

**საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია
ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტი
მ.ნოდია სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტი
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი**

**GEORGIAN ACADEMY OF SCIENCES
VAKHUSHTI BAGRATIONI INSTITUTE OF GEOGRAPHY
M. NODIA INSTITUTE OF GEOPHISICS
INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY**

**АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ БАГРАТИОНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. М.З. НОДИЯ
ИНСТИТУТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ**

**კ.თავართქილაძე, ნ.ბეგალიშვილი, ჯ.ხარჩილავა, დ.მუმლაძე,
ა.ამირანაშვილი, ჯ.ვაჩნაძე, ი.შენგელია, ვ.ამირანაშვილი**

**K. Tavartkiladze, N.Begalishvili, J. Kharchilava, D.Mumladze,
A.Amiranashvili, J.Vachnadze, I.Shengelia, V.Amiranashvili**

**К.А.Таварткиладзе, Н.А.Бегалишвили, Д.Ф.Харчилава,
Д.Г.Мумладзе, А.Г.Амиранашвили, Д.И.Вачнадзе,
И.А.Шенгелия, В. А.Амиранашвили**

**ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში.
ჰავის ბანმსაზღვრელი ფაქტორები კარამეტრის რეჟიმში
და მათი ცვალებადობა**

**CONTEMPORARY CLIMATE CHANGE IN GEORGIA.
REGIME OF SOME CLIMATE PARAMETERS AND THEIR VAR-
IABILITY**

**СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ГРУЗИИ.
РЕЖИМ НЕКОТОРЫХ КЛИМАТООБРАЗУЮЩИХ
ПАРАМЕТРОВ И ИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ**

**თბილისი
2006**

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია
ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტი
მ.ნოდია სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტი
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

GEORGIAN ACADEMY OF SCIENCES
VAKHUSHTI BAGRATIONI INSTITUTE OF GEOGRAPHY
M. NODIA INSTITUTE OF GEOPHISICS
INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ БАГРАТИОНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. М.З. НОДИЯ
ИНСТИТУТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

კ.თავართქილაძე, ნ.ბეგალიშვილი, ჯ.ხარჩილავა, დ.მუმლაძე,
ა.ამირანაშვილი, ჯ.ვაჩნაძე, ი.შენგელია, ვ.ამირანაშვილი

K. Tavartkiladze, N.Begalishvili, J. Kharchilava, D.Mumladze,
A.Amiranashvili, J.Vachnadze, I.Shengelia, V.Amiranashvili
К.А.Таварткиладзе, Н.А.Бегалишвили, Д.Ф.Харчилава,
Д.Г.Мумладзе, А.Г.Амиранашвили, Д.И.Вачнадзе,

ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში.
ჰავის ბანმსაზღვრელი ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმი და მათი
ცვალებადობა

CONTEMPORARY CLIMATE CHANGE IN GEORGIA.
REGIME OF SOME CLIMATE PARAMETERS AND THEIR
VARIABILITY

СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ГРУЗИИ.
РЕЖИМ НЕКОТОРЫХ КЛИМАТООБРАЗУЮЩИХ ПАРАМЕТРОВ
И ИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

რედაქტორი: ფიზ.-მათ. მეცნ. დოქტორი, პროფ. ზ.ხვედელიძე

რეცენზენტები: გეოგრ. მეცნ. დოქტორი რ.სამუკაშვილი.

ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდიდატი გ.მესტიაშვილი.

Editor: Dr. Sci in Physics & Mathematics Prof. Z. Khvedelidze

Reviewers: Dr. Sci. in Geography R. Samukashvili

Cand. Sci. in Physics & Mathematics, G. Mestiashvili

Редактор: Доктор физ.-мат. наук, проф. З.В.Хведелидзе

Рецензенты: Доктор геогр. наук Р.Д.Самукашвили

Канд. физ.-мат. наук Г.А.Местиашвили

თბილისი

2006

სარედაქციო კოლეგია

ნ.ბეგალიშვილი

(მთავარი რედაქტორი)

ბ.ბერიტაშვილი

(რედაქტორის მოადგილე)

ე.ელიზბარაშვილი

ბ.მიქაშავიძე

თ.ცინცაძე

(მენეჯერი, ტექნიკური

რედაქტორი)

Editor Board

N.Begalishvili

(Editor in Chief)

B.Beritashvili

(Deputy Ed.-in-Chief)

E.Elizbarashvili

B.Mikashavidze

T.Tsintsadze

(Meneger and

Technological Chief)

Редакционная коллегия

Бегалишвили Н.А.

