აღწევს 3°C -მდე (სურ. 2), ხოლო ზოგ შემთხვევაში $7-8^{\circ}\text{C}$ -მდე (სურ. 4,5).

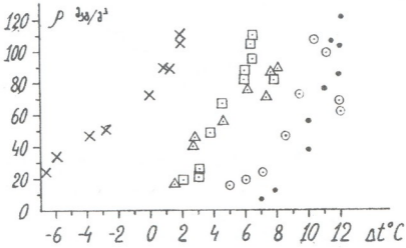
მაშასადამე, სმოგური ოზონის მასალების შედარებამ ჰაერის ტემპერატურის მასალებთან გვიჩვენა მიწისპირა ოზონის გავლენა "სათბურის ეფექტზე" მიკროდროითი მასშტაბით.



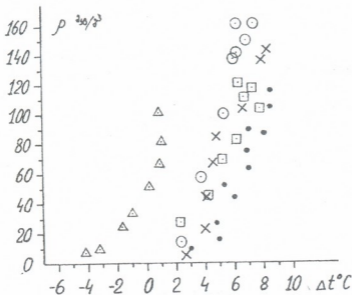
სურ. 2. მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (\bar{p}), ჰაერის ტემპერატურის ცვლილების ($\Delta \bar{t}^{\circ}\text{C}$) და ფარდობითი სინოტივის ცვლილების ($\Delta \bar{f}\%$) საშუალო მნიშვნელობების დღე-ღამური სვლა თბილისში გაჭუჭყვიანებული (სმოგური) ატმოსფეროს პირობებში (\bar{p} - ·; $\Delta \bar{t}^{\circ}\text{C}$ - Δ; $\Delta \bar{f}\%$ - ⊕).



სურ. 3 მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (ρ), ჰაერის ტემპერატურის ცვლილების ($\Delta t^{\circ}C$) და ფარდობითი სინოტივის ცვლილების ($\Delta f\%$) საშუალო მნიშვნელობების დღე-ღამური სვლა თბილისში - სუფთა ატმოსფეროს პირობებში. (ρ - \circ ; $\Delta t^{\circ}C$ - Δ ; $\Delta f\%$ - \oplus).



სურ. 4. დამოკიდებულება მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციასა (ρ) და ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას ($\Delta t^{\circ}C$) შორის გაჭუჭყიანებული (სმოგური) ატმოსფეროს პირობებში, თბილისში (\circ - 20.04.1981 წ.; \bullet - 30.03.1982 წ.; \times - 3.04.1982 წ.; Δ - 13.04.1982 წ.; \square - 17.04.1989 წ.).



სურ. 5. დამოკიდებულება მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციასა (ρ) და ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას ($\Delta t^{\circ}\text{C}$) შორის გატუჭვიანებული (ხმოვური) ატმოსფეროს პირობებში, თბილისში (• - 25.04.1982 წ.; ⊙ - 23.05.1984 წ.; X - 11.04.1986 წ.; △ - 7.04.1987 წ.; ◻ - 22.04.1987 წ.).

ლიტერატურა

1. Elichegara Christian. Problemes lies a I ozone tropospherique effect de serre pluies acides etc-Pollut. atmos. 32, No. 128, 1990.
2. Janach Walter E. Surface ozone: trend details seasonal variation and interpretation. J. Geophys. Res. D., No 15, p. 1989-94.
3. Kley Dieter. Ozon als klimatfakt or - AGF Forschungsten Fusion, No. 2, 1989.
4. Penket Stuart A, Ultraviolet levels down not u p.-Nature 341, No. 6240, 1989.

Дж. Ф. Харчилава, В.А. Амиранашвили, В.А. Чихладзе

Взаимосвязь озона, температуры и влажности воздуха в приземном слое атмосферы на примере г. Тбилиси **Резюме**

В работе рассмотрена зависимость образующегося во время атмосферного смога приземного озона от температуры и влажности воздуха. Показано, что коэффициент корреляции между концентрацией приземного озона и температурой воздуха во время смога (10 -18 часов) положителен и меняется в пределах 0.6-0.8. Высказано мнение, что часть образовавшегося в дневные часы смогового озона расходуется на окисление газов и аэрозолей, в процессе которого выделяется тепло. Оставшаяся часть смогового озона, поглощая испускаемую земной поверхностью инфракрасную радиацию, вызывает рост температуры воздуха. В конечном итоге, с помощью смогового озона проявляется "парниковый эффект," под влиянием которого температура воздуха возрастает в среднем до 3°С, а в отдельных случаях до 7-8°С. Показано также, что днем, во время смога, рост концентрации озона сопровождается уменьшением относительной влажности воздуха и наоборот. В условиях чистой атмосферы указанная взаимосвязь между концентрацией приземного озона и температурой и влажностью воздуха не наблюдается.

J. F. Kharchilava, V. A. Amiranashvili, V. A. Chikhladze

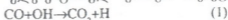
Interrelation of Ozone, Temperature and Humidity of Air in the Atmospheric Surface Layer on an Example of Tbilisi.

Summary

In the present paper dependence of a surface ozone formed during atmospheric smog on the atmospheric temperature and humidity is considered. It is shown, that the factor of correlation between concentration of the surface ozone and air temperature during smog is positive and varies in range 0.6 - 0.8. It is supposed that the share of ozone formed in the afternoon during the smog is spent for oxidation of gases and aerosols is stated, during which a heat is released. The rest of smog ozone, absorbing infra-red radiation let out by a terrestrial surface, causes growth of air temperature. Finally, with the help smog ozone the hotbed effect it is shown, under influence of which the air temperature grows on the average up to 3°C, and in separate cases - up to 7-8° N. It is also shown, that in the afternoon during the smog growth of ozone concentration is accompanied by reduction of relative humidity of air and vice versa. In conditions of a clear atmosphere the specified interrelation between surface ozone concentration and temperature and humidity of air is not observed.

ტროპოსფეროს ძველ ბაჭუჭყიანებულ ჰაერის უნაჟი ოზონის წარმოშობის და დაშლის პირითადი ქიმიური რეაქციები და მათი მულტიფაზის შეფასება თბილისისათვის

ტროპოსფეროში ოზონის ფოტოქიმიური რეაქციით წარმოშობაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ნახშირჟანგი - CO. გამარტივებული მექანიზმი ოზონის წარმოშობისა ნახშირჟანგის არსებობისას წარმოადგენს შემდეგ ელემენტარულ ქიმიურ რეაქციებს [1]:



NO₂-ის დაშლას სჭირდება ულტრაიისფერი რადიაცია, ტალღის სიგრძით λ < 400 ნმ-ზე, ე.ი. ტროპოსფეროს ქიმიას უმთავრესად მართავს ულტრაიისფერი რადიაცია, ტალღის სიგრძით λ < 400 ნმ. ტროპოსფეროში ოზონი წარმოიქმნება პეროქსირადიკალების (HO₂) რეაქციით აზოტჟანგთან (რეაქცია 3), რის შედეგადაც ვლუბულობთ NO₂ და OH რადიკალს. NO₂-ზე მოქმედებს რა ულტრაიისფერი რადიაცია ტალღის სიგრძით λ < 400 ნმ, წარმოიქმნება ოზონი (O₃). NO მონაწილეობს NO₂-ის აღდგენით რეაქციაში:



რეაქციები (4) და (6) წარმოადგენენ ნულოვან ციკლს, მაგრამ როცა (4) რეაქციას მოხდევს (3), მაშინ ოზონი აღარ იხარჯება და შედეგად ვლუბულობთ ოზონის კონცენტრაციის მატებას. რეაქცია (3)-ის პროდუქტი OH რადიკალი სწრაფად რეაგირებს "სიცოცხლის" უნარიან ნახშირჟანგთან (CO), მეთანთან (CH₄) და სხვა ორგანულ მოლეკულებთან, რის შედეგადაც ხდება HO₂-ის რეგენერაცია [1].

მიღებულია, რომ ნახშირჟანგი ჰაერში ხვდება როგორც ბუნებრივი, ისე ანტროპოგენური წყაროებიდან. ძირითად ბუნებრივ წყაროს წარმოადგენს ბუნებრივი წარმოშობის ნახშირწყალბადების დაჟანგვა (მეთანის ჩათვლით), ტყის და სტეპის ხანძრები. ანტროპოგენურ წყაროებს კი წარმოადგენენ სამრეწველო გამოწეოფი, ორგანული სათბობის დაწვის პროდუქტი, ანტროპოგენური წარმოშობის ნახშირწყალბადების დაჟანგვა [2].

ის რეაქციები, რომლებიც მიმდინარეობენ დისოციაციის გზით, დამოკიდებულინი არიან ღრუბლიანობაზე. მოწმენდილი ცის პირობებში მზის ნათება შეტია და ფოტოდისოციაცია სწრაფია. რეაქცია (3)-ის

სინქარე ტემპერატურის ზრდისას ოდნავ კლებულობს, რეაქცია (6) უფრო მკაცრად და მოკიდებული ტემპერატურაზე და მისი 5°C-ით ზრდა იწვევს რეაქციის სისწრაფის ზრდას 6 პროცენტით [3].

ზემოთ მოყვანილი რეაქციები წარმოადგენენ იმ საწყის ჯაჭვურ რეაქციებს, რომლებიც მიმდინარეობენ ტროპოსფეროში და გავლენას ახდენენ ატმოსფეროს ამ ფენის შემადგენლობაზე. როდესაც გარემო მდიდარია NO_x-ით, მეთანის დაეანგეით წარმოიქმნება ისეთი სტაბილური პროდუქტი, როგორიცაა ფორმალდეჰიდი (CH₂O), რომელიც შემდგომ ხდება NO₂-ის, HO₂-ის და O₃-ის წარმოქმნის კიდევ ერთი წყარო. ბუნებრივი ნახშირწყალბადები, ტერპენი და იზოპრენი (C₅H₈), რომლებიც ხშირად, განსაზღვრულ მზიან პირობებში, ხედებიან ატმოსფეროში, ძლიერ რეაქციულნი არიან და ხელს უწყობენ ოზონის და ორგანული ნაერთების (ფორმალდეჰიდი, ალდეჰიდები და სხვა) წარმოქმნას.

რიგი ავტორების მიერ გაზომილ იქნა ოზონის მაღალი კონცენტრაციები ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში აშშ-ის აღმოსავლეთ რაიონებში იმ პერიოდში, როდესაც მაღალი იყო იზოპრენის კონცენტრაცია [3,4] (იზოპრენის გამოყოფის სინქარე და კონცენტრაცია პირდაპირპროპორციულ დამოკიდებულებაშია ჰაერის ტემპერატურასთან). ოზონის კონცენტრაციაზე ტროპოსფეროში უარყოფით გავლენას ახდენენ ღრუბლები, რადგან მათში ოზონის წარმოქმნელი რეაქციები ნელდება (NO-ს და HO₂-ის დაშორებით). HO₂ ხსნადია და გადადის თხევად ფაზაში და რეაქცია (3) ნელდება. ამის გამო ნელდება NO₂-ის, HO₂-ის და O₃-ის წარმოქმნა. ასეთივე გავლენას ახდენს ოზონის კონცენტრაციის შემცირებაზე სინოტივის გაზრდა.

ოზონის დაშლა, ძირითადადში, მიმდინარეობს მასზე აზოტის ჟანგის (NO) ზემოქმედებისას (6) რეაქციის თანახმად.

სმოგის პირობებში მყარდება ფოტო-ქიმიური წონასწორობა, და მინარევების კონცენტრაციებს შორის კავშირი გამოისახება შემდეგი თანაფარდობით:

$$[O_3] = j_1 [NO_2] / (j_3 [NO]) \quad (7)$$

სადაც $j_1 - NO_2$ -ის ფოტოლისოციაციის კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია მზის რადიაციის ინტენსიობაზე. j_3 არის (6) რეაქციის სინქარის მუდმივა, რომელიც დამოკიდებულია ჰაერის ტემპერატურაზე. ეს დამოკიდებულება აღიწერება არენიუსის განტოლებით [5]:

$$j_3 = A \cdot \exp(-B/T) \quad (8)$$

სადაც $A = 2.1 \cdot 10^{12}$ და $B = 1450$, T აბსოლუტური ტემპერატურაა, მაშინ (8) მიიღებს სახეს:

$$j_3 = 2.10 \cdot 10^{-12} \exp(-1450/T) \text{ მ}^3 \text{ წმ}^{-1} \quad (9)$$

ჩვენი მიზანი იყო თბილისში, სმოგის პირობებში, გაზომილი NO_x და NO_2 -ის კონცენტრაციების და ჰაერის ტემპერატურის ცნობილი მონაცემებით შეგვეფასებინა ოზონის დაშლის რეაქცია - (6)-ის სიჩქარის მუდმივა - J_3 და მისი საშუალებით განგვესაზღვრა NO_2 -ის ფოტოლისოციაციის (რეაქცია 4) კოეფიციენტი - j_1 . თბილისისათვის,

სმოგის პირობებში, თუ გვეცოდინება j_1 , J_3 და NO და NO_2 -ის კონცენტრაციები, მაშინ ფორმულა (7)-ით შესაძლებელი იქნება ოზონის კონცენტრაციის $[\text{O}_3]$ გამოთვლა თბილისის სხვადასხვა რაიონებისათვის, რომლებიც NO და NO_2 -ით სხვადასხვა ხარისხით არიან გატუჭიანებული. თბილისის სხვადასხვა რაიონებისათვის, ოზონის კონცენტრაციის ასეთი სახით გამოთვლების ჩატარება მომავლის ამოცანაა.

თბილისში გაზების - NO და NO_2 -ის მონაცემები მხოლოდ სამი დროისათვის (07, 13, 19 საათები) არსებობდა და რამდენადაც სმოგური ოზონი დაიკვირვება მხოლოდ დღის საათებში, განვიხილეთ მხოლოდ 13 საათის მასალები და მისთვის გამოვთვალოთ j_1 და J_3 კოეფიციენტები. მიღებული შედეგები მოცემულია ცხრილში, სადაც შეტანილია შემდეგი მასალები: მიწისპირა ოზონის კონცენტრაცია; NO , NO_2 და CO -ს კონცენტრაციები; ჰაერის ტემპერატურა და სინოტივე; ოზონის კონცენტრაციის დღის მაქსიმალური მნიშვნელობა (წილადის მრიცხველში) და შესაბამისი დაკვირვების დრო (წილადის მნიშვნელში); გამოთვლილი j_1 -ისა და J_3 -ის მნიშვნელობები.

ცხრილში მოყვანილია 1991-1992 წლის სმოგური დღეების მონაცემები, სულ 29 შემთხვევა. ცხრილიდან აშკარად ჩანს, რომ სმოგის დღეებში ჰაერის სინოტივე შემცირებულია (ნაკლებია 60 პროცენტზე). ცხრილიდან, ასევე, ჩანს, რომ მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა ყოველთვის დაიკვირვება დღის მეორე ნახევარში - 13-17 საათებში.

მომავალში, მე-7 ფორმულის საშუალებით შეგვიძლია გამოვთვალოთ მიწისპირა ოზონის კონცენტრაცია თბილისის სხვადასხვა რაიონში, თუ გვეცოდინება ამ რაიონებში NO -ს და NO_2 -ის კონცენტრაციები. ამისათვის კი საჭიროა, წინასწარ, შედარებით დიდ მასალაზე ჩაატაროთ j_1 -ისა და J_3 -ის გამოთვლები.

თბილისში, პაერის მიწისპირა ფენაში, სმოგური მდგომარეობის
 პირობებში, ოზონის ხარმოქმნისა და დაშლის რეაქციების
 მუდმივების განსაზღვრა (13 საათის მონაცემებით)

№	როცხვი	ჰაერის შემადგენელი ნივთიერებები				მერკური	t°C	v%	j ₁ ·10 ³	j ₂ ·10 ⁻²⁰
		O ₃ , ს.ა.მ	O ₃ ·h ₂ O	NO ₂	NO	CO				
1	11.07.1991 წ.	72	86/15	0.05	0.03	4	28.6	53	74.71	1.73
2	12.07.1991 წ.	72	88/15	0.07	0.03	4	30.3	55	47.28	1.73
3	22.07.1991წ.	94	116/15	0.08	0.05	5	34.3	45	111.61	1.91
4	25.07.1991 წ.	65	91/17	0.08	0.05	10	31.4	47	96.72	1.73
5	29.07.1991 წ.	75	78/16	0.06	0.05	7	36.1	50	118.89	1.91
6	30.07.1991 წ.	65	75/17	0.08	0.05	5	35.5	58	103.97	2.58
7	30.08.1991 წ.	73	99/14	0.06	0.03	5	29.3	50	63.14	1.73
8	26.09.1991 წ.	65	80/15	0.05	0.05	10	24.3	49	101.4	1.56
9	30.09.1991 წ.	73	87/14	0.08	0.04	6	26.7	54	63.14	1.73
10	15.10.1991 წ.	58	100/15	0.07	0.04	4	28.8	46	57.19	1.73
11	18.10.1991 წ.	65	73/14	0.06	0.03	3	22.3	56	50.70	1.56
12	13.03.1992 წ.	88	99/14	0.09	0.03	5	12.4	47	112.64	1.28
13	1.04.1992 წ.	90	90/13	0.06	0.03	4	15.3	47	63.9	1.42
14	2.04.1992 წ.	104	104/13	0.07	0.04	3	14.8	46	84.18	1.42
15	3.04.1992 წ.	84	102/15	0.07	0.03	4	16.2	46	51.29	1.42
16	9.04.1992 წ.	81	87/15	0.06	0.04	3	22.7	54	84.66	1.56
17	23.04.1992 წ.	86	98/16	0.05	0.06	5	12	51	131.9	1.28
18	29.04.1992 წ.	98	98/13	0.05	0.05	4	16.8	50	139.16	1.42
19	22.05.1992 წ.	98	110/14	0.07	0.05	-	20.8	46	120.37	1.73
20	18.06.1992 წ.	88	91/12	0.07	-	5	28	48	-	-
21	6.07.1992 წ.	73	110/17	0.06	0.03	3	28.2	47	63.14	1.73
22	8.07.1992 წ.	81	96/16	0.07	0.05	6	30.9	50	99.49	1.73
23	14.07.1992 წ.	64	73/14	0.05	0.05	7	27.5	60	110.72	1.73
24	16.07.1992 წ.	75	83/15	0.05	0.04	3	32.2	56	103.8	1.73
25	21.07.1992 წ.	80	106/16	0.05	0.03	2	32.2	46	83.4	1.73
26	22.07.1992 წ.	73	83/15	0.06	0.05	4	32.6	50	104.62	1.73
27	5.08.1992 წ.	81	81/13	0.06	0.02	4	30.3	50	402.4	1.73
28	11.08.1992 წ.	58	80/15	0.05	0.05	5	29.9	52	100.34	1.73
29	18.08.1992 წ.	67	83/16	0.06	0.05	8	31.3	49	96.20	1.73
საშუალო									83.53	1.68

ლიტერატურა

1. WMO Report of the International Ozone Trends panel 1988, World Meteorologia Organization Global Ozone and Monitoring Network Report 18, WMO Washington, Dc 1990 a.
2. Ровинский Ф.Я., Егоров В.И. Озон, Окислы азота и серы в нижней атмосфере - Л.; Гидрометеиздат, 1986.
3. Chameides W.L. Lindsay, I. Richardson and C.S. Kiang. The role of biogenic hidrocarbons in urban photochemical smog: Atlanta as case study science 241, 1479-1475, 1988.
4. Blake N.J. D.R. Blake D.F. Hurs T.W. Smith Jr, W.S. Whipl, T.Y. Chen, J.S.A. Isaksen and F.S. Rowland. Summer time meassurement in the arctic and subarctic during the 1988 Arctic.
5. Kley Dieter. Ozon als Klimafaktor - AGF Forschung ten Fusion No. 2, 1989.