(Главный редактор)

Бериташвили Б.Ш.

(зам.гл.редактора)

Элизбарашвили Э.Ш.

Микашавидзе Б.А.

Цинцадзе Т.Н.

(Менеджер и технический

редактор)

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია, ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი.
0112,თბილისი, დავით აღმაშენებლის გამზირი 150^ა,ტელ:951 047, 952 028, ფაქსი
951 160. ელ.ფოსტა: nb@gw.acnet.ge. WEB SITE: www.acnet.ge.

Georgia,David Agmashenebeli avn. 150 ^a, Tbilisi, 0112, Georgian Academy of Sciences,
Institute of Hydrometeorology. Tel.(995) 951 047, 952028. Fax.(995) 951 160. E-mail:
nb@gw.acnet.ge. WEB SITE: www.acnet.ge.

Академия наук Грузии, Институт Гидрометеорологии. 0112,Тбилиси-12, пр.Д. Агма-
шенебели 150^а, Тел.(995 32)951 047, 952 028, Факс (995 32)951 160, E-mail:
nb@gw.acnet.ge. WEB SITE: www.acnet.ge.

ISBN 99928-885-4-7

© ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი



ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY
ИНСТИТУТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

26.234.(24)
55.58(473.22)
0) 197

განხილულია ჰავის განმსაზღვრელი ზოგიერთი პარამეტრის: თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურის და ტენშემცველობის ვერტიკალური განაწილების, ატმოსფეროში აეროზოლებისა და ოზონის შემცველობის, რადიაციის და ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის რეჟიმი საქართველოს ტერიტორიაზე და მათი ცვალებადობა გლობალური ჰავის თანამედროვე დათბობის ფონზე.

წიგნი გამიზნულია რეგიონალური ჰავის რეჟიმის და ამ რეჟიმის ცვლილებით დაინტერესებულ პირთათვის.

The regime of some climate-forming parameters-vertical distribution of temperature and water contents in the free atmosphere, the aerosol and ozone content in the atmosphere, and of reactivation and soil surface temperature over the territory of Georgia is discussed along with their variability on the background of contemporary global climate warming.

The monograph is intended for researchers interested in the regional climate regime and its changes.

Рассмотрены некоторые климатообразующие параметры-вертикальное распределение температуры и влагосодержание в свободной атмосфере, содержание в атмосфере аэрозолей и озона, радиация и температурный режим поверхности почвы-и их изменчивость на территории Грузии на фоне глобального потепления климата.

Книга предназначена для лиц, интересующихся вопросами режима регионального климата и изменчивости этого режима.

შესავალი	8
თავი 1. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ცვალებადობა საქართველოში.....	20
1.1. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვლილების რეგიონალური თავისებურებები	21
ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვალებადობა სეზონების მიხედვით.....	23
1.2. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვლილების დღე-ღამური ვარიაციები.....	26
1.3. ტემპერატურული ინვერსიები საქართველოში.....	27
1.4. მოდრუბლულობის გავლენა თავისუფალი ატმოსფეროს ტემპერატურულ სტრატეფიკაციაზე.....	29
ლიტერატურა.....	32
თავი 2. ტენშემცველობა თავისუფალ ატმოსფეროში და მისი ცვლილება 1940-1990-იან წლებში.....	35
2.1. ანალიზური კავშირი აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებასა და მიწისპირულ მნიშვნელობას შორის.....	37
2.2. აბსოლუტური სინოტივე მიწისპირა ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში.....	46
2.3. აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების დღე-ღამური და სეზონური ვარიაციები.....	52
2.4. მოდრუბლულობის გავლენა აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილებაზე	67
2.5. აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების ცვლილება 1940-1990-იან წლებში.....	70
ლიტერატურა.....	76
თავი 3. ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის განაწილებისა და ცვლილების ემპირიული მოდელი	78

3.1. მზის ნათების ხანგრძლივობისა და ქარის გავლენა აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეზე.....	80
3.2. რელიეფის გავლენა ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეზე.....	85
3.3. აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის კავშირი ატმოსფერულ პარამეტრებთან და მისი გამოყენების შესაძლებლობა ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ტერიტორიული ინტერპოლირებისას.....	87
3.4. საქართველოს ტერიტორიაზე აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის განაწილების რუკები.....	90
ლიტერატურა.....	98