Дж. Ф. Харчилава, В.А. Чихладзе

Основные химические реакции образования и распада озона и оценки их постоянных в нижнем загрязненном слое тропосферного воздуха применительно к условиям г. Тбилиси

Резюме

В работе приведены основные реакции образования и распада приземного озона в условиях смога. Рассмотрена формула зависимости между концентрациями примесей (O_3 , NO , NO_2) во время равновесия. В этой формуле фигурируют коэффициенты фотодиссоциации двуокиси азота j_1 , который зависит от солнечной радиации и коэффициенты скорости реакции распада озона j_3 , который зависит от температуры воздуха. Определена величина коэффициента j_3 для Тбилиси во время смога; с его помощью и с использованием формулы равновесия рассчитана величина j_1 , когда известны концентрации NO и NO_2 . По известным значениям j_1 , j_3 , NO и NO_2 , можно вычислить концентрацию образовавшегося во время смога озона в различных районах г. Тбилиси, которые в разной степени загрязнены окислами и двуокислами азота.

J. F. Kharchilava, V. A. Chikhladze

The Basic Chemical Reactions of Formation and Disintegration of Ozone and Estimation of their Constants in the Lower Polluted Layer of Tropospheric Air in Conditions of Tbilisi.

Summary

In the present paper the basic reactions of formation and disintegration of the surface ozone in conditions of smog are given. The formula of the dependence among the concentrations of admixtures (O, NO, NO₂) during balance is considered. In this formula factors of photodissociation of dioxide of nitrogen j_1 which depends on solar radiation and factors of speed of reaction of disintegration of ozone j_3 which depends on air temperature, are appeared. The value of the factor j_3 for Tbilisi during the smog is determined. With its help and with use of the balance formula the value j_1 is calculated when concentrations NO and NO₂ were known. On known values of j_1, j_3 NO and NO₂ it is possible to calculate concentration of ozone formed during the smog in various areas of Tbilisi, which in a different degree with oxides and dioxides of nitrogen are polluted.



ზ. ხვედელიძე, ნ. რამიშვილი, ა. ჩიტალაძე,
თ. შალამბერიძე, ე. თაგვაძე

ატმოსფერული პროცესების დინამიკა და მთიანი კლიმატის კლიმატი

დღევანდელი კაცობრიობისათვის არც ერთი გასართობი პროგრამა, არც ერთი დეტექტურ-რომანტიკული სიუჟეტი არ არის იმდენად მიმზიდველი და საინტერესო, როგორც ამინდის პროგნოზის მოკლე ინფორმაცია გადმოცემული ტელევიზორის ეკრანიდან ან რადიომიმღლებით. რაც შეეხება კლიმატს, რომელიც მსოფლიო ეკოლოგიურ პრობლემებთანაა დაკავშირებული, მის პროგნოზს, ე.ი. ამინდის პროგნოზს თვისათვის, სეზონისათვის, წლისათვის და მით უმეტეს ათეული წლისათვის წინასწარ ინფორმაციას მასობრივი წყაროები არ გადმოსცემენ. ამასთანავე მსოფლიოს წამყვანი სახელმწიფოები დიდ სახსრებს გამოყოფენ, რათა რაც შეიძლება უმოკლეს დროში გამოჩნდეს ამ მნიშვნელოვანი პრობლემის წარმატებით გადაწყვეტის გზა.

დადგენილია, რომ კლიმატი მლიანობაში დამოკიდებულია დედამიწისა და ატმოსფეროს გამყოფი ზედაპირის თვისებებზე. ამასთანავე ეს გავლენა მნიშვნელოვნად იზრდება მასშტაბების შემცირებასთან დაკავშირებით. კლიმატის დაკვირვებული სისტემატური გაუარესება სიმაღლის გაზრდასთან დაკავშირებით კარგად არის ცნობილი ყველა მთიანი რეგიონისათვის. მთა-გორიანი ტოპოგრაფია ხელს უწყობს ჰაერის ნაკადში დამატებით ტურბულენტობის შექმნას, რომელიც გარსდინება მთას და მრავალ შემთხვევაში იწვევს რხევითი ხასიათის რეგულარულ შეშფოთებებს [1].

იმ შემთხვევაში, როცა საკმარისად გრძელი, $\Delta L = 10-50$ კმ. მასშტაბისაა და მეტი სიდიდის ქედი განლაგებულია ჰაერის ნაკადის მართობულად (მაგ. საქართველოში სურამის ქედი ჰაერის მასების დასაველეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებების შემოჭრისას). მეტეოროლოგიური და ტოპოგრაფიული პირობების კეთილგანწყობილ შეთანხმებისას მთის მეორე მხარეს წარმოიქმნება მდგრადი სტრატოფიკაციის ტალღები, რომლებიც უმეტეს შემთხვევაში განაპირობებს ჰაერის ნაკადის ნაწილობრივ დაბრუნებას დედამიწის ზედაპირისაკენ. ეს მოვლენა დაკვირვებადია სინოპტიკურ პრაქტიკაში და აისახება მოდელურ ამოცანებშიც [1-4]. ტალღის ფორმა და ამპლიტუდის სიდიდე დამოკიდებულია ოროგრაფიის თვისებებზე, ეს კარგად ჩანს ღრუბელთა თანამგზავრულ სურათებზე. თეორიულად ასეთი ტალღების არსებობა და ყოფაქცევა შესწავლილ იქნა [4]-ში. პიდროთერმოდინამიკის და შენახვის კანონების გამოყენებით მიღებული იქნა შედარებით მარტივი

დამოკიდებულება მოის მახასიათებელ სიდიდეებსა და ტალღურ რიცხვებს შორის, კერძოდ სამართლიანია ტოლობა:

$$am+bn=0 \quad (1)$$

სადაც a და b მოის დახრილობის პარამეტრებია პარალელისა და მერიდიანის გასწვრივ შესაბამისად, ხოლო m, n ტალღური რიცხვებია. თუ მთავარ კავკასიონის სიგრძეს პარალელის გასწვრივ მივიღებთ $L=1500$ კმ., ხოლო მერიდიანის მიმართ $L_y=100$ კმ., მაშინ შესაბამისი ტალღური რიცხვები იქნება $M=2\pi/2L_x=4\cdot 10^{-6}$ 1/მ, $N=2\pi/R_y=6\cdot 10^{-5}$ მ⁻¹ მდგრადი ტალღის შესაბამისი პერიოდი მოთავსებულია 15-დან 15 დღე-ღამემდე. თანამგზავრული სურათების ანალიზი მართლაც ადასტურებს ასეთი პერიოდის და ტალღის სიგრძის ოროგრაფიული ტალღების არსებობას [3,4]. ამავე მიზეზით წარმოიქმნება მძლავრი ქარები კავკასიონის სამხრეთ და ჩრდილოეთ მხარეს, რიონის ხეობაში მათ ხშირად მოხდევს ტენიანობისა და ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილება.

ბუნებრივია ჰაერის მასების აღნიშნული დინამიკა და მეტეოროლოგიური ფაქტორები ძირითადად განსაზღვრავენ მთიან რეგიონში ატმოსფერული პროცესების ხასიათს, მათ შორის ნებისმიერი დამატუქიანებული წყაროებიდან მინარევების წარმოშობას და გავრცელების ეფექტურობას. ყოველივე ამის გამო მსოფლიოს ზოგიერთ რაიონებში მდგრადი მინარევების პრობლემა ხდება რეგიონალურ-ლოკალური ბუნების [2]. ზოგიერთ მინარევს (მაგ. CO₂) აქვს გლობალური მნიშვნელობა, რამდენადაც მათ შეუძლიათ გლობალური კლიმატის ცვლილებების გამოწვევა. მისი დღევანდელი რაოდენობის გაორკეცება (= 50 წელში) გამოიწვევს გლობალური ტემპერატურის მატებას 3°C-დან 4,5°C-მდე, რასაც კატასტროფული შედეგი მოჰყვება. მყარი მინარევი, წარმოქმნილი დედამიწისა და ზღვის ზედაპირიდან, ლოკალურ ხასიათს ატარებს. ატმოსფერული ჰაერის მთელი მინარევის მხოლოდ 10% არის მყარი და თხევადი, დანარჩენი 90% გაზური კომპონენტებია. საყურადღებოა ის გარემოება, რომ მყარი და თხევადი მინარევი დიდ გავლენას ახდენს ჰაერის გამჭვირვალობაზე და სხივების გაბნევის თვისებებზე. შეფასებულია, რომ ჰაერში არსებული თხევადი და მყარი მინარევების 90% რჩება ტროპოსფეროში და ამასთანავე 80% ქვედა ერთ კილომეტრიან ფენაში (მინარევის დიამეტრი იცვლება 0,1-10 მკმ-მდე) [2]. 1980-იანი წლების მონაცემებით აშშ-ში ჰაერის დატუქიანების 60% მოდიოდა ავტოტრანსპორტზე, 17% მრეწველობაზე და 14% ელსადგურებზე. აღსანიშნავია, რომ ატმოსფეროში დაბინძურებასთან ერთად მიმდინარეობს ბუნებრივი გაწმენდა, მაგ. დიდ ბრიტანეთში კვამლის ნაწილაკების არსებობის საშუალო ხანგრძლივობა არის (1-2) დღე-ღამე, SO₂ მოლეკულებსა 12 სთ-ზე ნაკლებია. მინარევი ტოვებს ტროპოსფეროს სხვადასხვა პროცესით, მათ შორის ყველაზე მთავარია აეროზოლებისა და გაზური მინარევების ჩამორეცხვა-გაწმენდა წვიმითა და თოვლით.

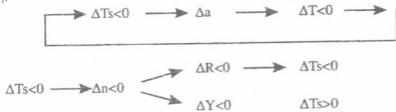
ნაღებებს მინარევი ჩამოაქვს დედამიწის ზედაპირზე და ნივთიერებაში, აქედან გამომდინარე სხვა თანაბარ პირობებში გატუქვიანება უფრო დიდია მდგრად მშრალ ადგილებში (გაბატონებული მდგრადი სტრატოფიკაცია და მდგრადი ტალღები, რომლებზედაც ზემოთ მივუთითეთ), ვიდრე ნოტიოში. შემჩნეულია, რომ თანაბარი წვიმა 1 მმ/სთ ინტენსივობით, 15 წთ პერიოდს წმენდს 28% აეროზოლების ნაწილაკებს 10 მკმ- ზომით. თუ ზომა არის 2 მკმ ან ნაკლები, მაშინ მათზე ნაღებებით გაწმენდა უმნიშვნელოა. სტრატოსფეროში მოხვედრილი მინარევი (თერმობირთვული აფეთქების ან ვულკანური ამოფრქვევის შედეგად), მხოლოდ (1-5%) ეცემა აფეთქების შემდეგ ქვემოთ პირველ 30 დღე-ღამის განმავლობაში. დიდ ქალაქებში და სამრეწველო ობიექტებზე ტროპოსფეროში სრული გაწმენდისათვის საჭიროა რამდენიმე დღე-ღამე და ამ პერიოდში ჰაერის მასა იქნეს მინარევს ახალი წყაროდან და ატმოსფეროს გაწმენდის პროცესი უფრო ხანგრძლივი, ზოგჯერ შეუძლებელიც ხდება. ცნობილია, რომ წერტილოვანი წყაროდან, რომელიც შეიძლება იყოს მყისი (ბირთვული აფეთქება) ან უწყვეტი (საქარხნო მიღები, ელექტროსადგურები) ჩვეულებრივი განბნევა ლოკალურ დისპერსიული პროცესით მიმდინარეობს გაბატონებული ქარის მიმართულებით დაახლოებით 10 კმ მანძილზე [2]. გატუქვიანების კონცენტრაცია გამოტყორცნილ მუდმივმოქმედ წყაროდან უკუპროპორციულია ქარის სიჩქარისა. გაწმენდის ხარისხი დამოკიდებულია მიკროცირკულაციური პროცესების სიმძლავრეზე და წყაროს სიმძლავრეზე. აღბათურია, რომ ატმოსფეროს მთლიანი ენერჯის ცვლილება დაკავშირებულია სითბურ დაბინძურებასთან. მეცნიერ კოულის (1969 წ. [1]) აზრით ადამიანის მიერ წარმოებული სრული ენერჯია ექვივალენტურია $5 \cdot 10^{12}$ ვტ სიმძლავრისა და შეადგენს დედამიწის გამოსხივებული ენერჯის 1%-ს. თუ დაეუშვებთ, რომ ენერჯის წარმოება წლიურად გაიზრდება 7%-ით, მიიღება, რომ 91 წლის შემდეგ დედამიწის ტემპერატურა მოიმატებს 1%-ით. ასეთი ცვლილება კი საკმარისია, რომ მოხდეს მცენარეული ზონების გადაადგილებები. გლობალური ტემპერატურის 3^o-ით მომატებისათვის, რაც გამოიწვევდა ყინულოვანი ქედის გადნობას დასჭირდება 78 წელი. კოული ფიქრობს, რომ 1000 წლის შემდეგ ტემპერატურა გაიზრდება 3^oC-დან 5^oC-მდე და დედამიწა გახდება მთლიანად დაუსახლებელი. სხვა ავტორებს ცხადია განსხვავებული შეხედულებები აქვთ.

ბუნებრივია, რომ კლიმატური სისტემები ურთიერთშორის ცვლის არა მარტო ენერჯიას, არამედ ნივთიერებას (ყინულს, თოვლს, წყლის ორთქლს, აეროზოლებს), რომლებიც გავლენას ახდენენ სისტემის რადიაციულ, თერმულ და სხვა სახის რეჟიმზე. ვინაიდან კლიმატის სისტემებს აქვს თავისი ინერციული მახასიათებელი (განსხვავებული მეორისაგან), ამიტომ მათ აგრეთვე აქვთ ახალი რეჟიმის დამყარების,

გარეგანი შეშფოთების რეაქციის რელაქსაციის სხვადასხვა დრო. თუ ეს დრო ატმოსფეროსა და ხმელეთის ზედაპირისათვის შეადგენს რამოდენიმე კვირას ან თვეს, წყლის ზედაპირისაღმის არის წლები ან ათწლეული, ხოლო ოკეანის ღრმა ფენებისათვის რელაქსაციის დროს იზრდება ათასწლეულამდე კლიმატის ფორმირებისა და ცვლილებების შინაგანი ფაქტორები ხშირად მჭიდროდ ურთიერთქმედებენ ერთმანეთში, აძლიერებენ ან ასუსტებენ თავის გავლენას, ანუ კმნიან მთლიანი უკუკავშირის სისტემას. ეს კავშირები და მზის მთავარი როლი კარგად ჩანს ნახ. 1-დან მთა-გორიანი რეგიონებისათვის, აღსანიშნავია შემდეგი კავშირები [5]:

ა) ტემპერატურა-სინოტივე, ღრუბლიანობა; ჰაერის მასის ტემპერატურის გაზრდა ($\Delta T > 0$), ჩვეულებრივად ზრდის აბსოლუტურ ტენიანობას ($\Delta a > 0$), ნიადაგის დანესტიანების შემთხვევაში იზრდება აორთქლებაც და ღრუბლიანობის ბალანსიც ($\Delta n > 0$). წყლის ორთქლი ინტენსიურად ასხივებს ენერგიას ინფრაწითელ დიაპაზონში, ასევე ღრუბელი აირეკლავს დაცემულ რადიაციას და ამცირებს მის წილს ($\Delta R < 0$).

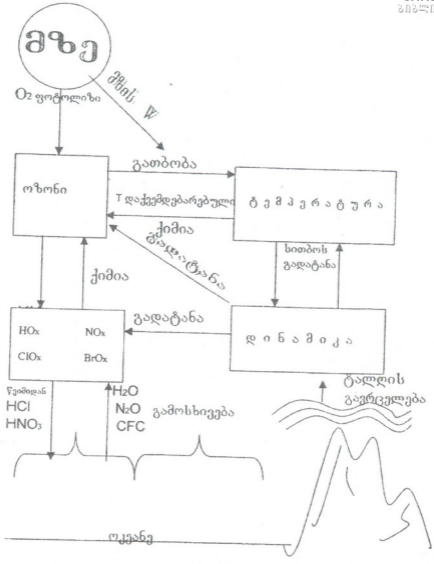
ღრუბელი კარგად შთანთქავს და გამოასხივებს ინფრაწითელ რადიაციას, გამოსხივებულს დელამიწის ზედაპირიდან, ამიტომ ღრუბლის ბალანსის გაზრდა ($\Delta n > 0$), ამცირებს დელამიწიდან მოსულ რადიაციას ($\Delta T_s < 0$). ამ მოვლენებს შორის შექცევადი კავშირის სქემას აქვს სახე: [5]:



ბ) ტემპერატურა - ალბედო. დელამიწის საგები - გამომსხივებელი ზედაპირის ტემპერატურის დაწვეას ($\Delta T_s < 0$) მოყვება თოვლის მოსვლა, ყინულის წარმოქმნა ე.ი. ალბედოს გაზრდა ($\Delta A_s > 0$). ალბედოს გაზრდა ასუსტებს მზის რადიაციას, რაც იწვევს T_s -ის შემდგომ შემცირებას, ამრიგად ფორმირდება დადებითი შექცევადი კავშირი, რომელიც იწვევს საწყისი შეშფოთების გაზრდას.

გ) ტემპერატურა \rightleftharpoons რადიაცია. ცნობილია რომ რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა შეიძლება წარმოდგეს შემდეგი მწკრივის სახით [6]:

$$R_s(t) = R_0 \sum_{n=1}^{\infty} (R_n^I \cos n\omega t + R_n^{II} \sin n\omega t) \quad (6)$$



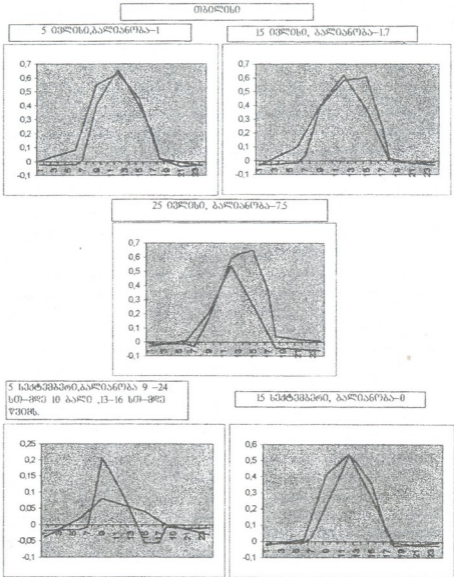
სურ. 1.

სადაც R_0 რადიაციის საშუალო მნიშვნელობაა, $\omega = 2\pi/T$ - დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე, T - რხევის პერიოდი (დღე-ღამე), თუ პაერის ტემპერატურა განპირობებულია ძირითადად შიშის რადიაციის ცვლილებით, მაშინ ტემპერატურისათვისაც ეწერს [7]:

$$T(t, t) = T_0 + A_1 \cos(\omega t - T/2\eta_0 - \alpha) \quad (7)$$

სადაც η_0 ხაწყისი ფაზაა, η_0 - დაგვიანების პარამეტრი, რომელიც დამოკიდებულია რელიეფის ფორმაზე და სიმაღლეზე. რადიაციისა და ტემპერატურის ურთიერთ-უკუკავშირის დასადგენად აღებული იქნა საქართველოს სხვადასხვა რეგიონში ტემპერატურისა და მოღრუბლულობის მონაცემები (თელავი, თბილისი, სოხუმი) წლის სეზონების ცენტრალური თვეებისათვის. გამოთვლილი იქნა რადიაციისა და ტემპერატურის დღე-ღამური სვლა და ექსტრემალური მნიშვნელობები. სურ. 2 და სურ. 3-ზე მოყვანილ შესაბამის გრაფიკებზე რადიაცია 20%-ის, ხოლო ტემპერატურა 10-15%-ის სიზუსტით მოიცემა (არ არის გათვალისწინებული სინოტივე, სითბური ნაკადები და სხვა), ხოლო მათ შორის შექცევადი კავშირი დამაჯერებელია (კორელაციის კოეფიციენტი 0,75-ს აღემატება).

ასეთი მიდგომა გამართლებულია იმითაც, რომ რეგიონის 71% ტერიტორია მთაგორიანია, ხოლო პროცესები ამიერკავკასიაში შეიძლება შედარდეს სითხის დინებას განსახლებული სივრცის არხში და გამოყენებული იქნას ზონალური მოდელი [9]. მთაგორიან ტერიტორიაზე დედამიწის ზედაპირის მოცულობის ხშირი მკვეთრი ცვლილება იწვევს სითბური ბალანსის სივრცულ რხევებს, ძირითადად აღბედოს არაერთგვაროვნების ბაზაზე. განსახილველ რეგიონზე ზაფხულის თვეებში აღბედოს საშუალო თვიური მნიშვნელობები იცვლება კოლხეთის დაბლობზე 19-20%-ის, ქართლის ვაკეზე და ალაზნის ველზე 17-21%-ის ზღვარში, ბუნებრივია ცალკეულ წწ-ში შეიმჩნევა სერიოზული გადახრები. ზედაპირის რელიეფი, თვით ქალაქის შენობებიც კი იწვევენ პაერის ნაკადის ადგილობრივი ცირკულაციის ცვლილებას ძირითადად დედამიწის ეფექტური გამოსხივების დამოკიდებულებით. აღბედოს როლის შეფასებისათვის სითბურ ენერგეტიკულ პროცესებში მოვახდინეთ დედამიწა-ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსის თითოეულ განსახილველ რეგიონზე, შესაქერების შესაბამისი გათვლები აღბედოს მნიშვნელობის ცვლილების ფართო დიაპაზონისათვის [10]. მოყვანილი გრაფიკებიდან (სურათი 4-5) ჩანს, რომ რაც ნაკლებია ზედაპირის არეკვლის უნარიანობა მით მკვეთრად იზრდება რადიაციული ბალანსის მოკლე ტალღოვანი შემადგენელი და თვით რადიაციული ბალანსი R_s . ამასთანავე მკვეთრი სეზონური ცვლილება R_s და R დაიკვირვება აღბედოს უმცირესი მნიშვნელობისათვის $r=0,05$. აღბე-

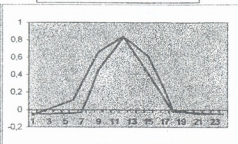
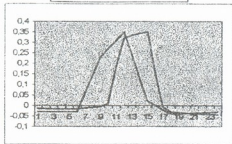


სურ. 2.

ანსეპული

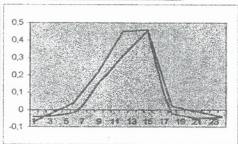
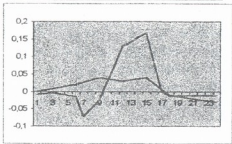
1 მკვებვენი, ბალო-0

27 აპრილი, ბალო-0



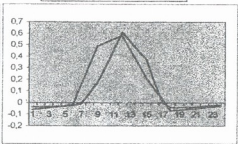
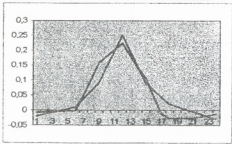
15 აპრილი, ბალო-10, წვიმა 3-10მმ

6 აპრილი, ბალო-0.2



15 ივლისი, ბალო-10, წვიმა 13-15 მმ-მდე

10 ოქტომბერი, ბალო-2.2

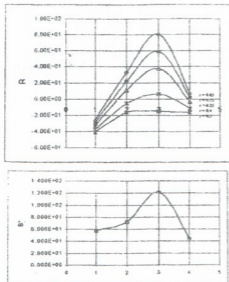


5 ოქტომბერი, ბალო-8.5

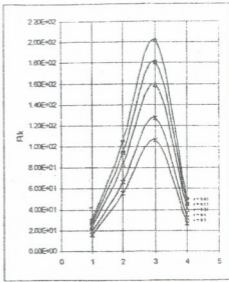


სურ. 3.

დოს გაზრდით 0,5-მდე რადიაციული ბალანსი პრაქტიკულად ერთნაირია გაზაფხულის, საფხულის და შემოდგომის ცენტრალური თვეებისათვის. გამოთვლილი და დაკვირვებული მნიშვნელობები (ქ. თბილისი) ყველაზე კარგ თანხმობაშია, როცა $r=0,15$ და $r=0,85$ (ნოტიო, რუხი მიწა, მცირე ტყე). ამიურკავკასიის რეგიონი ხასიათდება ყოველგვარი ორიენტაციის და დახრილობის ფერდობების სიმრავლით, ამიტომ ენერგეტიკული კლიმატური დახასიათების მიზნით კომპლექსურად უნდა იქნას გათვალისწინებული ყველა თავისებურებები, რაც შესაძლებელია მოდელურ ამოცანებში. ამასთანავე, უნდა აღინიშნოს, რომ მოდელური გათვლები, რომლებიც სითბური გაზების ეფექტებთან ერთად ითვალისწინებენ სხვადასხვა სახის აეროზოლურ შემადგენლობასაც იძლევიან არაერთგვაროვან პასუხს [15]. კერძოდ, აეროზოლური ეფექტი იწვევს კლიმატური სისტემების არა დათბობას, არამედ აცივებას და მოქმედებს სითბური გაზების ეფექტის საწინააღმდეგოდ. საერთოდ კი გლობალური ტემპერატურის ზრდის მოსალოდნელი საშუალო სინქარე $0,2^{\circ}\text{C}$ - ათწლეულში აღემატება კლიმატის ქვესისტემების შეგუების უნარს და ამიტომ დგება კაცობრიობის წინაშე საშიში მოვლენების შემდგომი განვითარების მოწესრიგების აუცილებლობა.



სურ. 4.



სურ. 5.

ლიტერატურა:

1. К.Смит Основы прикладной метеорологидромет. изд. Л. 1987.
2. ზ. ხვედელიძე, მ. გურგენიძე, ატმოსფერული დინამიკა და აეროზოლური მინარევეები ტროპოსფეროში, საქ. მეც. აკადემიის მოამბე 152, 3, 1995.
3. Z. Khvedelidze, N. Ramishvili, "The Nature of Changes of meteorological values in the earth surface layer of atmosphere for Georgian region." Bulletin of the Georgian academy of sciences 159, N3. 1999.
4. З. Хведелидзе, Влияние орографии и β эффекта на волновые движение в атмосфере Метеорология и гидрология, N10, 1982.
5. И.Л. Кароль, Введение в динамику климата земли. гидрометиздат. Л. 1988.
6. ლ. შატვევი, ზოგადი მეტეოროლოგიის კურსი - ატმოსფეროს ფიზიკა. თსუ გამომცემლობა 1967.
7. ზ. ხვედელიძე, ა. ჩიჭაღაძე, საქართველოს რეგიონის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სათბური რეჟიმის ბუნება. "მეცნიერება და ტექნიკა", 10-12, 1999.
8. З. Хведелидзе, Т. Давиташвили. Об учете влияния орографии в региональных численных моделях прогнози геопотенциаль на среднем уровне атмосферы. Труды ТГУ, №26 1988.
9. Z. Khvedelidze. To the Study of Hydrodynamic Equation of Atmosphere Zonal Model on the Territory of the Caucasus, Bulletin of the Georgia Academy of Sciences, 155 N1 1977.
10. З. Хведелидзе, А. Топчишвили, Учет рельефной особенности региона при вычислений радиационного баланса, Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, T. 160, N1, 1999.
11. კ. თავართქილაძე, ე. ელიზბარაშვილი, დ. მუმლაძე ჯ. ვანნაძე, საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების უმპირიული მოდელი, თბილისი, 1999.

З.В. Хведелидзе, Н.Б. Рамишвили, А.Е. Читаладзе,
Т.Ш. Шаламберидзе, Э.В. Тагвадзе

Динамика атмосферных процессов и климат горных регионов.

Резюме

Давно доказано, что климат зависит от общей циркуляции атмосферы и от свойств поверхностей, разделяющих землю и атмосферу, причем их влияние усиливается при уменьшении масштаба процессов. Горные препятствия, в свою очередь, способствуют усилению турбулентных воздушных потоков и этим создают особые погодные и климатические условия.

Очень важно изучать динамику атмосферных процессов в горных странах, так как она обеспечивает перемещение воздушных масс вместе с загрязняющими веществами. Поэтому проблема загрязнения атмосферы имеет регионально-локальный характер.

В данной статье, вместе с общей постановкой задачи, рассматриваются взаимобратные связи между разными метеорологическими элементами, особенно между температурой воздуха и радиацией Солнца, с учетом альбедо территории в различных регионах республики Грузии.

Указана возможность связи изменения климата и погодных условий в локальных регионах с волновыми процессами над этими регионами.

Предположение, что данный подход и полученные результаты после соответствующего уточнения, могут быть применены в других, сходных с исследуемыми, климатических регионах.

Z. V. Khvedelidze, N. B. Ramishvili, S. E. Chitaladze,
T. S. Shalamberidze, E. V. Tagvadze

Dynamics of Atmospheric Processes and Climate of Mountainous Regions

Summary

It has already been proved that climate depends on the general circulation of atmosphere and the characteristics of the layers between the earth and atmosphere, whereas their influence is increased with decrease of the processes scale. The mountainous barriers themselves reinforce air turbulent fluxes and, so, they form special weather and climatic conditions. It is very important to study the dynamics of atmospheric processes in the mountainous countries, as it provides the transfer of air masses with polluting agents. That is why the problem of air pollution has the regional



and local character. In the article side by side the statement of the general problem are also considered the interrelations among the different meteorological elements especially between temperature and solar radiation considered. This relation considers the albedo of the researched territory in the various regions of Georgia. And also the article points at the possibility to figure out how climate can be altered in different weather conditions in local areas with the wave processes over this territory. The given approach and the obtained results indicate that the presented work needs to be proceeded to get more accurate outcomes. After performed procedure the research could be applied in another climate regions that resemble with already researched ones.

ატმოსფეროში წყლის მარაგის ცვლილების კავშირი საერთო მოღრუბლულობასთან

წყლის მარაგი ატმოსფეროში განისაზღვრება წყლის ორთქლის რაოდენობით, რომელსაც ქვეყნიელ ზედაპირზე დაყრდნობილი, ერთეულოვანი განიკვეთის ფართობის მქონე ვერტიკალური ატმოსფერული სვეტი შეიცავს. მას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებზე, განსაკუთრებით მოკლევადიანი და გრძელვადიანი რადიაციული ნაკადების გაერცვლებაზე. გაანჩია რა სუსტი თუ ძლიერი რადიაციის შთანთქმის სელექტიური უბნები, დაწყებული ტალღის სიგრძის 0,6 კმ-დან მოკლე და გრძელვადიანი გამოსხივების მთელ დიაპაზონზე, ძირითადად წყლის მარაგის რაოდენობაზე დამოკიდებული ამა თუ იმ რადიაციული ნაკადის სიდიდე ატმოსფეროში.

წყლის მარაგის რაოდენობას ცალსახად განსაზღვრავს წყლის ორთქლის რაოდენობის ან პარციალური წნევისა თუ ხვედრითი სინოტივის ვერტიკალური განაწილება და საქართველოს პირობებში იგი მნიშვნელოვანწილად შესწავლილია [1-5]. რადიაციული ნაკადების თეორიული გამოთვლებისას მოწმენდილი ცის დროს გადამწვევტი მნიშვნელობა ატმოსფეროში წყლის მარაგის განაწილებას აქვს. წინამდებარე ნაშრომის მიზანს შეადგენს იმის შეფასება, თუ რამდენადაა შესაძლებელი ყოველდღიური, ცვალებადი მოღრუბლულობის შემთხვევაში განსაზღვრული ატმოსფეროში წყლის ორთქლის რაოდენობა გამოვიყენოთ მოწმენდილი ცის შემთხვევაში.

დასმული ამოცანის გადასატრელად გამოვიყენეთ საქართველოში დაკვირვების 39 პუნქტის 1936-91 წლების მონაცემები და ისინი გავანაწილეთ ოთხ ძირითად ქვეჯგუფში ისე, როგორც ეს განხორციელა ტემპერატურაზე ღრუბლიანობის გავლენის შესწავლის დროს [5]. ამრიგად, 39 დაკვირვების პუნქტის საშუალო თვიური წყლის ორთქლის დრეკადობა და საერთო მოღრუბლულობა დავეყავით ჯგუფებად:

1. დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი (15 დაკვირვების პუნქტი);
2. აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე (12);
3. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა (7) და
4. მესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი (5 დაკვირვების პუნქტი).

თითოეული დაკვირვების პუნქტის 56 წლის პერიოდის მონაცემების მიხედვით შევეცადეთ მოგვენახა ანალიზური კავშირი წყლის ორთქლის დრეკადობასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის.

ეს კავშირი წარმოვადგინეთ როგორც წრფივი, ასევე მე-3-ე რიგის პოლინომის სახით. ე.ი. კავშირი წყლის ორთქლის დრეკადობას (E) და

საერთო მოღრუბლულობას (G_0) შორის წარმოვადგინეთ ფორმულებით:

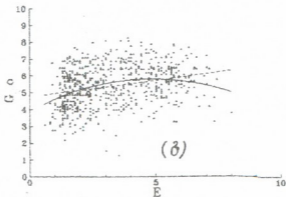
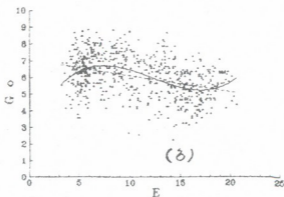
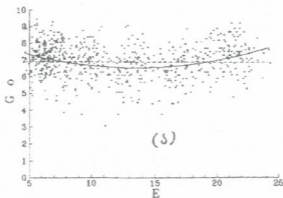
$$G_0 = a + bE \quad (1)$$

$$G_0 = c + dE + eE^2 + fE^3 \quad (2)$$

(1) და (2) გამოსახულებაში შემაჯავლი ემპირიული კოეფიციენტები, დაკვირვების პუნქტების მიხედვით, განვსაზღვრეთ უმცირეს კვადრატთა მეთოდით. უნდა აღინიშნოს, რომ დისპერსიის დიდი მნიშვნელობის გამო მიღებულ დამოკიდებულებათა საიმედოობა დაბალია, მაგრამ, ეს დამოკიდებულებები ცალკეულ პუნქტებში რეგიონების მიხედვით იმდენად სტაბილურია, რომ მიღებული კავშირი G_0 -სა და E -ს შორის ეჭვს არ უნდა იწვევდეს. კერძოდ, საქართველოს ტერიტორიაზე ადგილი აქვს წყლის ორთქლის დრეკადობასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის შემდეგ დამოკიდებულებას: დასავლეთ საქართველოს მთის-წინეთში, დაწყებული 5 მმ-დან, წყლის ორთქლის დრეკადობის ზრდასთან ერთად ადგილი აქვს საერთო მოღრუბლულობის უმნიშვნელო შემცირებას, რაც დაახლოებით 15+18 მმ-მდე გრძელდება 15+18 მმ-ზე ხდება დამოკიდებულების შეცვლა და წყლის ორთქლის შემდგომი ზრდის პარალელურად ადგილი აქვს საერთო მოღრუბლულობის თანდათანობით, უმნიშვნელო ზრდას. ღრუბლიანობის გავლენა წყლის ორთქლის დრეკადობის რეკიმულ მდგომარეობაზე ასევე უმნიშვნელოა საქართველოს დანარჩენ რეგიონებშიც, მაგრამ G_0 -სა და E -ს შორის კავშირი დანარჩენ სამივე რეგიონში ერთნაირ სურათს იძლევა. კერძოდ, მოცემული რეგიონისთვის სინოტივის მცირე მნიშვნელობების დროს, სინოტივის გაზრდას თან ახლავს საერთო მოღრუბლულობის გაზრდაც. წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო მნიშვნელობების დიაპაზონში სინოტივის გაზრდასთან ერთად ხდება საერთო მოღრუბლულობის უმნიშვნელო შემცირება, ხოლო როცა წყლის ორთქლის დრეკადობა აღწევს რეგიონისთვის დამახასიათებელ ნორმაზე დიდ მნიშვნელობებს, წყლის ორთქლის დრეკადობის ზრდასთან ერთად ადგილი აქვს საერთო მოღრუბლულობის ზრდას.

საილუსტრაციოდ სურ.1-ზე დატანილია დაკვირვების სამი პუნქტის, დაბლა-ციხის, თელავის და მაღალმთიანი ყაზბეგის G_0 -სა და E -ს საშუალო თვიური მონაცემები. ამ მონაცემებით და უმცირეს კვადრატთა მეთოდის გამოყენებით განსაზღვრულია ემპირიული კოეფიციენტები a, b, c, d, e და f და ნახაზზე (1) და (2) ფორმულებით აგებულია შესაბამისი წირები.

სურათზე მოცემული დაკვირვების სამი პუნქტისთვის წყლის ორთქლის დრეკადობის ცვლილების დიაპაზონი მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან, მაგრამ ობიექტურად (უმცირეს კვადრატთა მეთოდით) განსაზღვრული კავშირი E -სა და G_0 -ს შორის იდენტურია. კერძოდ, დაახლოებით 5+8 მმ-მდე E -ს გაზრდის პარალელურად ადგილი აქვს G_0 -ის გაზრდასაც, 15+18 მმ-მდე E -ს ზრდის პროცესი G_0 -ის შემცირების



სურ. 1. კავშირი წყლის ორთქლის დრეკადობასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის დაბლა-ციხეში (ა), თელავსა (ბ) და მ/თ ყაზბეგში (გ) წრფივი (წყვეტილი) და მე-3 რიგის პოლინომით (უწყვეტი) აპროქსიმაციის შემთხვევაში.



ტენდენციით ხასიათდება და დაწვეული 15+18 მმ-დან E-ს გაზრდასთან ერთად ადგილი აქვს G₀-ის გაზრდასაც. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, კანონზომიერება უკლებლივ დაკვირვების ყველა პუნქტისათვის მეორდება.

წყლის ორთქლის დრეკადობის საერთო მოღრუბლულობაზე დამოკიდებულების კანონზომიერება, როგორც აღვნიშნეთ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე სტაბილურია. ეს ნათლად ჩანს სურ.2-ზე დატანილი 10 სხვადასხვა დაკვირვების პუნქტის მიხედვით მე-(2)-ე ფორმულით აგებულ G₀-სა და E-ს შორის კავშირიდან. სურ. 2ა-ზე დატანილია დაკვირვების პუნქტები დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთის დაჯგუფებიდან, ხოლო სურ.2 ბ-ზე დატანილი დაკვირვების პუნქტების მონაცემები, საქართველოს დანარჩენი ტერიტორიიდანაა აღებული.

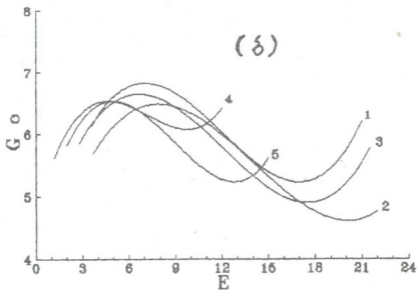
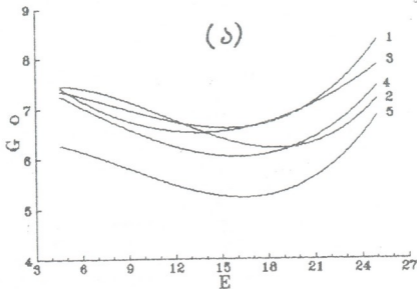
რაოდენობრივი კავშირი წყლის ორთქლის დრეკადობასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის, რომელიც (1) და (2) ფორმულებითაა წარმოდგენილი საქართველოს ტერიტორიაზე, დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთის გარდა, ლოკალურია, ე.ი. ხასიათდება დამოუკიდებელი ემპირიული კოეფიციენტებით და მათი რეგიონალური ნიშნით გაერთიანების შემთხვევაშიც კი ძირითადად კარგავს ზემოთ აღწერილი კანონზომიერების ნიშნებს. ეს ნათლად ჩანს ცხრილში 1 მოცემული დაჯგუფებების მიხედვით გასაშუალებული ემპირიული კოეფიციენტებისა და მათი საშუალო კვადრატული გადახრების მნიშვნელობებიდან. ისინი მხოლოდ უხეში მიახლოებით აღწერენ იმ კანონზომიერებას, რომლებიც ცალკეული დაკვირვების პუნქტებისთვის გამოკვეთილია.