თავი 4. ოზონის ვერტიკალური განაწილება ატმოსფეროში, მისი ტერიტორიული და დროითი ვარიაციები.....	100
4.1. ოზონის ვერტიკალური განაწილება საქართველოში.....	103
4.2. ზოგიერთი ატმოსფერული პროცესების გავლენა ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე.....	109
ლიტერატურა.....	119

თავი 5. საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული ნაკადების ცვალებადობის ემპირიული მოდელი.....	121
5.1. მზის რადიაციის ცვალებადობა	123
5.2. რადიაციული ბალანსის ცვალებადობა.....	125
ლიტერატურა.....	142

თავი 6. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველი და მისი ცვალებადობა საქართველოში.....	146
6.1. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველის რეჟიმი საქართველოში.....	147
6.2. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველის ცვალებადობა.....	159
ლიტერატურა.....	170

წინასიტყვაობა

ჰავეის თანამედროვე გლობალური დათბობის ფონზე, დედამიწის ზოგიერთ რეგიონში აცივების პროცესი მიმდინარეობს. საქართველოს ტერიტორია რეგიონთა ასეთ რიცხვს მიეკუთვნება. აღმოსავლეთ საქართველოში დათბობის პარალელურად, დასავლეთ საქართველოში თითქმის მთელი საუკუნეა აცივების პროცესია გაბატონებული. დათბობიდან აცივებაში (ან პირიქით) გადასვლა თანდათანობით არ ხდება. დათბობის ზონაში, აცივების საზღვართან მკვეთრი აცივების ვიწრო ზოლი, ხოლო აცივების ზონაში ასევე საზღვართან დათბობის ზოლია გამოკვეთილი.

წინამდებარე წიგნში განხილულია ჰავეის განმსაზღვრელი ექვსი პარამეტრის (ტემპერატურის და ტენშემცველობის განაწილება თავისუფალ ატმოსფეროში, აეროზოლებისა და ოზონის შემცველობა, რადიაცია და ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა) რეჟიმული მახასიათებლები და მათი ტერიტორიული და დროის მიხედვით ცვალებადობა.

განხილული პარამეტრების რეჟიმული თუ რეჟიმული მდგომარეობის ცვლილებების დასადგენად გამოყენებულია საქართველოში არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიური ქსელის თუ ცალკეული მსხვილმასშტაბიანი ექსპედიციების (სრულყოფილი) ფაქტიური მონაცემები.

დადგენილია ჰავეის ტემპერატურის ტროპოსფეროში ვერტიკალური განაწილების თავისებურებები, ამ თავისებურებათა რეგიონალური ცვალებადობა, დღე-ღამური ვარიაციები, ინვერსიების მდგრადობა და ღრუბლიანობის გავლენა თავისუფალი ატმოსფეროს ტემპერატურულ სტრატეფიკაციაზე.

შესწავლილია და გადმოცემულია აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების კანონზომიერებები. კერძოდ, დადგენილია ანალიზური კავშირი აბსოლუტური სინოტივის მიწისპირულ მნიშვნელობასა და მის ვერტიკალურ განაწილებას შორის; აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების დღე-ღამური და სეზონური ვარიაციები; ღრუბლიანობის გავლენა აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებაზე. დადგენილია აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების ცვლილების თავისებურებები 1940-1990-იან წლებში.

ჰავის ცვლილების გამომწვევი ერთ-ერთი ძირითადი პარამეტრი ატმოსფერული აეროზოლებია. მათზე მუდმივი დაკვირვებები მე-20-ე საუკუნის მხოლოდ შუა წლების შემდეგ იწყება. ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის რაოდენობრივი განმსაზღვრელის – ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის რეჟიმული მდგომარეობა და ცვლილებები განსაზღვრულია საქართველოში დამუშავებული ოპტიკურ-მეტეოროლოგიური მეთოდით. შესწავლილი და გადმოცემულია მზის ნათების ხანგრძლივობისა და ქარის სიჩქარის გავლენა აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეზე; გამოკვლეულია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის კავშირი ატმოსფერული მდგომარეობის განმსაზღვრელ ძირითად ფიზიკურ პარამეტრებთან, მათი შემდგომი გამოყენების მიზნით აეროზოლების ტერიტორიული ინტერპოლირებისათვის. აგებულია საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის განაწილების რუკები სხვადასხვა პერიოდების მიხედვით.

მზე-ატმოსფერო-დედამიწის ენერგეტიკულ სისტემაში ოზონის შემცველობას ატმოსფეროში მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს. დაკვირვებები ოზონის საერთო რაოდენობის შემცველობაზე და მის ვერტიკალურ განაწილებაზე საქართველოში წლების განმავლობაში ტარდებოდა. გამოყენებულია რა საქართველოში და საქართველოს საზღვრების გარეთ არსებული ოზონზე დაკვირვების მდიდარი მასალა, დადგენილია ოზონის ვერტიკალური განაწილების კანონზომიერებები საქართველოში და ამ კანონზომიერებათა სახეცვლილებები, გამოწვეული მათზე ატმოსფერული პროცესების ზეგავლენით.

ქვეფენილი ზედაპირის და მიმდებარე ატმოსფეროს რადიაციული რეჟიმი უშუალო გავლენას ახდენს ჰავის ფორმირებასა და მისი წონასწორობის შენარჩუნებაზე. საქართველოში დაკვირვებები რადიაციის, როგორც მოკლეტალღიან ნაკადებზე (პირდაპირი, გაბნეული, ზედაპირიდან არეკლილი სხივური ენერგია), ასევე გრძელტალღიანზე (ქვეფენილი ზედაპირის ეფექტური გამოსხივება) ნახევარ საუკუნეზე მეტი პერიოდის განმავლობაში ტარდებოდა. აღნიშნული დაკვირვების მასალების გამოყენებით შესწავლილი და დადგენილია საქართვე-

ლოს ტერიტორიაზე რადიაციული ნაკადების რეჟიმული მდგომარეობა და მათი ცვალებადობის სურათი ჰავის თანამედროვე ცვლილების ფონზე.

ჰავის ცვლილების შეფასების ერთერთი ძირითადი პარამეტრი ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურული ველის რეჟიმული მდგომარეობა და ამ მდგომარეობის ტენდენციური ცვლილებაა დათბობის თუ აცივების მიმართულებით. გამოყენებულია რა საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე დაკვირვების მასალები, შესწავლილი და გადმოცემულია ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველის რეჟიმული მდგომარეობის სრული სურათი და მისი ტენდენციური ცვალებადობის თავისებურებანი. აგებულია საქართველოს ტერიტორიაზე ნიადაგის ტემპერატურული ველის ცვლილების სეზონური რუკები.

დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ აქ თავმოყრილი ჰავის განმსაზღვრელი ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმისა და ცვლილების შესწავლა ჩატარებულია იმ ხარვეზების შესავსებად, რომელსაც წინამდებარე ნაშრომის ავტორთა კოლექტივი წააწყდა საქართველოში ჰავის ცვლილების ენერგობალანსური მოდელის შექმნის მცდელობისას.

წიგნში წარმოდგენილი ყველა საკითხის კვლევის პროცესში ავტორთა მთელი კოლექტივი იღებდა მონაწილეობას. ეს ხორციელდებოდა ავტორთა პერიოდული შეხვედრებით, რომლის დროსაც კვლევის პროცესის და მიღებული შედეგების განხილვა და გაანალიზება ხდებოდა. ამასთან ერთად, ყოველ თავს ჰყავდა კონკრეტული პასუხისმგებლები, რომლებმაც შესწავლილი საკითხები წიგნში მოცემული სახით ჩამოაყალიბეს:

I თავი ჯ.ვანნაძემ,

II თავი ნ.ბეგალიშვილმა,

III თავი ა.ამირანაშვილმა და ვ.ამირანაშვილმა,

IV თავი ჯ.ხარჩილაძემ,

V თავი კ.თავართქილაძემ და ი.შენგელიამ,

VI თავი დ.მუმლაძემ.

სამუშაოს ხელმძღვანელობდა კ.თავართქილაძე.

CONTENTS

Introduction.....	8
Chapter 1. Air temperature vertical distribution variability in Georgia..	20
1.1. Regional peculiarities of air temperature vertical gradient variability.....	21
1.2. Seasonal air temperature vertical gradient variability.....	23
1.3. Diurnal changes of air temperature vertical gradient variability.....	26
1.4. Temperature inversions in Georgia.....	27
1.5. Cloudiness impact upon free atmosphere temperature stratification.....	29
References.....	32
 Chapter 2. Free atmosphere water content and its variability	
in 1940-1990	35
2.1. Analytical relation between absolute humidity vertical distribution and surface layer values.....	37
2.2. Absolute humidity in surface layer and in the free atmosphere.....	46
2.3. Diurnal and seasonal variations of absolute humidity vertical distribution.....	52
2.4. Cloudiness impact upon absolute humidity vertical distribution.....	67
2.5. Absolute humidity vertical distribution variability in 1940-1990.....	70
References.....	76
 Chapter 3. Empirical model of atmospheric aerosol optical density distribution and variability.....	78
3.1. Solar radiation duration and wind impact upon aerosol optical density.....	80
3.2. Relief impact upon atmospheric aerosol optical density.....	85
3.3. Aerosol optical density relation with atmospheric parameters and possibilities of its application during atmospheric pollution territorial interpolation.....	87
3.4. Maps of aerosol optical density distribution over the territory of Georgia	90