ცხრილი 1-ის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ზემოთ ჩამოყალიბებული კანონზომიერება საქართველოს მთლიან ტერიტორიაზე ახასიათებს ზოგად თვისობრივ კავშირს E-სა და G₀-ს შორის. ეს კავშირი მთელ ტერიტორიაზე ვლინდება, მაგრამ გარდატეხის (ექსტრემალური) მნიშვნელობების წინაცვლებით ცალკეული რეგიონების მიხედვით.

ცხრილი 1

(1) და (2) ფორმულების გასაშუალებული ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობები რეგიონების მიხედვით

N	რეგიონის დასახელება	G ₀ +bE		G ₀ +dE+cE ² +fE ³				
		a	b	c	d	e	f	
1	დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი	საშ.	6.95	-0,048	6,833	0,803	-0,0221	0,00106
		ს.კვ.	0.544	0,035	0,828	0,172	0,0136	0,00114
2	აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე	საშ.	6.94	-0,101	4,136	0,794	-0,0835	0,00238
		ს.კვ.	0.433	0,031	1,318	0,410	0,0394	0,00121
3	კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა	საშ.	6.54	-0,054	5,229	0,557	-0,0809	0,00280
		ს.კვ.	0,800	0,120	0,950	0,342	0,046	0,00226
4	მესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი	საშ.	6.66	-0,054	3,537	1,078	-0,0891	0,00383
		ს.კვ.	0,370	0,060	1,429	0,429	0,0859	0,00086



სურ. 2. კავშირი წყლის ორთქლის დრეკადობასა და საერთო მოდრუბლულობას შორის დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთის (ა) დაკვირვების პუნქტების (1-ანასუელი, 2-ბათუმი 3- დაბლა ციხე, 4- წაღენჯიხა, 5- საქარა) და საქართველოს დანარჩენ ტერიტორიაზე (ბ) განლაგებული პუნქტების მიხედვით (1- თბილისი, 2- გურჯაანი, 3- შირაქი, 4- მამისონის გადასასვლელი, 5- მესტია).

ლიტერატურა

1. Давитая Ф.Ф., Таварткиладзе К.А. Проблема борьбы с градобитием, морозами в суптропиках и некоторыми другими стихийными процессами. Новые аспекты, Тбилиси, Мецниереба, 1982.

2. Таварткиладзе К.А. Некоторые особенности влагосодержания атмосферы в условиях Главного Кавказского Хребта. Труды ЗаКНИГМИ, вып. 22. 1966.

3. Таварткиладзе К.А. К вычислению содержания водяного пара в атмосфере. Сообщ. АН ГССР, т. 43, №1, 1966.

4. Таварткиладзе К.А. Шенгелия И.А. Моделирование вертикального распределения влаги в свободной атмосфере. Сообщ. АН ГССР, т. 111, №3, 1983.

5. ქ. თავართკილაძე, ი. შენგელია, ღრუბლიანობის გავლენა ატმოსფეროს მიწისპირულ ტემპერატურაზე. (ამავე კრებულში).

6. Шенгелия И.А. Моделирование спектрального радиационного поля на территории Западной Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. 130, №1, 1988.

К.А. Таварткиладзе, И.А. Шенгелия

Связь между изменением запаса воды в атмосфере и общей облачностью

Резюме

По среднемесячным данным 39 наблюдательных пунктов за период 1936-1991 гг., на территории Грузии была изучена связь между упругостью водяного пара и общей облачностью атмосферы. Изменение облачности оказывает незначительное влияние на изменение упругости водяного пара. На территории Грузии - два вида указанной связи. В Западной Грузии с увеличением упругости водяного пара (E) облачность (G_0) незначительно уменьшается, при $E > 15$ мб картина меняется - с ростом E увеличивается, и G_0 . В остальных регионах Грузии с ростом E в начале облачность увеличивается, в интервале $8 \text{ мб} < E < 18 \text{ мб}$ облачность уменьшается, а затем опять увеличивается.

К.А. Tavartkiladze, I. A. Shengelia

Relation Between the Water Storage in the Atmosphere and Total Cloudiness

Summary

Relation between the pressure of water vapor and total cloudiness in the atmosphere based on mean monthly data of 39 observation posts during 1936-1991 years in the territory of Georgia has been studied. Change in cloudiness slightly affects the change of water vapor. There are two types of such relation in the Georgian territory. In Western Georgia while the pressure of water vapor (E) increases - cloudiness (G_0), slightly decreases, when $E > 15 \text{ mb}$ the picture changes - when E increases G_0 increases as well. In the rest regions of Georgia with the increase of E - cloudiness at first it increases but within the interval $8 \text{ mb} < E < 18 \text{ mb}$ cloudiness at the beginning decreases and then increases again.



აღმოსავლეთ საქართველოში ელჭექიან დღეთა რიცხვის მრავალწლიური ვარიაციები

ელჭექი ბუნების საშიში მოვლენების კატეგორიას მიეკუთვნება. იგი დიდ საშიშროებას წარმოადგენს საავიაციო ტრანსპორტისათვის, ნავთობ და აირსადენებისათვის, მაღალი ძაბვის ელექტროხაზებისათვის. დიდი ზარალი მოაქვთ ელჭექით გამოწვეულ ტყის ხანძრებს: 6 ათასი ხანძარი 70 მლნ. დოლარზე მეტი ზარალით საშუალოდ წელიწადში - ეს ელჭექების მოქმედების შედეგია მხოლოდ აშშ-ში. 1990-92 წლების მონაცემებით აშშ-ს სამ შტატში (კოლორადო, იუტა, ვაიომინგი) ელჭექებით მიყენებულმა ზარალმა წელიწადში შეადგინა 355 მლნ. დოლ. [1]. ყოფილ საბჭოთა კავშირში მხოლოდ ელექტროგადამცემი ხაზების არასტაბილური მუშაობის გამო ზარალმა წელიწადში 70 მლნ. მანეთს მიაღწია [2]. უამრავი ხალხია დაღუპული ციური ისრებით: ევროპაში სტატისტიკური მონაცემებით ელვისგან საშუალოდ წელიწადში 40 და ამერიკაში კი 232 ადამიანი იღუპება. ცნობილია, აგრეთვე, რომ ელჭექების დროს ხდება გულ-სისხლძარღვთა დაავადებების გამწვავება [3].

ამასთან არ შეიძლება არ აღინიშნოს, რომ ელჭექებს სარგებლობაც მოაქვთ. ისინი დიდ გავლენას ახდენენ ატმოსფეროს ქიმიურ შემადგენლობაზე: ყოველი გაელვების დროს ჰაერში წარმოიქმნება ოზონი, რომელსაც დიდი მნიშვნელობა აქვს დედამიწაზე სიცოცხლის არსებობისათვის; წარმოიქმნება აგრეთვე აზოტის ორჟანგი, რომელიც, როგორც ცნობილია, მეტად საჭირო სასუქს წარმოადგენს. ყოველი გაელვება 2-3 კმ აზოტის ორჟანგს იძლევა. დედამიწის ზედაპირზე წელიწადში წვიმასთან ერთად ბმული აზოტის დაახლოებით 1 მილიონი ტონა ჩამოედინება [4-7]. საშუალოდ დედამიწის ზედაპირზე ელვა ეცემა დღე-ღამეში $8 \cdot 10^6$ ჯერ. ფართობები, რომლებიც უკავია ელჭექებს, ყოველ დღე-ღამეში მერყეობს $4 \cdot 10^5$ კმ²-დან დილის 4 საათზე, $11 \cdot 10^5$ კმ²-მდე 14-20 საათზე [8].

ცნობილია, რომ ელჭექები კლიმატის ერთ-ერთ მთავარ კომპონენტს წარმოადგენენ და საკმაოდ მგრძობობიარენი არიან მისი ცვლილებებისადმი. ამიტომ ამ ბოლო ათწლეულში ძალიან აქტუალური გახდა ელჭექების პარამეტრების და მათზე ანთროპოგენური ზემოქმედების შესწავლა-შეფასება.

საქართველო წარმოადგენს დედამიწის ერთ-ერთ ელჭექსაშიშ რეგიონს, ამიტომ ზემოთ ნახსენები, ელჭექებთან დაკავშირებული საკითხები



საკმაოდ აქტუალურია ჩვენი ქვეყნისათვისაც. ამასთან დაკავშირებით ინფორმაციას ელექტეზზე აქვს არა მარტო სამეცნიერო მნიშვნელოვანი არამედ პრაქტიკულიც - სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგებისათვის.

ამ გამოკვლევის მიზანია ელექტიანობის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი პარამეტრის - ელექტიან დღეთა რიცხვის (ელ.დ.რ.) სივრცულ-დროითი განაწილების და ცვლილების თავისებურებების დადგენა აღმოსავლეთ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე და მასზე განლაგებულ კლიმატურ ზონებში [9].

საქართველოს ტერიტორია, გაბატონებული ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების, ცალკეული რაიონების ფიზიკურ-გეოგრაფიული თავისებურებების, გეოგრაფიული მდებარეობის, რადიაციული სითბოს მიღება-გაცემის და რადიაციული ბალანსის მდგენელების გადახრების, ძირითადი კლიმატური ელემენტების რეჟიმის გათვალისწინებით, დაყოფილია 15 კლიმატურ ზონად. აღმოსავლეთ საქართველოში არის 8 ასეთი ზონა [9]. როგორც სურ. I-დან ჩანს, ეს არის V-VII, X-XII, XIV და XV ზონები.

აღმოსავლეთ საქართველოს თითოეულ კლიმატურ ზონაში ელექტიან დღეთა რიცხვის განაწილების და მისი ცვლილების ტენდენციის (ტრენდის) დასადგენად გამოყენებული იქნა ფიზიკურ-სტატისტიკური მეთოდი [10]. ამ მეთოდს ის უპირატესობა გააჩნია, რომ მისი გამოყენებისას განიხილება დაკვირვებათა გრძელი რიგები, რაც შესაძლებლობას იძლევა გამოვლინდეს ამა თუ იმ კლიმატური პარამეტრის ცვლილება დროშიც და სივრცეშიც.

კვლევის ჩასატარებლად გამოყენებული იქნა აღმოსავლეთ საქართველოს 53 მეტეოსადგურის 1936-1990 წლების თბილი პერიოდის (IV-X თვეები) მონაცემები ელ.დ.რ.-ზე. (სადგურების სია მოყვანილია დანართ I-ში).

ელექტიან დღეთა რიცხვის სივრცული განაწილების დასადგენად გამოთვლილი იქნა ამ პარამეტრის სტატისტიკური მახასიათებლები: მაქსიმალური (max), მინიმალური (min) და საშუალო (n) მნიშვნელობები, სტანდარტული გადახრები (σ) და ვარიაციის კოეფიციენტები (Cv) თითოეულ სადგურისათვის. გამოთვლები წარმოდგენილია ცხრილ I-ში.

ამ ცხრილში მეტეოსადგურები დაჯგუფებულია კლიმატური ზონების მიხედვით (სადგურების ნომრები მოყვანილია დანართ I-ში მოცემული სიის მიხედვით). ეს შესაძლებლობას იძლევა გავანალიზოთ ელექტიან დღეთა რიცხვის სივრცული განაწილება რეგიონის კლიმატური პირობების გათვალისწინებით.

V ზონაა - ზემო და ქვემო ქართლის ვაკე-დაბლობები.

ამ კლიმატურ ზონაში 17 მეტეოსადგურის მონაცემები



სურ. 1

აღმოსაყდეთ საქართველოს ტერიტორიის-დარაიონება კლიმატური ზონების მიხედვით [9].
(რომაული ციფრებით აღნიშნულია კლიმატური ზონები, არაბული ციფრებით- მეტეოსადგურები).



აღმოსავლეთ საქართველოს 53 მეტეოსადგურის 1936-1990 წლების თბილი პერიოდის ელექტიანი დღეთა რიცხვის სტატისტიკური მახასიათებლები.
(სადგურები დანაწილებულია კლიმატური ზონების მიხედვით)

კლიმატური ზონა	სადგურის ნომერი რუკა 1 მიხედვით	სადგურის დასახელება	სიმაღლე ზღვიდან (მ)	დაკვირვებათა პერიოდი (წლები)	სტატისტიკური მახასიათებლები				
					max	min	n	σ	Cv%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
V - ზემო და ქვემო ქართლის ვაკე-დაბლობები	23	თბილისი (ობსერვ)	403	55	52	19	34,0	7,7	23
	33	მარნეული	432	38	61	15	34,4	10,1	29
	24	თბილისი (ამსგ)	470	54	58	21	35,0	9,1	26
	11	ბოლნისი	534	55	67	24	41,7	10,7	22
	39	სამგორი	549	37	50	20	32,5	7,7	24
	35	მუხრანი	550	55	87	22	45,7	12,3	27
	15	გორი	588	53	65	13	34,7	10,5	30
	47	შულავერი	650	31	60	23	40,3	9,4	23
	51	ხაშური	690	50	69	18	43,2	12,9	30
	4	ახალგორი	760	50	44	15	27,9	7,3	26
	25	თბილისი (მთაწმინდა)	766	47	55	11	34,0	9,9	29
	38	საგარეჯო	802	52	55	21	37,9	8,0	21
	48	ცხინვალი	862	53	49	16	29,7	7,5	25
	20	დეშეთი	922	54	77	17	44,6	11,3	25
	14	გომბორი	1085	44	56	17	36,9	9,3	25
	28	თიანეთი	1099	55	71	15	38,6	11,5	30
	34	მთა-საბუეთი	1242	51	42	14	26,9	7,9	29
საშუალო ერთ სადგურზე					60	18	36,7	9,6	26
VI - ალაზნის ქედი	50	წნორი	223	54	51	21	33,0	6,5	20
	31	ლაგოდეხი	362	53	66	18	44,4	10,9	25
	17	გურჯაანი	410	55	61	23	40,0	9,5	24
	45	კვარელი	443	53	59	24	38,2	8,3	22
	7	ახმეტა	567	52	56	12	35,2	11,2	32
	26	თელავი	568	55	73	30	48,8	9,4	12
	40	სიღნაღი	795	39	62	15	42,3	12,7	30
	საშუალო ერთ სადგურზე					61	20	40,3	9,8



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
VII - იორის ხეების მისახდერო სტრუქტურა	13	ტარღაბანი	300	53	54	12	31,4	9,0	29
	46	შირაქი	555	52	50	17	32,3	8,0	25
	41	უღაბნი	750	27	33	10	19,0	5,7	30
	18	გელაფელისწყარო	800	32	56	23	37,7	7,3	19
	საშუალო ერთ სადგურზე					48	16	30,1	7,5
X - აგმ კავასორის მთაწეუა	42	ფახანაური	1070	55	73	17	39,5	10,4	26
	52	გაბუა	1109	47	58	16	32,3	8,5	26
	საშუალო ერთ სადგურზე					66	17	35,9	9,5
XI - აფხოსკეკო კავასორის მთაწეუა	9	ბარისახო	1325	51	64	13	32,0	12,0	38
	16	გულაური	2194	52	72	15	46,5	13,5	29
	21	ურმანი	2240	43	64	24	38,5	9,8	26
	53	ჯერის უღელტეხილი	2395	40	58	15	33,6	11,2	33
	საშუალო ერთ სადგურზე					65	17	37,7	11,6
XII - კავასორის ჩრდილო ყურდობეხი	43	ვახუტეი	1744	38	34	10	22,3	5,7	26
	37	ომალო	1880	34	59	17	35,3	9,5	27
	44	ვახუტეი (მღ/მთ)	3653	42	40	10	23,3	7,3	31
	საშუალო ერთ სადგურზე					44	12	26,9	7,5
XIV - მესხეთის და თრიალეთის ქედების სამხრეთი ყურდობეხი	12	ბორჯომი	789	55	60	21	38,0	8,8	23
	27	თეთრი წყარო	1140	55	69	23	50,6	10,0	20
	2	აღიგერი	1185	41	55	16	35,7	10,1	28
	32	მანგლიხი	1194	55	76	24	56,6	11,3	20
	19	ღმანისი	1256	52	74	21	42,1	10,6	25
	1	აბასთუმანი	1265	55	76	24	49,5	12,1	24
	30	კოჯორი	1338	53	57	17	29,9	8,9	30
	8	ბაკურიანი	1665	55	83	17	52,7	11,8	22
საშუალო ერთ სადგურზე					69	20	44,4	10,5	24
XV - სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის სამხრეთი ნაწილი	6	ახალციხე	982	55	81	23	55,5	11,0	20
	3	ასპინძა	1098	48	65	20	45,9	11,1	24
	49	წალკა	1457	53	52	16	33,0	8,0	24
	5	ახალქალაქი	1716	52	87	25	55,3	11,5	21
	29	კარწახი	1863	50	96	15	51,3	18,2	36
	10	ბოუღაწიანოეკა	2077	36	80	16	51,5	17,4	34
	36	ნინოწმინდა	2100	42	86	37	59,1	12,3	21
	22	ეგრეშოეკა	2112	43	95	19	50,7	16,8	33
საშუალო ერთ სადგურზე					81	21	50,3	13,3	27

განხილული. სადგურების სიმაღლე ზღვის დონიდან იცვლება 403-დან 1242 მ-მდე. აქ არ აღინიშნება ელ.დ.რ-ის წრფივი დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლეზე. საშუალოს მაქსიმალური მნიშვნელობა აღინიშნება ბოლნისში (-48), სიმაღლე ზღ. დონიდან 534 მ., მინიმალური კი მთა-საბუეთში (-27), ეს მაშინ, როცა მისი სიმაღლე ზღ. დონიდან 1242 მეტრია. ზონა ხასიათდება ზომიერი ტენიანობით და მცირე ნალექებით. ჰაერის მასები შემოდინან ჩრდილო-დასავლეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან [11], მთა-საბუეთის ფერდობები ისე არიან განლაგებულნი, რომ ჰაერის მასები მათ გასწვრივ მოძრაობენ, რაც ხელს უშლის მძლავრი კონვექციური ნაკადების წარმოშობას. ამ ზონაში ელჭექების ძირითადი გადაადგილების გზაზე [11] სამი სადგურია - ხაშური, გორი, მუხრანი და ყველა ამ სადგურზე საკმაოდ დიდია ელ.დ.რ-ი -43, 35, 46 შესაბამისად. ბოლნისში და შულავერში ელჭექიან დღეთა დიდი რიცხვი ძირითადად განპირობებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასებით. ზონაში საშუალოდ ერთ სადგურზე მოდის - 37 ელჭექიანი დღე. მათი ცვლილების ინტერვალია 18+60.

VI კლიმატური ზონაა ალაზნის ველი თავისი მთისწინეთით. ზონა შეიცავს კახეთის უმეტეს ნაწილს. განხილულია შვიდი მეტეოსადგურის მონაცემები. სიმაღლეები ზღ. დონიდან იცვლება 223-დან 795 მ-მდე. ელ.დ.რ-ის საშუალოს მაქსიმუმი აღინიშნება თელავში - 49, მინიმუმი წნორში -33. ალაზნის ველს ძირითადად აღწევენ თრიალეთის ქედზე წარმოქმნილი ელჭექები, მაგრამ ციუგომბორის ქედიც არის ელჭექების კერა. მასზე წარმოქმნილი ელჭექები აღწევენ ყვარელს, ლაგოდეხს და საგარეჯოსაც. ელ. დ.რ-ის კაეშირი სიმაღლეებთან აქაც არ არის წრფივი. საშუალოდ ერთ სადგურზე ელ. დ.რ-ი შეადგენს 40, ხოლო ცვლილების ინტერვალია 20+61.