References.....	98
Chapter 4. Ozone vertical distribution in the atmosphere, it's territorial and temporal variations.....	100
4.1. Ozone vertical distribution in Georgia.....	103
4.2. Impact of some atmospheric processes upon ozone vertical distribution	109
References.....	119
Chapter 5. Empirical model of radiation flow variability over Georgian territory.....	121
5.1. Solar radiation variability.....	123
5.2. Radiation balance variability.....	125
References.....	142
Chapter 6. Soil surface temperature field and its variability in Georgia.....	146
6.1. Soil surface temperature field regime in Georgia.....	147
6.2. Soil surface temperature field variability.....	159
References.....	170

S U M M A R Y

On the background of climate contemporary global warming, in some regions of the earth process of cooling is observed. Georgia's territory is one of them. Along with warming in Eastern Georgia, in Western Georgia the cooling process has been dominated almost for a century. The passing from warming to cooling (or vice versa) is not a gradual process. In the zone of warming, at the cooling border, a sharp, narrow cooling stripe is distinguished as a warming one is observed in the cooling zone.

The present work deals with regime characteristics of 6 climate determining parameters (temperature and water content distribution in the free atmosphere, aerosol and ozone content, radiation and ground surface temperature) and their territorial and temporal variation.

To determine the regime or the state of regime variations of above mentioned parameters, actual data of hydrometeorological network available in Georgia or separate large scale expeditions have been used.

The peculiarities of air temperature vertical distribution in the troposphere, regional variability of these characteristics, diurnal variation, sustainability of inversions and the impact of cloudiness upon free atmosphere temperature stratification are determined.

Absolute humidity vertical distribution regularities have been studied and presented. In particular, there have been studied and presented analytical relation between absolute humidity surface layer value and its vertical distribution, absolute humidity vertical distribution diurnal and seasonal variations, the impact of cloudiness upon absolute humidity vertical distribution. Peculiarities of variation of absolute humidity vertical distribution in 1940-1990 are defined.

Aerosols represent one of the main sources causing the climate change, observations on which were started only in the middle of the 20-th century. The level of atmospheric pollution quantitatively has been determined by means of defining the regime and changes of atmospheric aerosol optical density have been determined by optical and meteorological method, worked out in Georgia.

The impact of solar radiation duration and wind velocity upon aerosol optical density have been studied, relation of atmospheric aerosol optical density with main physical parameters, determining the state of the atmosphere for their further use in aerosol territorial interpolation is exam-

ined. Maps of distribution of atmospheric aerosol optical density over Georgia's territory in various periods have been worked out.

In the sun-atmosphere-earth energetic system, ozone content in the atmosphere plays an important role. Observations over ozone overall content and its vertical distribution have been conducted in Georgia for years. Having used the observational data available in Georgia and abroad, ozone vertical distribution regulations in Georgia and their variations, caused by the impact of atmospheric processes upon them, have been determined.

Radiation regime of surface layer and adjacent atmosphere has a direct impact upon climate formation and preservation of its balance. Observations upon both short-wave flows-(direct and scattered radiation energy, reflected from the surface) and long-wave (surface layer effective radiation) have been conducted for more than half a century. Regime of radiation flows and the pattern of their variability in Georgia have been determined on the background of contemporary changes by means of indicated observation data.

One of the main parameters of climate change assessment is the state of the regime of surface layer temperature field and its tendency to change in the direction of warming or cooling .

A complete pattern of the state of ground surface temperature field regime peculiarities and of its trend to change have been studied and presented by means of ground surface temperature observation data, available in Georgia.

Seasonal maps of ground temperature field variability over Georgia's territory have been worked out.