VII კლიმატური ზონაა იორის ზეგანი მოსაზღვრე სტეპებით. რაიონი შედარებით მცირე ტერიტორიას შეიცავს. მასზე განლაგებული ოთხი მეტეოსადგურის მონაცემებია მოყვანილი ცხრილში. მათი სიმაღლეები ზღ. დონიდან იცვლება 300-დან 800 მ-მდე. ყველაზე მაღალი სადგურია დედოფლის წყარო და მასზე საშუალოს მაქსიმალური მნიშვნელობაა -38. მინიმუმი აღნიშნულია სადგურ უდაბნოზე. მაგრამ, როგორც ცხრილიდან ჩანს დაკვირვებათა რიგი მასზე შედარებით მოკლეა და ვარიაციის კოეფიციენტი შედარებით დიდი, ამიტომ მონაცემები არც ისე საიმედოა. არ არის გამორიცხული, რომ ამ კლიმატურ ზონაში ელ.დ.რ-ის და ადგილის სიმაღლეს შორის არსებობს წრფივი დამოკიდებულება და საშუალოს მინიმალური ელ.დ.რ-ი აღინიშნება ყველაზე დაბალ სადგურზე - გარდაბანში (-31). ეს ზონა მშრალი კლიმატით და ტენის უკმარისობით ხასიათდება და შესაბამისად ამ ზონაში ელ.დ.რ-ი წინა ზონასთან შედარებით ნაკლებია. საშუალოდ ერთ სადგურზე აღინიშნება 30 ელ. დ.რ-ი და მათი ცვლილებების ინტერვალია 16+48.

X ზონა აღმოსავლეთ კავკასიონის მთაშუა და მთისწინეთში, რომელიც მეტეოსადგურის მონაცემებია მოყვანილი ცხრილში. მათი სიმაღლეები ზღ. დონიდან შეადგენს 1070 მ. და 1109 მ-ს. საშუალოდ ერთ სადგურზე ელ.დ.რ-ი აღწევს ~36. მიხი ცვლილებების ინტერვალია 17+66. კლიმატი შუამთიანია და ზომიერად ნოტიო.

XI კლიმატური ზონა აღმოსავლეთ კავკასიონის მაღალმთიანეთია, რომელიც შედარებით მცირე ტერიტორიას მოიცავს. ცხრილში მოყვანილია ოთხი მეტეოსადგურის მონაცემები. სადგურების სიმაღლეები ზღ. დონიდან იცვლება 1305 მ-დან 2395 მ-მდე. ელ. დ.რ-ის საშუალოს მაქსიმუმი აღწევს - 47 გუდაურში. გუდაურის ქედიც, [11]-ის თანახმად, ადგილობრივი ელექტების კერას წარმოადგენს. ელ.დ.რ-ის საშუალოს მინიმუმი აღინიშნება ბარისახოში - 32 დღე. საშუალოდ ერთ სადგურზე წელიწადის თბილ პერიოდში ელექტიან დღეთა რიცხვი აღწევს 38-ს, ცვლილების ინტერვალია 17+65. კლიმატი ზონაში მთიანი და ნოტიოა.

XII კლიმატური ზონა კავკასიონის ჩრდილო ფერდობებია. ცხრილში ამ ზონის სამი მეტეოსადგურის მონაცემებია მოყვანილი. სადგურების სიმაღლეები ზღვის დონიდან შეადგენენ 1744, 1880 და 3650 მ-ს. ეს ბოლო - ყაზბეგი მღ/მთ ყველაზე მაღალი სადგურია საქართველოში. დაკვირვებათა რიგები შედარებით მოკლეა და წყვეტილი, ამიტომ მონაცემები არც ისე საიმედოა. მაგრამ მაინც შეიძლება აღინიშნოს, რომ საშუალოდ ერთ სადგურზე ელ.დ.რ-ი ამ ზონაში შეადგენს ~27-ს, რაც საკმაოდ ნაკლებია სხვა ზონებთან შედარებით. კლიმატი მთიანი და ნაკლებ ტენიანი.

XIV კლიმატური ზონა მესხეთისა და თრიალეთის ქედების სამხრეთ ფერდობებს აერთიანებს. მას საკმაოდ დიდი ტერიტორია უკავია. ცხრილში ზონა რვა მეტეოსადგურის მონაცემებითაა გაშუქებული. მათი სიმაღლეები ზღვის დონიდან იცვლება 789-დან 1665 მ-მდე. უმეტესი სადგურების სიმაღლეები 1000 მ-ს აღემატება. ელ.დ.რ-ის საშუალოს მაქსიმუმი შეადგენს -56 (მანგლისი), მინიმუმი კი - 30 (კოჯორი). ამ ზონაში თრიალეთის ქედი არის ადგილობრივი ელექტების კერა [11], ამიტომაც აქ საკმაოდ დიდია ელექტიან დღეთა რიცხვი. საშუალოდ ერთ სადგურზე მოდის 44 ელექტიანი დღე. მაქსიმუმი კი ტოლია 69 და მინიმუმი - 20-ს. კლიმატი მთიანი, ზომიერად ნოტიოა.

XV კლიმატური ზონა მოიცავს სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის სამხრეთ ნაწილს. მოყვანილ ცხრილში რვა მეტეოსადგურის მონაცემებია დამუშავებული. მათი სიმაღლეები ზღ.დ-დან იცვლება 982-დან 2112 მ-მდე. ეს ყველაზე ელექტსაშიში ზონაა საქართველოში. ელექტიან დღეთა რიცხვის საშუალოს მაქსიმუმი აღწევს 59-ს, ხოლო მინიმუმი უდრის 33-ს. აღსანიშნავია, რომ კარწახში და ვერემოვკაში დაკვირვებათა რიგში არის წლები, როცა ელ.დ.რ-ი 95-96 აღწევდა.

საშუალოდ ერთ სადგურზე წელიწადში მოდის 50 ელექტიანი დღე. მათი ცვლილების საზღვრებია 21+81. ეს ზონა დაცულია აღმოსავლეთით შემოჭრებისგან სამხარისა და ჯავახეთის ქედებით. დასავლეთიდან მოსულ ჰაერის მასებს კი თითქმის არ მოაქვთ ტენი. კლიმატი მთიანია და მშრალი.

ცხრილის ანალიზი გვიდასტურებს, თუ რამდენად რთულია ელექტიური აქტივობის ბუნება და რამდენად რთულდება იგი რთულ ოროგრაფიულ პირობებში.

ელექტიან დღეთა რიცხვის მონაცემთა კომპიუტერული ბანკის გამოყენებით აგებულ იქნა აღმოსავლეთ საქართველოში ელ.დ.რ-ის სიხშირის რუკა (სურ.2).

დაკვირვებათა რიგის მდგრადობის დასადგენად ყველა მეტეოსადგურისათვის გამოთვლილია ვარიაციის კოეფიციენტები. ძირითადად დაკვირვებათა რიგები მთელი პერიოდისათვის მდგრადია 20%-დან - 35%-მდე.

იმისათვის, რომ დადგენილიყო ელექტიან დღეთა რიცხვის ტრენდი, მთელი დაკვირვებათა პერიოდი (1936-1990 წწ.) გაიყო ქრონოლოგიურად ორ თანაბარ ნაწილად - 1936-1962 წწ. და 1963-1990 წწ. ტრენდის არსებობის დასადგენად გამოყენებულ იქნა სტიუდენტის t კრიტერიუმი:

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{(n_1 - 1)\sigma_x^2 + (n_2 - 1)\sigma_y^2}{n_1 + n_2 - 2}}} \cdot \sqrt{\frac{n_1 \cdot n_2}{n_1 + n_2}}$$

რომლის საშუალებითაც დადგინდა ტრენდის არსებობა თითოეული მეტეოსადგურისათვის. მიღებული შედეგები წარმოდგენილია შემდეგ ცხრილში (ცხრილი 2).

ცხრილიდან ჩანს, რომ აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე აღინიშნება ელექტიანობის რეჟიმის ცვლილება - სადგურების 51%-ზე ცვლილების ტენდენცია არსებობს, მათ შორის 40%-ზე დადებითია და 11%-ზე უარყოფითი. გარკვეული სიზუსტით შეიძლება აღინიშნოს, რომ ყველაზე დიდი დადებითი ტრენდებია (20 დღეზე მეტი) კარწახში და ბოგდანოვკაში, უარყოფითი კი - ჯვრის უღელტეხილზე - 15 დღემდე. კლიმატური ზონების მიხედვით აღინიშნება შემდეგი:

- V კლიმატური ზონის მეტეოსადგურების თითქმის 60%-ზე აღინიშნება ელ.დ.რ-ის ორივე მიმართულების ცვლილების ტენდენცია;

- VI კლიმატურ ზონაში სადგურების 43%-ზე არსებობს დადებითი ტრენდი;

- VII და XI ზონებში სადგურების მხოლოდ 25%-ზე აღინიშნება ტრენდის არსებობა;



სურ. 2

აღმოსავლეთ საქართველოში ველურთან დღეობა რიცხვის წლიური სიხშირის რუკა.

- X და XIV კლიმატური ზონების სადგურების უმეტეს რაოდენობას ელ-დრ-ის დადებითი ტრენდი არსებობს;

- XII კლიმატური ზონის სადგურების 33%-ზე აღინიშნება უარყოფითი ტრენდი;

- XV ზონის სადგურების 75%-ზე დადგინდა ელექტიან დღეთა რიცხვის ცვლილების ტენდენცია, უმეტეს შემთხვევაში დადებითი

ცხრილი 2

აღმოსავლეთ საქართველოში ელექტიან დღეთა რიცხვის ტრენდები 1936-1962 და 1963-1990 წლების თბილი პერიოდებისათვის

რეგიონი კლიმატური ზონა	მეტეოსადგურების რაოდენობა	დადებითი ტრენდი (+) %	უარყოფითი ტრენდი (-) %	ნულოვანი ტრენდი (0) %
აღმოსავლეთ საქართველო (მთელი ტერიტორია)	53	40	11	49
V	17	41	18	41
VI	7	43	-	57
VII	4	25	-	75
X	2	50	-	50
XI	4	25	-	75
XII	3	-	33	67
XIV	8	37	13	50
XV	8	62	13	25

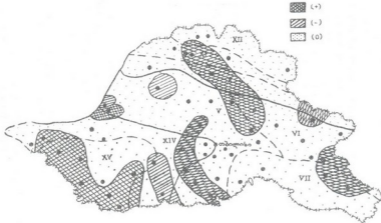
მიმართულებით.

ცხრილიდან 2 ასევე ჩანს, რომ იმ კლიმატურ ზონებში, სადაც მეტეოსადგურების რაოდენობა უფრო დიდია, ტრენდის არსებობის ალბათობა მეტია. ეს გვაძლევს უფლებას ვივარაუდოთ, რომ მეტეოსადგურების უფრო ხშირი ქსელის არსებობისას შესაძლოა ტრენდების პროცენტი უფრო მაღალი ყოფილიყო.

მიღებული მონაცემების და გამოთვლების გამოყენებით აგებული იქნა აღმოსავლეთ საქართველოში ელექტიან დღეთა რიცხვის ტრენდების სქემატური რუკა (სურ. 3).

ელექტიანობის რეჟიმის ცვლილების მიზეზი შეიძლება იყოს ზოგადი ატმოსფერული ცირკულაციის ცვლილება, თერმოდინამიკური პირობების ცვლილება და ასევე ანთროპოგენური ფაქტორების გავლენა.

როგორც [12] ნაშრომიდან გამომდინარეობს, გლობალურ დათბობასთან დაკავშირებით, ჩრდილოეთიდან არქტიკული ანტიციკ-



სურ. 3

აღმოსავლეთ საქართველოში ელექტიან დღეთა რიცხვის ტრენდების რუკა. (განხილული პერიოდები - 1936-1962 და 1963-1990 წლების თბილი პერიოდები).



ლონური შემოჭრები, რომლებსაც ცივი პაერის მასები შემოაქვთ საქართველოში, ბოლო 20 წლის მანძილზე შემცირდა. ამან გამოიწვია თერმული რეჟიმის შეცვლა - დასავლეთ საქართველოში აცივდა, აღმოსავლეთ საქართველოში კი აშკარაა დათბობის პროცესი [13-15].

მაშასადამე, ელჭექიან დღეთა რიცხვის ტრენდების არსებობა ნაწილობრივ მაინც გამოწვეულია ზოგადი ცირკულაციის მიმდინარე ცვლილებით.

თუ შევადარებთ ელ.დ.რ-ის ტრენდების რუკას პაერის მიწისპირა ტემპერატურის ტრენდების რუკასთან [13], დავინახავთ, რომ მათზე ელჭექიან დღეთა ტრენდების არეები ემთხვევა იმ არეებს, სადაც აღინიშნება ტემპერატურების კონტრასტული ცვლილება, როგორც სიდიდით, ასევე მიმართულებით. მაშასადამე, ელჭექიან დღეთა რიცხვის ტრენდის არსებობა დაკავშირებულია თერმული რეჟიმის ცვლილებასთან.

ანთროპოგენური ფაქტორებიდან, [13]-ის თანახმად, ელჭექიანობაზე გავლენას ახდენენ: ღრუბლებზე ზემოქმედება, აეროზოლური გატუჭყიანება და სხვა. როგორც ჩანს რუკა 3-ზე დადებითი ტრენდების არეები საკმაოდ კარგად ემთხვევიან იმ ტერიტორიებს, სადაც 70-80 წლებში ტარდებოდა ინტენსიური ზემოქმედება სეტყვის ღრუბლებზე.

[16] ნაშრომის თანახმად, როცა აეროზოლური გატუჭყიანება მაღალია, ელ.დ.რ-ი მცირდება. ჩვენს მიერ მიღებული შედეგებიდან ეს არ დასტურდება. [14] ნაშრომში მიღებული აღმოსავლეთ საქართველოს გატუჭყიანების სქემატურ რუკის შედარება რუკა 3-თან გვანჩვენებს, რომ მაღალი გატუჭყიანების არეები ელ. დ.რ-ის დადებითი ტრენდების არეებს ემთხვევა.

ამრიგად, ზემოთ აღწერილი გამოკვლევების შედეგად:

- დადგინდა აღმოსავლეთ საქართველოში ელჭექიან დღეთა რიცხვის სიერცული განაწილება კლიმატური ზონების მიხედვით;
- აგებული იქნა ელჭექიან დღეთა სიხშირის რუკა (სურ. 2).
- გამოთვლილი იქნა ელ.დ.რ-ის ტრენდები 1936-1962 და 1963-1990 წლების თბილი პერიოდებისათვის.
- შედგენილია ელ.დ.რ-ის ტრენდების ცხრილი (ცხრ. 2) აღმოსავლეთ საქართველოს მთელ ტერიტორიისათვის და თითოეული კლიმატური ზონისათვის:

- დადგენილია, რომ აღმოსავლეთ საქართველოს 53 მეტეოსადგურის 51%-ზე აღინიშნება ელჭექიან დღეთა რიცხვის ცვლილება, აქედან 40%-ზე - დადებითი ტრენდია და 11%-ზე უარყოფითი.

- აგებულია აღმოსავლეთ საქართველოში ელ.დ.რ-ის ტრენდების სქემატური რუკა (სურ. 3);

- აღწერილობითი მეთოდით დადგენილია კავშირის არსებობა

აღმოსავლეთ საქართველოს მეტეოსადგურების სია, რომელთა მონაცემების საფუძველზე ჩატარდა ელექტიანი დღეთა რიცხვის სივრცულ-დროითი განაწილების და ცვლილების გამოკვლევა

№	სადგურები	განვლი	გრძელი	(სიმაღლე ზღ. დ.) (მ)	№	სადგურები	განვლი	გრძელი	(სიმაღლე ზღ. დ.) (მ)
1	2	3	4	5	28	თიანეთი	42,12	44,97	1099
1	აბახოუზანი	41,75	42,83	1265	29	კარაწახი	41,25	43,28	1863
2	აღოგენი	41,68	42,70	1185	30	კოჯორი	41,67	44,70	1338
3	ასასინძა	41,58	43,25	1098	31	ლაგოდეხი	41,82	46,30	362
4	ახალგორი	42,12	44,48	760	32	მანგლისი	41,70	44,38	1194
5	ახალქალაქი	41,42	43,48	1716	33	მარნეული	41,47	44,82	432
6	ახალციხე	41,63	43,00	982	34	მთა-სამბუეთი	42,03	43,48	1242
7	ახმეტა	42,03	45,22	567	35	მუხრანი	41,93	44,58	550
8	ბაკურიანი	41,73	43,52	1665	36	ნინოწმინდა	41,47	43,87	2100
9	ბაჩისაბო	42,47	44,93	1325	37	ომალა	42,35	45,67	1880
10	ბოგდანოვკა	41,27	43,60	2077	38	საგარეჯო	41,73	45,33	802
11	ბოლნისი	41,45	44,55	534	39	სამეორი	41,72	44,90	549
12	ბორჯომი	41,83	43,40	789	40	სიღნაღი	41,62	45,92	795
13	გარდაბანი	41,45	45,10	300	41	უღანო	41,50	45,38	750
14	გამბორი	41,87	45,22	1085	42	ფასიანური	42,35	44,70	1070
15	გორი	42,98	44,12	588	43	ვახტანგი	42,67	44,65	1744
16	გუდაური	42,47	44,48	2194	44	ვახტანგი (მღ.მთ.)	42,68	44,53	3653
17	გურჯაანი	41,75	45,80	410	45	ყვარელი	41,97	45,83	449
18	დედოფლისწყარო	41,47	46,08	800	46	შირაქი	41,40	46,33	555
19	დმანისი	41,33	44,20	1256	47	მულავერი	41,32	44,75	650
20	დუშეთი	42,08	44,70	922	48	ცხინვალი	42,23	43,98	862
21	ერზანი	42,52	44,25	2240	49	წალკა	41,60	44,08	1457
22	ეუფრემოვკა	41,20	43,75	2112	50	წნორი	41,60	46,05	223
23	თბილისი (ობს)	41,72	44,80	403	51	ხაშური	42,00	43,57	690
24	თბილისი (ამსუ)	41,68	44,95	470	52	ჯაგა	42,40	43,93	1109
25	თბილისი (მთ.წმ.)	41,70	44,78	766	53	ჯგერის უღელტეხილი	42,50	44,45	2395
26	თელავი	41,93	45,48	568					
27	თეთრი წყარო	41,55	44,47	1140					



ელ.დ.რ.-ის ცვლილებასა და სხვა მეტეოპარამეტრების ცვლილებას შორის. კერძოდ ტემპერატურების რეჟიმის ცვლილებასთან და ანთროპოგენურ ფაქტორებთან.

მიღებული შედეგები შეიძლება გამოყენებული იქნას ნავთობ და აირსადენების, მაღალი ძაბვის ხაზების ელექტრადაცვის ორგანიზაციის დროს, მედიცინაში და აგრომეტეოროლოგიაში, ელექტრების პროგნოზის მეთოდის დასაზუსტებლად და სხვა.

1. Holle R., Lopez R. Insured Lighting - Caused Property Damage in Three Western States, I. of App. Meteor., Vol. 35, N8 August, 1996.
2. Базелян Э.М., Горин Б.Н., Левитов В.И. - Физические и инженерные основы, молние-защиты, Л. Гидрометиздат, 1978.
3. ჩლაიძე თ., ამირანაშვილი ვ., ტატიშვილი მ. - ფრონტალური ელექტის შესაძლო გავლენა გულ-სისხლძარღვთა სისტემის პათოლოგიით გამოწვეულ ლეტალობაზე. - სამეცნიერო მოხსენებათა კრებული, მიძღვნილი თბილისის გეოფიზიკური ობსერვატორიის 150 წლისთავისადმი, - თბილისი, - მეცნიერება - 1997.
4. Муранов А. В мире необычных и грозных явлений погоды. - Москва. Просвещение, 1977.
5. Харчилава Д.Ф., Амиранашвили А.Г. - Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии. - Результаты исследований по международным геофизическим проектам., Москва. МГК, 1988.
6. Chamcides W.L. - The Role of Lighting in the Chemistry of the Atmosphere, in Book the Earth's Electrical Environment National Acad. Press., Washington D.C., 1986.
7. Abesalashvili L. Sh., Amiranashvili A.G., Supatashvili G.D. - Results of Rain Water Chemical Content. Investigation in Alazani Volley, Proc. 12, Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Zurich, Switherland, 19-23 August, vol. 2, 1996.
8. Bering E. Few A., Benbrook J. - The Global Electric Circuit., Physics Today, SPSS SCIENCE, Chicago, October 1998.
9. Климат и климатические ресурсы Грузии - Тр. Зак НИГМИ, вып. 44. (50), Л. Гидрометиздат, 1971.
10. Брукс К., Карузерс Н. - Применение статистических методов в метеорологии. - Л. Гидрометиздат, 1968.
11. Гуния С.У.. Грозовые процессы в условиях Закавказья. - Л. Гидрометиздат - 1960.
12. ბერიტაშვილი ბ., ჩოგოვაძე ი. - საქართველოს ტერიტორიაზე დათბობის ცირკულაციური ფაქტორის გამოკვლევა. - გაეროს კლიმატის ცვლილების ჩარჩო კონვენციის ეროვნული ბიულეტენი №8, 1999.
13. თავართქილაძე კ., გზირიშვილი თ., ელიზბარაშვილი ე., მუმლაძე დ., ვაჩნაძე ჯ. - მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი, - პავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. - სამეცნ. სესიის მასალები, თბილისი, "მეცნიერება", 1998.
14. საქართველოში კლიმატის ცვლილების ენერგობალანსური მოდელის შექმნა და კლიმატის ცვლილების ძირითადი მიზეზების

დადგენა-ანგარიში, საქ. მეცნ. აკად. გრანტი №1514, თბილისი, 1998.

15. საქართველოს პირველი ეროვნული უეტეობინება გავრცელებული კლიმატის ცვლილებების კონვენციაზე - კლიმატის კვლევის ეროვნული ცენტრი, თბილისი, 1999.

16. Хайруллин К.Ш., Яковлев Б.Л. - Влияние урбанизации на грозы и град. - Тр. ГГО, вып. 527. 1990.

A.G. Amiranashvili, B.Sh. Beritashvili, I.P. Mkurnalidze

Многолетние вариации числа дней с грозами в Восточной Грузии

Резюме

Представлен анализ пространственно-временных вариаций числа дней с грозами в тёплый период года в условиях Восточной Грузии в период с 1936 по 1990 гг по данным 53 метеорологических станций.

Установлено пространственное распределение числа дней с грозами по климатическим зонам и построена карта распределения указанного параметра грозовой активности.

Проведена оценка трендов числа дней с грозами в период с 1963 по 1990 гг по сравнению с периодом с 1936 по 1962 гг. Получено, что на 40% метеорологических станций отмечаются положительные тренды числа дней с грозами, на 11% - отрицательные тренды, на 49% - отсутствие трендов.

Обсуждаются возможные причины указанной изменчивости числа дней с грозами, в частности, их связь с антропогенными загрязнениями атмосферы и потеплением климата.

A.G. Amiranashvili, B.Sh. Beritashvili, I.P. Mkurnalidze

Long-term Variation of Days with Thunderstorm in the East Georgia

Summary

The analysis of temporal and spacial variations of thunderstorm days during the warm period of the years in the East Georgia for 53 meteorological stations in the period of 1936-1990 is presented.

The spacial distribution of days with thunderstorm according to climatic zones is determined and the map demonstrating the distribution of that index of thunderstorm activity is drawn up.

The trends are estimated for the change in number of thunderstorm days in the period of 1963-1990 relative to the period of 1936-1962. It is established that on 40% of stations positive trends are observed, on 11% of stations - negative trends and on 49% of them the trend is not revealed.

Possible causes of variation of days with thunderstorm are discussed, in particular, their connection with the anthropogenic pollution of the atmosphere and the warming of the climate.

ადმოსავლეთ საქართველოში ღრუბლიანობის ველის მათემატიკური მოდელირების საკითხისათვის

ღრუბლიანობა კლიმატის უმნიშვნელოვანესი მახასიათებელია, რომლის სივრცითი და დროითი განაწილების კანონზომიერებათა ცოდნა აუცილებელია მთელი რიგი თეორიული და პრაქტიკული ხასიათის ამოცანების გადასაწყვეტად. ამ კანონზომიერებათა გამოკვლევა განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ადმოსავლეთ საქართველოსთვის, რომელიც ხასიათდება რთული ორთოგრაფიული პირობებით, მრავალი გასწვრივი თუ განივი ხეობებით, ქვაბულებით, რაც რთულ ცირკულაციას ქმნის და ხელს უწყობს ადგილობრივი ღრუბლიანობის წარმოქმნას ან დაშლას.

დღეისათვის ძირითადად გამოკვლეულია ღრუბლიანობის სხვადასხვა მდგომარეობის განმეორებადობათა გეოგრაფიული განაწილების კანონზომიერებანი [1,2], ღრუბლიანობის განაწილების ემპირიული ფუნქციები და სივრცითი კორელაციური ფუნქციები [3,4], ცის ნათელი და მოღრუბლული მდგომარეობის ალბათობათა სპექტრი, ღრუბლიანობის სხვადასხვა მდგომარეობის ხანგრძლივობა და ღრუბელთა რაოდენობის და ფორმის გავლენა ჰაერის ტემპერატურასა და სინოტივეზე [5]. ქვემოთ ჩვენ განვიხილავთ ღრუბლიანობის განაწილების თავისებურებებს და მათი მათემატიკური მოდელირების შედეგებს ადმოსავლეთ საქართველოს სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობებისა და ხეობებისათვის.

კვლევის ჩატარებისათვის საწყის მასალად გამოყენებული იყო კლიმატოლოგიურ ცნობარში [6] არსებული დაკვირვებათა მონაცემები ღრუბლიანობაზე ადმოსავლეთ საქართველოს 24 მეტეოროლოგიურ სადგურზე, რომლებიც შექმნილია დაგვიანდ შვესებული იყო 1990 წლამდე. აგებული იყო ღრუბელთა რაოდენობის და ღრუბლიანობის სხვადასხვა მდგომარეობის ვერტიკალური განაწილების მრავალრიცხოვანი მრუდები. მათი უმეტესობა კარგად აღიწერება კვადრატული და წრფივი ფუნქციებით. ზოგადი სახით ეს ფუნქცია შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგი გამოსახულებით:

$$N = aH^2 + bH + c \quad (1)$$

სადაც N - ღრუბელთა რაოდენობაა, H - ადგილის სიმაღლე (მ), ხოლო a , b და c - სტატისტიკური პარამეტრები. წრფივი დამოკიდებულების შემთხვევაში $a=0$ ანალოგიურად ჩაიწერება ცის მოღრუბლული და ნათელი მდგომარეობების ალბათობებისთვის (P).

ღრუბელთა რაოდენობის და აეროთექ. ცის მოწმენდილი და მოღრუბლებული მდგომარეობის აღბათობის გამოსაანგარიშებლად ჩვენს მიერ გამოთვლილი სტატისტიკური პარამეტრები სეზონების ცენტრალური თვეებისა და მთლიანად წლისთვის წარმოდგენილია ცხრილებში 1-3.

მოდელური ფუნქცია ფაქტიურ მონაცემებს ძირითადად დამაკმაყოფილებლად აღწერს. ამის მაგალითები წარმოდგენილია სურ. 1-ზე, სადაც ნაჩვენებია ღრუბელთა რაოდენობის ვერტიკალური განაწილება

ცხრილი 1

სტატისტიკური პარამეტრები ღრუბლიანობის რაოდენობის გამოსაანგარიშებლად (I) ფორმულით (N)

თვე ღრუბლიანობა	პარამეტრი	რაიონი					
		თრიალეთის ქედის ჩრდ. ფერდობი	მდ. ფარავნის სეობა	ქაჭკაჭის სამხრ. ფერდობი	გომბორის ქედის ჩრდ. აღმ. ფერდობი	ქვემო ქართლის შპმ	თრიალეთის ქედის სამხ.აღმ. და აღმ. ფერდობი
იანვარი (საერთო)	a-10 ⁶	0	2,13	-0,05	-5,72	-0,13	-5,24
	b-10 ³	-0,36	-5,89	0,24	5,60	-0,32	9,11
	c	7,18	10,03	5,52	5,07	-6,21	2,70
იანვარი (ქველა)	a-10 ⁶	-0,10	1,30	1,56	1,50	0,40	0
	b-10 ³	0,70	-3,50	-5,19	-3,36	4,01	-2,02
	c	3,77	6,51	7,65	5,43	3,01	6,30
აპრილი (საერთო)	a-10 ⁶	0,30	0,70	0,70	-9,01	-0,30	-10,28
	b-10 ³	-0,62	-1,75	-1,79	10,08	0,68	20,94
	c	6,09	7,30	7,50	4,18	6,42	-3,40
აპრილი (ქველა)	a-10 ⁶	0,90	0	2,88	6,08	-1,08	-7,69
	b-10 ³	-2,32	0,35	-8,74	-7,84	3,03	15,31
	c	5,90	3,95	10,41	6,69	3,69	-2,51
ივლისი (საერთო)	a-10 ⁶	-0,06	1,40	0	-15,23	0,27	-10,12
	b-10 ³	0,48	-3,91	1,22	16,79	0,63	20,07
	c	5,46	7,37	4,17	0,57	4,58	-4,34
ივლისი (ქველა)	a-10 ⁶	0	0,10	2,80	0	-0,21	-14,99
	b-10 ³	0,42	-0,13	-8,10	-1,56	2,31	30,31
	c	4,57	4,23	9,10	3,64	2,53	-11,02
ოქტომბერი (საერთო)	a-10 ⁶	-0,03	1,40	-0,10	-9,65	-0,32	-9,35
	b-10 ³	-0,49	-3,91	0,87	10,07	1,11	18,62
	c	6,41	7,37	4,48	3,09	4,99	-3,08
ოქტომბერი (ქველა)	a-10 ⁶	-0,02	0,70	1,30	3,79	0,56	-9,32
	b-10 ³	-0,30	-1,75	-3,50	-5,60	0,39	18,72
	c	4,75	4,60	6,07	5,56	3,83	-4,68
წელიური (საერთო)	a-10 ⁶	0,32	1,34	0,97	-8,52	-0,16	-6,88
	b-10 ³	-1,07	-3,62	-2,61	8,97	0,56	13,2
	c	7,10	7,86	7,38	3,75	5,65	-0,01
წელიური (ქველა)	a-10 ⁶	0,37	0,21	2,49	2,64	-0,63	-8,09
	b-10 ³	-0,91	-0,28	-7,43	-4,48	2,23	15,62
	c	5,09	4,18	9,04	5,39	3,39	-2,82

სტატისტიკური პარამეტრები მოწმენდილი ცის მდგომარეობის
აღბათობის გამოსაანგარიშებლად (I) ფორმულით (P)

თვე ღრუბლიან ობა	პარამეტრი	რაიონი					
		თრიალეთის ქედის ჩრდ. ფერდობი	მდ. ფარაუჩის ხეობა	ცენტ. კავკასიონის სამხრ. ფერდობი	გომბორის ქედის ჩრდ. აღმ. ფერდობი	ქვემო ქართლის მუკამ	თრიალეთის ქედის სამხ.აღმ. და აღმ. ფერდობი
იანვარი (ხაერთო)	a-10 ⁻⁵	0,15	-1,87	-0,84	11,52	-0,79	3,60
	b-10 ⁻²	0,25	4,64	2,84	-12,23	1,48	-4,70
	c	25,92	2,45	12,92	52,26	26,24	37,90
იანვარი (ქვედა)	a-10 ⁻⁵	0,40	0,13	-1,44	4,72	0,17	-5,74
	b-10 ⁻²	-1,67	-0,76	5,12	-3,35	-0,10	15,93
	c	63,42	56,04	12,08	57,81	53,84	-52,30
აპრილი (ხაერთო)	a-10 ⁻⁵	-0,37	0	-1,14	10,15	0	4,44
	b-10 ⁻²	0,79	-0,49	3,23	-11,20	-0,21	-7,76
	c	21,28	31,33	3,89	50,83	24,63	53,42
აპრილი (ქვედა)	a-10 ⁻⁵	-0,89	1,94	-3,38	8,51	-0,85	10,54
	b-10 ⁻²	2,18	-5,92	10,52	-8,95	-0,15	-19,56
	c	32,40	85,31	-30,32	70,41	45,21	124,97
ივლისი (ხაერთო)	a-10 ⁻⁵	0	-0,18	0	13,52	0	7,67
	b-10 ⁻²	-0,23	-0,06	-1,29	-13,95	-1,36	-13,87
	c	31,80	41,48	45,89	71,48	45,08	93,20
ივლისი (ქვედა)	a-10 ⁻⁵	0	1,37	-2,96	14,23	-1,25	15,72
	b-10 ⁻²	-0,24	-4,24	8,12	-14,55	-0,63	-30,93
	c	41,88	74,32	-4,47	97,73	60,12	197,35
ოქტომბერი (ხაერთო)	a-10 ⁻⁵	0	-0,42	0	15,23	0	6,46
	b-10 ⁻²	-0,53	0,86	-0,53	-16,79	-0,73	-11,49
	c	42,71	36,78	42,71	79,25	39,20	79,10
ოქტომბერი (ქვედა)	a-10 ⁻⁵	0	0,70	-1,03	0,64	-0,99	7,26
	b-10 ⁻²	0,37	-2,43	2,74	-5,59	1,68	-12,83
	c	44,76	71,04	32,54	67,23	52,98	99,68
წლიური (ხაერთო)	a-10 ⁻⁵	0	-0,65	-1,03	15,30	-0,58	6,45
	b-10 ⁻²	0	1,49	2,74	-16,79	0,48	-11,49
	c	28,00	25,68	15,50	73,25	31,07	75,10
წლიური (ქვედა)	a-10 ⁻⁵	0	1,15	-2,27	10,30	-0,25	4,82
	b-10 ⁻²	-0,24	-3,65	6,83	-10,07	-1,49	-7,35
	c	47,88	73,78	-1,78	77,98	53,44	69,00

სტატისტიკური პარამეტრები ცის მოღრუბლული მდგომარეობის
 ალბათობის გამოსაანგარიშებლად (I) ფორმულით (P)

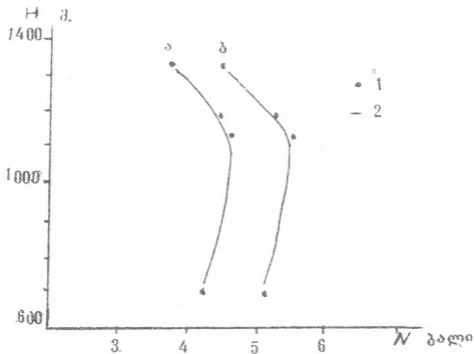
ოქმ ლრუბლიან ობა	პარამეტრი	რაიონი					
		თრიალეთის ქულის ჩრდ. ფერდობი	შდ. ფარაუნის ხეობა	ცენტრ- კავკასიონის სამხრ. ფერდობი	გომბორის ქულის ჩრდ. აღმ. ფერდობი	ქვემო ქართლის ვაკ	თრიალეთის ქულის სამხაღმ. და აღმ. ფერდობი
იანვარი (ხაერთო)	a·10 ⁻⁵	0	3,04	-0,47	-3,43	-1,61	-6,19
	b·10 ⁻²	-0,34	-8,62	1,62	3,36	1,77	12,36
	c	65,70	111,30	36,22	48,01	49,15	-4,37
იანვარი (ქვედა)	a·10 ⁻⁵	0	1,90	1,24	9,86	-1,18	0
	b·10 ⁻²	0,11	-5,23	-3,72	-13,44	1,84	-1,17
	c	38,17	71,09	53,72	78,54	30,54	45,95
აპრილი (ხაერთო)	a·10 ⁻⁵	0,52	2,02	0	-2,79	-1,93	7,31
	b·10 ⁻²	-1,16	-5,72	0,61	3,36	3,32	15,72
	c	64,72	92,54	50,37	48,91	47,78	-24,57
აპრილი (ქვედა)	a·10 ⁻⁵	0,90	1,56	2,72	16,73	-1,67	-11,25
	b·10 ⁻²	-2,32	-4,22	-8,00	-20,16	3,96	24,16
	c	53,09	60,36	84,66	91,53	23,64	-89,03
ივლისი (ხაერთო)	a·10 ⁻⁵	-0,19	1,26	0,83	-10,15	-1,52	-10,54
	b·10 ⁻²	1,04	-3,06	-1,33	11,20	3,83	21,83
	c	39,98	50,33	46,04	6,17	22,87	-69,36
ივლისი (ქვედა)	a·10 ⁻⁵	0,10	1,58	0,98	6,58	0	-12,15
	b·10 ⁻²	0,21	-4,54	-1,27	-8,96	1,94	25,57
	c	36,71	59,33	27,40	45,69	13,61	-105,56
ოქტომბერი (ხაერთო)	a·10 ⁻⁵	0	2,39	-1,55	7,37	-6,68	-5,18
	b·10 ⁻²	-0,52	-7,13	17,83	7,84	11,13	10,94
	c	54,81	89,95	4,46	26,25	15,63	-9,54
ოქტომბერი (ქვედა)	a·10 ⁻⁵	0,12	1,68	1,43	13,30	-1,22	-9,34
	b·10 ⁻²	-0,75	-4,68	-3,59	-16,80	3,16	20,17
	c	44,08	58,73	47,65	79,53	21,63	-70,72
წლიური (ხაერთო)	a·10 ⁻⁵	0	2,73	0,14	-6,22	-1,68	-7,30
	b·10 ⁻²	0,12	-6,81	0,34	6,72	2,68	15,00
	c	53,06	92,00	41,62	31,92	40,52	-24,10
წლიური (ქვედა)	a·10 ⁻⁵	0,61	1,79	2,61	9,36	-1,51	-7,31
	b·10 ⁻²	-1,51	-5,19	-7,51	-12,32	3,40	15,72
	c	47,11	65,43	76,06	66,78	21,17	-48,57



თრიალეთის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ და აღმოსავლეთ ფერდობებში, ოქტომბრის და ივლისის თვეებში.

ჩატარებულმა შეფასებებმა აჩვენებს, რომ მოდელური ფუნქციით გამოთვლისას შემთხვევათა 40%-ში ცდომილება არ აღემატება 5%-ს, ხოლო შემთხვევათა 60%-ში - არ აღემატება 10%-ს. ცდომილება 20%-ს აღემატება მხოლოდ 5-7%-ში. საერთო ჯამში, ასეთი შედეგები შეიძლება დამაკმაყოფილებლად ჩაითვალოს.

(1) ფორმულა და ცხრილებში წარმოდგენილი სტატისტიკური პარამეტრები საშუალებას იძლევა განესაზღვროთ ღრუბელთა რაოდენობა და ცის სხვადასხვა მდგომარეობის ალბათობა ნებისმიერ სიმალღეზე, გამოვიანგარიშოთ ღრუბლიანობის რაოდენობის და ალბათობების გრადიენტები, ჩავატაროთ ღრუბელთა ველის დიაგნოზი, ობიექტური ანალიზი და პროგნოზი. მიღებული შედეგები საფუძვლად დაედება აღმოსავლეთ საქართველოში ღრუბლიანობის რაოდენობის და ცის სხვადასხვა მდგომარეობის ალბათობის დეტალური რუკების აგებას.



სურ. 1. ღრუბელთა რაოდენობის განაწილება თრიალეთის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ და აღმოსავლეთ ფერდობზე: ა) ოქტომბერი, ქვედა იარუსის ღრუბლიანობა; ბ) ივლისი, საერთო ღრუბლიანობა; 1 - ფაქტიური მონაცემები; 2 - მოდელური ფუნქცია

ლიტერატურა:

1. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный и термический режимы территории Грузии. Гр. Тбилизити. вып. 23(29); 1967.
2. Цуцкиридзе Я.А. Облачность. В кн. климат и климатические ресурсы Грузии; 1971.
3. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. О статической структуре поля облачности над Закавказьем. Метеорология и гидрология, №4, 1977.
4. Элизбарашвили Э.Ш., Гонладзе Н.Ш., Власова С.Р., Алборова Б.Г., Попов А.А. О грозовой деятельности в Восточной Грузии. Известия АН СССР, с. географическая, №1, 1983.
5. Элизбарашвили Э.Ш., Попов А.А., Облачность над Закавказьем. Известия АН СССР, с географическая №1, 1981.
6. Справочник по климату СССР. вып. 14, ч. V, 1970.

Э.Ш. Элизбарашвили, Л.Д. Мегрелидзе

К вопросу о математическом моделировании поля облачности в Восточной Грузии **Резюме**

По данным материалов наблюдений 24 метеорологических станций Восточной Грузии исследовано распределение количества облаков и повторяемости ясного, полужасного и пасмурного состояния неба на склонах и в ущельях различной экспозиции. Фактическое распределение характеристик облачности аппроксимировано квадратным трёхчленом. Получены статистические параметры для расчета характеристик облачности по аппроксимирующей функции.

E. S. Elizbarashvili, L. D. Megrelidze

To the Problem of Mathematic Modeling of the Cloudness Field in the East Georgia **Summary**

According to the observations data of 24 meteorological stations of the East Georgia the distribution of quantity of the clouds and repetition of clear, semjclear and dull states of the sky on the slopes and in the ravines with different exposition were researched. The distribution of the cloudiness characteristics is approximated by square trinomial. Statistical parameters were obtained for calculation of cloudiness characteristics by approximated function.

კოლხეთის დაბლობის სადგურების დაგროვილი მიტოროლოგიური მონაცემების შერჩევის შესახებ

საწყისი მონაცემების შერჩევის დროს მათი დამოუკიდებლობის პრინციპის დარღვევა იწვევს უკვე ნაპოვნი სტატისტიკური კავშირების მდგრადობის დარღვევას.

ქვევით, ექვივალენტური რიცხვების ცნების გამოყენებით [1] გადმოცემულია მეთოდი, რომელიც საშუალებას მოგვცემს ისე შევარჩიოთ საწყისი მონაცემები, რომ გარკვეულ თვალსაზრისით ისინი დამოუკიდებელი იყვნენ.

ვთქვათ ჩვენ გაგვანია ამოკრება nN დაკვირვებიდან. თითოეული მეტეოლოგიური წარმოდგენილია $\{X_i(t_j)\}$ სახით, სადაც $i=1, 2, \dots, n$ აღნიშნავს სადგურებს, ხოლო $j=1, 2, \dots, N$ სტუაციების რიცხვს ან დაკვირვებებს დროის მიხედვით. შემთხვევით სიდიდეები $\{X_i(t_j)\}$ კორელირებული არიან.

ისმება ამოცანა, შეიძლება თუ არა მოიძებნოს ისეთი რიცხვი n^1 დამოუკიდებელი ერთგვაროვანი დაკვირვებებისა, რომელიც ექვივალენტური იქნება მოცემული ამოკრებისა, რომელიც შედგენილია კორელირებული $\{X_i(t_j)\}$ ელემენტებისაგან.

თუ დაუშვებთ, რომ განაწილება ნორმალურია და დაკვირვებათა ორი სისტემის პირველი ორი მომენტი ტოლად, მაშინ ცნობილია [1], რომ

$$n^1 = \frac{[trR(t)]^2}{trR^2(t)} \quad (1)$$

სადაც $trR(t)$ არის კორელაციური $R(t)$ მატრიცის კვალი. მატრიცა $R(t)$ არის nN რიგის და ახასიათებს დაკვირვებათა სისტემის ურთიერთკავშირს როგორც სივრცეში ასევე დროში.

ეკრძოდ, თუ განვიხილავთ დროით კავშირს მხოლოდ ერთი სადგურისათვის ($n=1$; $t=1, 2, \dots, N$) მაშინ მატრიცა $R(t)$ ახასიათებს დაკვირვებათა სისტემის ურთიერთკავშირს დროში და აქვს შემდეგი სახე:

$$R(t) = \begin{pmatrix} 1 & r(1) & r(2) & r(3) & \dots & r(m-1) & \dots & r(N-1) \\ r(1) & 1 & r(1) & r(2) & \dots & r(m-2) & \dots & r(N-2) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r(m-1) & r(m-2) & \dots & \dots & \dots & 1 & \dots & r(N-m) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r(N-1) & r(N-2) & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & 1 \end{pmatrix} \quad (2)$$

სადაც $r(\tau)$ წარმოადგენს ავტოკორელაციურ ფუნქციას τ დღის ძვრით დროში.

ასეთ შემთხვევაში ორი ამონაკრების გაბნევის ექვივალენტურობა უნდა განისაზღვროს არა N რიგის მატრიცის მიხედვით [2], არამედ მატრიცით, რომლის რიგია m ($m < N$) (ეს მატრიცა (2) ფორმულაში შემოწერილია პუნქტირით) და რომელიც მიიღება თუ საწყისი მატრიციდან ამოვაგდებთ იმ წევრებს, რომლებსაც ინფორმაციული შემცველობა არ გააჩნიათ. ასეთი ელემენტებია ავტოკორელაციური ფუნქციები ძვრებით $m+1, m+2, \dots, N-1$ დღის ინტერვალით ($\tau-m$).

კოლხეთის დაბლობის 12 სადგურისათვის, სეზონის მიხედვით შედგენილი იქნა არქივი ყოველდღიური საშუალო დღიური ტემპერატურებისგან. გამოყენებული იქნა 1976-85 წლების მონაცემები, რამაც შეადგინა ჯამში 900 დაკვირვება ცალკე ზაფხულის და ცალკე ზამთრის სეზონებისათვის ($N=900$).

თვითოეული სეზონისათვის აგებული იქნა ავტოკორელაციური ფუნქციები ძვრით $\tau = 0, 1, 2, \dots, N-1$ დღე, რის შემდეგ განისაზღვრა მატრიცა $R(t)$ -ს რიგი. ე.ი. m აგებული გრაფიკების ანალიზმა გვჩვენა, რომ რეალურ კორელაციებს აზრი აქვს 8-10 დღე, რის შემდეგ იწყება "ხმაური". აქედან გამომდინარე ოპტიმალურად ჩაითვალა კორელაციის რადიუსი 8 დღის ტოლად ($m=8$).

გამოთვლების შედეგები წარმოდგენილია 1 ცხრილში, საიდანაც ჩანს, რომ თუ ავიღებთ საშუალო დღიურ ტემპერატურებს, დამოუკიდებელ დაკვირვებათა ექვივალენტური რიცხვის მოძებნას მიყვავართ საწყისი დაკვირვებათა რიცხვის 6-ჯერად შემცირებამდე. სხვა სიტყვებით რომ ვთქვათ, თუ ჩვენ გვინდა ამოკრება შევადგინოთ გარკვეულ თვალსაზრისით ოპტიმალურად, მაშინ საშუალო დღიურ ტემპერატურისათვის საჭიროა დაკვირვებათა შორის ინტერვალი შევადგენდეს 6 დღეს.

აღვნიშნოთ, რომ ჩვენს მიერ მიღებულ რეზულტატს გააჩნია კარგი ასსნა მეტეოროლოგიური თვალსაზრისით. მეტეოროლოგიაში უდიდესი მნიშვნელობა აქვს ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდის ცნებას, რომელიც განისაზღვრება როგორც დროის ინტერვალი, რომლის განმავლობაში ბუნებრივ სინოპტიკურ რეგიონში შენარჩუნებულია ცირკულაციის გარკვეული ტიპი. ასეთი პერიოდების ხანგრძლივობა შეადგენს



საშუალოდ 6-8 დღეს. თუ ჩვენ დაკვირვებათა შორის აუცილებელია დროის ინტერვალად მივიღებთ 6 დღეს, მაშინ ამ ინტერვალში გამოირიცხება სიტუაციების განმეორების აღრიცხვა. ე.ი. გამოვირიცხავთ დუბლირებულ სიტუაციებს. მეორეს მხრივ 6-დღიანი დროის ინტერვალის საკმარისად მცირეა იმისათვის, რომ აღრიცხვიდან არ გამოგვეპაროს რაიმე ელემენტარული (მცირეოდროიანი) პროცესის ტიპი.

მიღებული რეზულტატების შედეგად შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ კოლხეთის დაბლობის სადგურებისათვის, საშუალო დღიური ტემპერატურებისათვის, დამოუკიდებელ მეტეოროლოგიური დაკვირვებათა ამონაკრების შესადგენად, გარკვეული თვალსაზრისით ოპტიმალურად შეიძლება ჩაითვალოს 6-დღიანი ინტერვალი. ეს დასკვნა ემთხვევა ადრე სხვა მასალებზე და სხვა ელემენტებისათვის მიღებულ რეზულტატებს [2].

ცხრილი 1

კოლხეთის დაბლობის სადგურებისთვის ჰაერის საშუალო დღიური ტემპერატურის დამოუკიდებელ დაკვირვებათა ექვივალენტური რიცხვები N=900 დამოკიდებული დაკვირვებების მიხედვით.

სადგური	ზამთარი	ზაფხული
1. სოხუმი	140	129
2. გაგრა	143	132
3. ზუგდიდი	155	158
4. სენაკი	150	145
5. სამტრედია	147	155
6. ხობი	150	143
7. ფოთი	140	136
8. ქუთაისი	143	183
9. ლანჩხუთი	150	155
10. კობულეთი	145	147
11. ანახეული	143	145
12. ბათუმი	147	150

1. Тер-Мктчян М.Г. К определению числа независимых станций, "эквивалентных" данной системе коррелированных станций. "Метеорология и гидрология", №2, 1969.

2. Д.А. Мдинарадзе, Г.А. Робиташвили, Г.К. Сулаквелидзе, "К отбору независимых метеорологических данных" сообщения АН ГССР, 68, №2, 1972.

Д.А. Мдинарадзе, Т.П. Давиташвили, Г.Ш. Геладзе, Д.И. Вачнадзе

К отбору независимых метеорологических данных для станций Колхидской низменности

Резюме

Предлагается метод отбора независимых метеорологических наблюдений и даётся физическая интерпретация полученных результатов.

D.A. Mdinardze, T.P. Davitashvili, G.Sh. Geladze, G.I. Vachnadze

On the Choice of Independent Meteorological Data for Stations of the Kolkhida Lowland

Summary

It is suggested the method of choice of the independent meteorological observations. Calculation results have good physical interpretation.



ატმოსფეროს ანთროპოგენური და ფონური ბაზუზჰიანების თავისებურებანი ზღვისპირა ზონაში

1979 წლიდან შავი ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროზე და მასთან მიმდებარე მაღალმთიან ზონაში, ხუთი წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა სპეციალური დაკვირვებები რადიაციის აეროზოლურ შესუსტებაზე. გამოკვებები სპექტრული გამჭვირვალობის განსაზღვრის მიზნით ხორციელდებოდა მოწმენდილი ცის პირობებში ინტერფერენციული შუქ ფილტრების დახმარებით, სპექტრის 0,37-1,0 მკმ ინტერვალში. აპარატურა და გაზომვის მეთოდი აღწერილია ნაშრომში [2].

დაკვირვებები 1979-83 წწ. ყოველწლიურად ტარდებოდა ორ ეტაპად, ივნის-ივლისში უშუალოდ ზღვისპირა ზონაში, ხოლო აგვისტო-სექტემბერში ზღვასთან მიმდებარე მაღალმთიან ზონაში.

ნაშრომის მიზანს წარმოადგენს ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ერთ-ერთი ძირითადი მახასიათებლის - სპექტრული აეროზოლური ოპტიკური სიმკვრივის დროითი ვარიაციების შესწავლა ფონური და ანთროპოგენური წარმოშობის აეროზოლების შემთხვევაში. ატმოსფეროს ფონური გაჭუჭყიანება (ფონური აეროზოლები) და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანება (ანთროპოგენური აეროზოლები) პირობითი ტერმინებია, მათ ქვეშ იგულისხმება ატმოსფეროს მდგომარეობა მაღალმთიან ზონაში, რომელიც დაშორებულია წარმოების ობიექტებიდან (ფონური აეროზოლები) და ატმოსფერო ინდუსტრიულად განვითარებულ რეგიონში (ანთროპოგენური აეროზოლები).

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის შეფასების მიზნით შერჩეული იქნა მონაცემები აეროზოლების ოპტიკური სისქეებისა, რომლებიც გამოძლი იყო ტალღის სივრთეზე ცენტრით $\lambda=0.547$ მკმ

ცალ-ცალკე მაღალმთიანი და ზღვისპირა ზონებისთვის გამოთვლილი იქნა აეროზოლური ოპტიკური სიმკვრივის განაწილებების ალბათობები შესაბამისი ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანებისათვის. მთელი პერიოდისთვის განსაზღვრული იქნა ოპტიკური სიმკვრივის მნიშვნელობები, შესაბამისი ალბათობებისა 0,2; 0,4; 0,6; 0,8. ამან საშუალება მოგვცა დაკვირვების მთელი მასალა დაგვეყო ხუთ ნაწილად ერთნაირი 0,2-ის გოლი ალბათობებით.

აღნიშნული ალბათობების შესაბამისი ოპტიკური სიმკვრივეები: $\tau_{0,55}=0,14; 0,19; 0,24$ და $0,31$ ფონური გაჭუჭყიანების შემთხვევაში და $\tau_{0,55}=0,25; 0,34; 0,45; 0,53$ ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების შემთხვევაში. ამრიგად, მთელი ექსპერიმენტული მასალა (როგორც ფონური, ისე ანთროპოგენური) ატმოსფეროს დაჭუჭყიანების ხუთ სხვადასხვა დონეს დაახასიათებს. პირველი დონე გააერთიანებს იმ ექსპერიმენტულ მონაცემებს, რომელთა მნიშვნელობები $\tau_{0,55} \leq 0,14$ ფონური გაჭუჭყიანების შემთხვევაში და $\tau_{0,55} \leq 0,25$

ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების დროს. პირობითად აღნიშნულ დიაპაზონს ვუწოდოთ "ძალიან სუფთა" აგმოსფერო. შემდეგ ღონეებს შესაბამისად ვუწოდოთ "სუფთა" "ნორმალური", "ჭუჭყიანი" და უკანასკნელს - "ძლიერ ჭუჭყიანი" აგმოსფერო.

გამოვიყენეთ რა საზღვრები ამ ხუთი გემოთ აღნიშნული წესით ფორმირებული ჯგუფისთვის და ალბათობათა განაწილების გამოთვლილი სიმკვრივეები, შევადგინეთ ცხრილი I (ცხრილში მოყვანილი ციფრები გამოხატულია %-ში).

ცხრილი I გვიჩვენებს, რომ გაჭუჭყიანების დონის ცვლილება მღვისპირა ზონაში, და მასთან მიმდებარე მაღალმთიანი ზონისთვის არსებითად სხვადასხვაა. მაგალითად, ყველაზე ჭუჭყიანი აგმოსფერო მაღალმთიან ზონაში დაიკვირება 1979 წელს, მაშინ როდესაც "ძალიან სუფთა" ანდა "სუფთა" აგმოსფერო ყველა დაკვირვებული შემთხვევიდან შეადგენს მხოლოდ 8%, ხოლო "ჭუჭყიანი" და "ძლიერ ჭუჭყიანი" - 76%.

რაც შეეხება მღვისპირა ზონას აქ ყველაზე ჭუჭყიან წელიწადს წარმოადგენს 1983 წელი, რამდენადაც "ძალიან სუფთა" და "სუფთა" აგმოსფერო შეადგენს მთლიანად 1%-ს, ხოლო "ჭუჭყიანი" და "ძალიან ჭუჭყიანი" - 77%. სხვადასხვა წლებში აღინიშნება აგმოსფეროს მინიმალური გაჭუჭყიანება. მაღალმთიან ზონაში - 1981 წელს ("ძალიან სუფთა" და "სუფთა" შეადგენს 80%, "ჭუჭყიანი" და "ძალიან ჭუჭყიანი" - 7%), ხოლო მღვის სანაპირო ზონაში 1980 წელს ("ძალიან სუფთა" და "სუფთა" - 64%, "ჭუჭყიანი" და "ძალიან ჭუჭყიანი" - 15%).

1979-1983 წწ-ის განმავლობაში ადგილი ჰქონდა რიგ ძლიერ ვულკანურ ამოფრქვევებს, ამოფრქვევის პროდუქტები ღებულობენ მონაწილეობას აგმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებში და დიდი ხნის განმავლობაში შეუძლიათ აგმოსფეროში დაყოვნება. ამჟამად ვულკანების ამოფრქვევის შემოქმედების ეფექტი აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის გაზრდაზე ძირითადად შესამჩნევი იქნება ფონური გაჭუჭყიანების პირობებში. ამ პერიოდისთვის რიგი ვულკანური ამოფრქვევებიდან უნდა აღინიშნოს - სენგხელენსი (1980 წ. მაისი) და ელ-ჩინონე (1982 წ. მარტი-აპრილი). მიუხედავად იმისა, რომ ორივე ეს ვულკანი იმყოფება ჩრდილო ამერიკის მაგერიკზე, მათი გავლენა (განსაკუთრებით ელ-ჩინონესი) აღმოჩენილია ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე [1]. ცხრილი I-დან ჩანს 1982 წელს მაღალმთიან ზონაში ხდება აგმოსფეროს "ჭუჭყიანი" და "ძალიან ჭუჭყიანი" მდგომარეობის გაზრდა, რის მიზეზიც შეიძლება იყოს სწორედ შვეით ხსენებული ამოფრქვევა. მაგრამ, როგორც აღნიშნული იყო აგმოსფეროს ფონური მდგომარეობის მაქსიმალური გაჭუჭყიანება დაიკვირება 1979 წელს. ხოლო შემდეგ ორი მომდევნო წელს დაიკვირება მისი ვასუფთაება. შესაძლებელია ეს მოვლენა განპირობებულია რაიმე შემთხვევით გაჭუჭყიანების ძლიერი ფაქტორის გავლენით (შედარებით სუსტი, მაგრამ ახლომდებარე ვულკანის ამოფრქვევით, ან გყის ხანძრებით).

ატმოსფეროს ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების
დახასიათება 1979-1983 წწ.

ატმოსფეროს მდგომარეობა	დიაპაზონი	ფონური					დიაპაზონი	ანთროპოგენური დიაპაზონი				
		1979	1980	1981	1982	1983		1979	1980	1981	1982	1983
ბაღიანი სუფთა	<0.14	0	22	43	10	20	<0.25	17	30	28	30	0
სუფთა	0.14 ÷ 0.19	8	24	37	22	18	0.25 ÷ 0.34	19	34	19	25	1
ნორმალური	0.19 ÷ 0.24	16	19	13	24	24	0.34 ÷ 0.45	33	21	11	12	22
გაჭუჭყიანებული	0.24 ÷ 0.31	26	14	5	31	28	0.45 ÷ 0.53	15	8	12	18	41
ბღიერ ჭუჭყიანი	>0.31	50	21	2	13	10	>0.53	16	7	30	15	36

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების პროცესის ფორმირებაში დიდი როლი ეკუთვნის ჰაერის მასების აღვექციას, იმ რეგიონებში რომლებიც დაცილებულია ერთმანეთისაგან რამოდენიმე ათეული კილომეტრით ატმოსფერული გაჭუჭყიანების ცვლილება დროში საკვებით სხვადასხვანაირია.

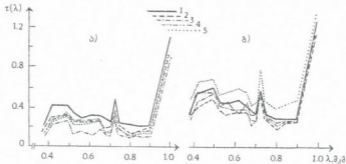
ატმოსფეროს სპექტრული გამჭვირვალობის გამოშვების დიდი როლენობა საშუალებას გვაძლევს შევაფასოთ $\tau_{0.55}$ -ის ცვლილება დღის განმავლობაში, როგორც ატმოსფეროს ფონური, ასევე ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების შემთხვევაში. ამ მიზნით დაკვირვების მთელი მასალა დაყოფილი იყო ხუთ ჯგუფად ადგილობრივი დეკრეტული დროის მიხედვით (10 საათამდე, 10 საათიდან - 12 საათამდე, 12 საათიდან - 14 საათამდე, 14 საათიდან 16 საათამდე და 16 საათის შემდეგ).

როგორც ცხრილი 2-დან ჩანს აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის დღიური სვლა ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების პირობებში, ასევე განსხვავებიან ერთმანეთისაგან (ფრჩხილებში მოცემულია საშუალო კვადრატული გადახრები). ფონური მდგომარეობისა და დიდიდან შუაღამემდე თითოეული წლისთვის აღინიშნება აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ზრდა. შუაღამის შემდეგ უმეტეს შემთხვევაში ოპტიკური სიმკვრივე მცირდება, გამონაკლისს წარმოადგენს 1982 და 1983 წლები.

ატმოსფეროს ანთროპოგენური გაჭუჭყიანება ხასიათდება $\tau_{0.55}$ -ის შემცირებით დღის საათებში. შედარებით მდგრადი ცვლილებით ხასიათდება ატმოსფეროს ანთროპოგენური გაჭუჭყიანება შუაღამის შემდეგ.

დიდი პრაქტიკული გამოყენება აქვს აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ცვლილებას გაღმის სიგრძის მიხედვით ანუ $\tau(\lambda)$ სპექტრულ სვლას.

ნახ. 1-ზე აგებულია აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის სპექტრული სვლა ატმოსფეროს ფონურ (ა) და ანთროპოგენურ (ბ) გაჭუჭყიანებისას ცალკეული წლების მიხედვით. (სამი ინტერფერენციული სექვლანტების გაშვების ზოლები განლაგებული იყო წყლის ორიქლის შთანთქმის უბნის მივით. რაც მკვეთრად გამოიკვეთა ნახაზზე).



სურ. 1. აეროზოლების ოპტიკური ხიმკერივის სპექტრალური ხელა ფონური (ა) და ანთროპოგენური (ბ) გატეხვიანებისას. (მრული 1 - 1979 წლის მონაცემებით, 2 - 1980 წ., 3 - 1981 წ., 4 - 1982, და 5 - 1983 წ.)

ცხრილი 2

აეროსოფლების ოპტიკური ხიმიკონივის დღიური სვლა

დაკვირვების დრო	ფორტოვი გაშვებისათვის					ანთროპოსფერო გაშვებისათვის				
	1979 წ.	1980 წ.	1981 წ.	1982 წ.	1983 წ.	1979 წ.	1980	1981 წ.	1982 წ.	1983 წ.
09 საათამდე	0.275 (0.0055)	0.232 (0.0100)	0.157 (0.0018)	0.196 (0.0006)	0.239 (0.0066)	0.462 (0.0186)	0.404 (0.0129)	0.423 (0.0159)	0.393 (0.0193)	0.530 (0.0022)
09 საათიდან 12 საათამდე	0.311 (0.0050)	0.242 (0.0085)	0.183 (0.0026)	0.229 (0.0060)	0.222 (0.0055)	0.430 (0.0198)	0.306 (0.0162)	0.391 (0.0204)	0.389 (0.0213)	0.565 (0.0022)
12 საათიდან 14 საათამდე	0.330 (0.0044)	0.256 (0.0111)	0.202 (0.0030)	0.249 (0.0055)	0.249 (0.0059)	0.438 (0.0225)	0.286 (0.0196)	0.399 (0.0234)	0.373 (0.0149)	0.561 (0.0046)
14 საათიდან 16 საათამდე	0.314 (0.0062)	0.253 (0.0075)	0.214 (0.0030)	0.277 (0.0028)	0.261 (0.0038)	0.407 (0.0140)	0.296 (0.0162)	0.436 (0.0297)	0.321 (0.0144)	0.463 (0.0047)
16 საათის შემდეგ	0.311 (0.0036)	0.221 (0.0040)	0.170 (0.0025)	0.289 (0.0029)	0.264 (0.0062)	0.361 (0.0128)	0.345 (0.0065)	0.471 (0.0371)	0.385 (0.0258)	0.443 (0.0030)

თუ ვანიცხილავთ 0,4-0,9 მკმ სპექტრულ ინტერვალს და გამოვიცხავთ წყლის ორთქლს შთანთქმის ზოლებს 0,70-0,74 მკმ - სპექტრის უბანში, მაშინ გარკვეული მიახლოებით აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის სპექტრული სელა შეიძლება აპროქსიმირებული იქნას ანგსტრემის ცნობილი ემპირიული ფორმულით

$$\tau = a\lambda^{-n}$$

სადაც a და n ემპირიული პარამეტრებია. ეს პარამეტრები გამოთვლილი იყო უმცირეს კვადრატთა მეთოდით (λ გამოსახული იყო მკმ-ში) და გამოთვლის შედეგები მოცემულია ცხრილ 3-ში. ცხრილის პირველ ორ სტრიქონში მოცემულია a და n პარამეტრების მნიშვნელობები ანგსტრემის ფორმულიდან, ხოლო მესამეში საშუალო კვადრატული გადახრები (σ).

როგორც ცხრილიდან ჩანს ხარისხის მაჩვენებლის (n) გასაშუალებული მნიშვნელობები ახლოსაა 1-თან. ამავე დროს ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების შემთხვევაში n ცოტათი მეტია ვიდრე ფონური გაჭუჭყიანების შემთხვევაში. თუ ვიგულისხმებთ, რომ აეროზოლური ნაწილაკების გარდატეხის კომპლექსური მაჩვენებლები ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანებულებისათვის დაახლოებით გოლია, მაშინ შეიძლება დავასკვნათ, რომ ფარდობითი ზომები ანთროპოგენური აეროზოლური ნაწილაკებისა მცირეა ვიდრე ფონურის.

აღსანიშნავია, რომ ანგსტრემის ფორმულის გამოყენებისას ხშირად ხარისხის მაჩვენებელს უგოლებენ 1-ს. რომ შევაფასოთ ასეთი დაშვების სიზუსტე ცხრილში 3 მოცემულია a კოეფიციენტის გამოთვლილი მნიშვნელობები ცალკეული წლებისათვის იმის დაშვებით, რომ $n=1$. როგორც ცხრილიდან ჩანს საშუალო კვადრატული გადახრა ამ დაშვებისას პრაქტიკულად არ იცვლება.

ცხრილი 3-ის მონაცემები არ იძლევა a და n პარამეტრების შესაძლო ცვლილების საზღვრების განსაზღვრის საშუალებას.

რომ შევაფასოთ ეს საზღვრები განსაზღვრული იყო მათი მნიშვნელობები ყოველი ცალკეული შემთხვევისათვის და შემდეგ გამოთვლილი იყო ამ მნიშვნელობების ალბათობათა განაწილების ფუნქცია.

გამოთვლების შედეგები მოცემულია ნახ. 2-ზე, რომლის აბცისთა ღერძზე გადამოშლილია n , ხოლო ორდინატზე შესაბამისი ალბათობანი. მიუხედავად იმისა, რომ გაერთიანებულია ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების ყველა მნიშვნელობები, ხარისხის მაჩვენებლის n -ის ცვლილების დიაპაზონი ვიწრო საზღვრებშია (0,7-1,3).

აგმოსფეროს სპექტრული გამჭვირვალობის ექსპერიმენტული გამოკვლევები საშუალებას გვაძლევს გავაკეთოთ შემდეგი დასკვნები:

1. დადგენილია აგმოსფეროს გაჭუჭყიანების ერთ-ერთი ძირითადი მახასიათებლის - აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ფაქტორი ცვლილების საზღვრები, 0,55 მკმ გალღის სივრცისთვის. მისი ცვლილების დიაპაზონი

ცხრილი 3

ანგსტრემის ფორმულის პარამეტრები ფონური და ანთროპომეტრიკული გაზუჭვიანებისათვის

ვაჭუჭვიანების სახე		ფონური					ანთროპომეტრიკული			
		1979	1980	1981	1982	1983	1980	1981	1982	1983
წლები										
ანგსტრემის ფორმულის პარამეტრები	მ	0.184	0.157	0.096	0.144	0.126	0.165	0.218	0.188	0.360
	ა	1.024	0.784	0.947	0.936	1.042	1.101	1.102	1.133	0.718
	შე	0.025	0.028	0.028	0.043	0.049	0.042	0.034	0.048	0.043
პარამეტრი, როცა	ა	0.186	0.142	0.094	0.139	0.129	0.194	0.228	0.205	0.317
	შე	0.025	0.029	0.028	0.043	0.049	0.042	0.035	0.048	0.043

დაყოფილია 5 გოლ ინგერეალად, რომელთა საზღვრები ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანებისათვის მოცემულია ცხრილ 1-ში.

2. განსაზღვრულია ფონური და ანთროპოგენური გაჭუჭყიანების აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის დღიური სვლა. დადგენილია რომ ფონური გაჭუჭყიანების პირობებში აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივე განიცდის უმნიშვნელო ზრდას შუადღემდე, ხოლო შემდეგ მცირდება.

3. სპექტრული სვლა ხილულ და მახლობელი ინფრაწითელ უბნებში სგაბილურია. 80%-ით და მეტით ალბათობით იგი აღიწერება ანგსტრემის ფორმულით და ხარისხის მაჩვენებელი ახლოსაა 1-თან.

შეჯამება:

1. Берошвили Л.И. Особенности загрязнения атмосферы над Тбилиси. Сообщ. АН ГССР, т. 132, 1988.
2. Таварткиладзе К.А. Об использовании интерференционных светофильтров для измерения спектральной прозрачности атмосферы. Сообщ. АН ГССР; т. 72, №1, 1973.
3. Таварткиладзе К.А. Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы. Тбилиси. Мецниереба, 1989.

К.А. Таварткиладзе, Г.А. Местиашвили

**Особенности фонового и антропогенного загрязнений
атмосферы в прибрежной зоне**

Резюме

По измеренным данным спектральной прозрачности атмосферы за пять лет в видимом и близком инфракрасном интервалах солнечного спектра установлены равные по вероятности нормы пяти интервалов возможных значений аэрозольной оптической плотности, характеризующие разные степени фонового и антропогенного загрязнений атмосферы. Рассмотрен дневной ход фонового и антропогенного загрязнений. Приведён спектральный ход аэрозольной оптической плотности и рассчитаны эмпирические параметры Онгстрема в видимой и близкой инфракрасной областях спектра для условий прибрежной зоны.

К.А. Tavartkiladze, G.A. Mestiashvili

**Peculiarities of Atmosphere Background and Anthropogenic
Pollution in the Coastal Zone**

Summary

According to the measured data of atmosphere spectral limpidity during five years with visible and close infrared intervals of the sunlight spectrum, equivalent to their probability standards, five intervals of possible aerosol optical density which characterize different levels of atmosphere background and anthropogenic pollution were fixed. Day time motion of background and anthropogenic pollutions was considered. For conditions of the coastal zone the spectral motion of aerosol optical density is given and the Ongstrom empiric parameters are calculated both in visible and infrared ranges of spectrum.

ს ა რ ჩ ე ვ ი

<p>ი. შენგელია, კ. თაყარტყილაძე ციკლური ცვლილებები ტროპოსფეროში</p>	5
<p>ა. კორძაძე, დ. დუმეტრაშვილი ზღვა-ხმელეთი-ატმოსფეროს კლიმატური სისტემის რეგიონალური ჰიდროდინამიკური მოდელი</p>	16
<p>კ. თაყარტყილაძე, ი. შენგელია ღრუბლიანობის გავლენა ატმოსფეროს მიწისპირულ ტემპერატურაზე</p>	31
<p>ზ. ხუდელიძე, თ. დავითაშვილი, ხ. შარიქაძე, ქ. ინანაშვილი კლიმატის ზოგიერთი თვისებურებების შესახებ საქართველოს ტერიტორიაზე</p>	46
<p>ა. ამირანაშვილი, ვ. ამირანაშვილი, თ. ბლიაძე, ა. ნოღია, ვ. ჩიხლაძე, მ. ბახსოლიანი, თ. ხუროძე კახეთში სუბჰუმანობის მრავალწლიური ცვალებადობის თვისებებზე</p>	58
<p>დ. მუშლაძე, ი. შენგელია ქვეფენილი ზედაპირის ანთროპოგენური ცვლილებები საქართველოში (უკანასკნელ ათწლეულებში)</p>	80
<p>დ. მუშლაძე, გ. გაგუა არიდოზაციის პროცესი აღმოსავლეთ საქართველოში, როგორც გლობალური დათბობის ერთ-ერთი გამოვლინება</p>	93
<p>ჟ. ხარჩილაყა, ვ. ამირანაშვილი ვ. ჩიხლაძე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, ოზონისა, კაბრის ტემპერატურასა და სინოტივუს შორის ურთიერთდაკავშირებულობა თბილისის მაგალითზე</p>	100

ჯ. ხარჩილაძე ვ. ჩიხლაძე
ტროკოსფეროს ქვედა ბაჭუჭყინანებულ ჰაერის ფენაში
ოზონის წარმოშობის და დაშლის კირითადი ქიმიური
რეაქციები და მათი გუდგივების შემასება თბილისისათვის 110

ზ. ხედელიძე, ნ. რაშივილი, ა. ჩიტაძე,
თ. შალამბერიძე, ე. თაგვაძე
ატმოსფერული პროცესების დინამიკა და
მთიანი რეგიონის კლიმატი 116

კ. თვართქილაძე, ი. შენგელია
ატმოსფეროში ფულის მარაგის ცვლილების
კავშირი სავაითო მოღრუბლულობასთან 128

ა. ამირანაშვილი, მ. ბერიტაშვილი, ი. მკურნალიძე
აღმოსავლეთ საქართველოში მლქჰინა დღეთა
რიცხვის მრავალწლიური ვარიაციები 134

ე. ელიზბარაშვილი, ლ. შვერელიძე
აღმოსავლეთ საქართველოში ღრუბლიანობის ველის
მათემატიკური მოდელირების საკითხისათვის 150

ჯ. მდინარაძე, თ. დავითაშვილი,
გ. გელაძე, ჯ. ვაჩნაძე
კოლხეთის დაბლობის საღებურებისთვის დამოუკიდებელი
მეტეოროლოგიური მონაცემების შერჩევის შესახებ 156

კ. თვართქილაძე, გ. მესტიაშვილი
ატმოსფეროს ანთროპოგენური და ფონური ბაჭუჭყინანების
თავისებურებანი ზღვისპირა ზონაში 160

Содержание

И.А. Шенгелия, К.А. Таварткиладзе Циклические изменения в тропосфере	16
А.А. Кордзадзе, Д.И. Деметрашвили Региональная гидродинамическая модель климатической системы море-суша-атмосфера	30
К.А. Таварткиладзе, И.А. Шенгелия Влияние облачности на околоземную температуру атмосферы	45
З. В. Хведелидзе, Т. П. Давиташвили, Х.Р. Шарикадзе, К.М. Иванашвили О некоторых особенностях климата на территории Грузии	56
А.Г. Амирашвили, В.А. Амирашвили, Т.Г. Блиядзе, А.Г. Нодия, В.А. Чихладзе, М.Г. Бахшалиани, Т.В. Хурцдзе. Особенности многолетней изменчивости градобитий в Кахетии	78
Д.Г. Мумладзе, И.А. Шенгелия Антропогенные изменения подстилающей поверхности в Грузии (за последние десятилетия)	92
Д. Г. Мумладзе, Г. И. Гагуа Процессы аридизации в Восточной Грузии, на фоне глобального потепления	99
Дж. Ф. Харчилава, В.А. Амирашвили, В.А. Чихладзе Взаимосвязь озона, температуры и влажности воздуха в приземном слое атмосферы на примере г. Тбилиси	108

<p>Дж. Ф. Харчилава, В.А. Чихладзе Основные химические реакции образования и распада озона и оценки их постоянных в нижнем загрязненном слое тропосферного воздуха применительно к условиям г. Тбилиси</p>	114
<p>З.В. Хведелидзе, Н.Б. Рамишвили, А.Е. Читаладзе, Т.Ш. Шаламберидзе, Э.В. Тагвадзе Динамика атмосферных процессов и климат горных регионов.</p>	126
<p>К.А. Таварткиладзе, И.А. Шенгелия Связь между изменением запаса воды в атмосфере и общей облачностью</p>	133
<p>А.Г. Амиранашвили, Б.Ш. Бериташвили, И.П. Мкурналидзе Многолетние вариации числа дней с грозами в Восточной Грузии</p>	149
<p>Э.Ш. Элибарашиვი, Л.Д. Мегрелидзе К вопросу о математическом моделировании поля облачности в Восточной Грузии</p>	155
<p>Д.А. Мдинарадзе, Т.П. Давиташвили, Г.Ш. Геладзе, Д.И. Вачнадзе К отбору независимых метеорологических данных для станций Колхидской низменности</p>	159
<p>К.А. Таварткиладзе, Г.А. Месгиашвили Особенности фонового и антропогенного загрязнений атмосферы в прибрежной зоне</p>	168

Summary

J.A. Shengelia, K.A. Tavartkiladze Cyclic Changes in Troposphere	16
A. A. Kordzadzze, D. J. Demetrashvili A Regional Hydrodynamic Model of Climatic System Sea-Land-Atmosphere	30
K.A. Tavartkiladze, I.A. Shengelia Influence of Cloudiness on the Near-surface Temperature of the Atmosphere	45
Z.V. Khvedelidze, T.P. Davitashvili, Kh.R. Sharikadze, K.M. Inanishvili On Some Peculiarities of the Climate on the Territory of Georgia	57
A.G. Amiranashvili, V.A. Amiranashvili, T.G. Bliadze, A.G. Nodia, V.A. Chikhladze, M.G. Bakhsoliani, T.V. Khurodze Peculiarities of Many-year Variabilities of Hailstorms in Kakheti	79
D.G. Mumladze, I.A. Shengelia On the Anthropogenic Change of Underlying Surface in Georgia	92
D.G. Mumladze, G.I. Gagua Process of Aridisation in the East Georgia on the Background of Global warming	99
J. F. Kharchilava, V. A. Amiranashvili, V. A. Chikhladze Interrelation of Ozone, Temperature and Humidity of Air in the Atmospheric Surface Layer on an Example of Tbilisi.	109

J. F. Kharchilava, V. A. Chikhladze The Basic Chemical Reactions of Formation and Disintegration of Ozone and Estimation of their Constants in the Lower Polluted Layer of Tropospheric Air in Conditions of Tbilisi	115
Z. V. Khvedelidze, N.B. Ramishvili, A.E. Chitaladze, T. S. Shalamberidze, E. V. Tagvadze Dynamics of Atmospheric Processes and Climate of Mountainous Regions	126
K.A. Tavartkiladze, I. A. Shengelia Relation Between the Water Storage in the Atmosphere and Total Cloudiness	133
A.G. Amiranashvili, B.Sh. Beritashvili, I.P. Mkurnalidze Long-term Variation of Days with Thunderstorm in the East Georgia	149
E. S. Elizbarashvili, L.D. Megrelidze To the Problem of Mathematic Modeling of the Cloudness Field in the East Georgia	155
D.A. Mdinaradze, T.P. Davitashvili, G.Sh. Geladze, G.I. Vachnadze On the Choice of Independent Meteorological Data for Stations of the Kolkhida Lowland	159
K.A. Tavartkiladze, G.A. Mestiashvili Peculiarities of Atmosphere Background and Anthropogenic Pollution in the Coastal Zone	168

დაიბეჭდა სამომავლოდ „მედია სერვისის“ სტამბაში

მერაბ აღუქხიძის ქ. №1 კორპ. 8.
ტელ: 36-40-20
ტელ/ფაქსი: 33-11-92

2-

ԿՐ 127/2