In addition, it should be noted that investigations of the regime and changes of some climate parameters, presented here, have been conducted to fill those gaps, which were revealed by the authors of the present work while working out the climate change energy-balance model.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	8
Глава 1. Изменчивость вертикального распределения температуры воздуха в Грузии.....	20
1.1. Региональные особенности изменчивости вертикального градиента температуры воздуха.....	21
1.2. Сезонные изменения вертикального градиента температуры воздуха.....	23
1.3. Суточные вариации вертикального градиента температуры воздуха.....	26
1.4. Инверсии температуры воздуха в Грузии.....	27
1.5. Влияние облачности на температурную стратификацию свободной атмосферы.....	29
Литература.....	32
Глава 2. Влагосодержание в свободной атмосфере и ее изменчивость в 1940-1990гг.....	35
2.1. Эмпирическая связь между вертикальным распределением и приземным значением абсолютной влажности.....	37
2.2. Абсолютная влажность в приземном слое и в свободной атмосфере.	46
2.3. Суточные и сезонные вариации вертикального распределения абсолютной влажности.....	52
2.4. Влияние облачности на вертикальное распределение абсолютной влажности.....	67
2.5. Изменчивость вертикального распределения абсолютной влажности в 1940-1990г.г.....	70
Литература.....	76
Глава 3. Эмпирическая модель распределения и изменения аэрозольной оптической толщи атмосферы.....	78
3.1. Влияние продолжительности солнечного сияния и ветра на аэрозольную оптическую толщину атмосферы.....	80
3.2. Влияние рельефа на аэрозольную оптическую толщину	

атмосферы.....	85
3.2. Связи аэрозольной оптической толщи атмосферы с параметрами атмосферы и возможность их использования для территориальной интерполяции уровня загрязненности атмосферы	87
3.5. Карты распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы над территорией Грузии.....	90
Литература.....	98
Глава 4. Вертикальное распределение озона в атмосфере, его территориальные и временные вариации.....	100
4.1. Вертикальное распределение озона в Грузии	103
4.2. Влияние некоторых атмосферных процессов на вертикальное распределение озона.....	109
Литература.....	119
Глава 5. Эмпирическая модель изменчивости радиационных потоков на территории Грузии.....	121
5.1. Изменчивость солнечной радиации.....	123
5.2. Изменчивость радиационного баланса.....	125
Литература.....	142
Глава 6. Поле температуры поверхности почвы в Грузии и его изменчивость.....	146
6.1. Режим температурного поля поверхности почвы в Грузии.....	147
6.2. Изменчивость температурного поля поверхности почвы.....	159
Литература.....	170

ПРЕДИСЛОВИЕ

На фоне современного глобального потепления климата в некоторых регионах земли происходит процесс похолодания. Грузия относится к числу таких регионов. Параллельно с потеплением в Восточной Грузии, в западной её части почти в течение целого столетия идет процесс похолодания. Переход от потепления к похолоданию (или наоборот) не происходит постепенно. В зоне потепления у границы похолодания выделяется узкая полоса резкого похолодания, а в зоне похолодания, также у границы, выделяется зона резкого потепления.

В настоящей книге рассмотрен режим шести определяющих климат параметров (распределение температуры и влагосодержания в свободной атмосфере; содержание аэрозолей и озона; радиация и температура поверхности почвы) и их изменчивость по территории и во времени.

Для определения режима указанных параметров и их изменчивости использованы данные существующей в Грузии гидрометеорологической сети и надежные фактические данные отдельных крупномасштабных экспедиций.

Установлены особенности вертикального распределения температуры воздуха в тропосфере, региональная изменчивость этих особенностей, суточные вариации, устойчивость инверсий и влияние облачности на температурную стратификацию свободной атмосферы. Изучены закономерности вертикального распределения абсолютной влажности воздуха. В частности, установлены: эмпирическая связь между приземным значением абсолютной влажности воздуха и её вертикальным распределением; суточные и сезонные вариации абсолютной влажности; влияние облачности на вертикальное распределение абсолютной влажности. Выявлены особенности изменения вертикального распределения абсолютной влажности в 1940-1990г.г.

Одним из основных параметров обуславливающих изменение климата является атмосферные аэрозоли. Регулярные наблюдения за ними были начаты лишь после середины XX века. Режим уровня аэрозольного загрязнения атмосферы и его изменчивость определялись по данным об аэрозольной оптической толще атмосферы, рассчитанных с использованием разработанного в Грузии оптико-

метеорологического метода. Изучено влияние продолжительности солнечного сияния, и скорости ветра на аэрозольную оптическую толщу атмосферы. Исследована связь аэрозольной оптической толщи атмосферы с основными физическими параметрами, определяющими состояние атмосферы. Составлены карты распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы над территорией Грузии для различных периодов времени.

В энергетической системе Солнце-атмосфера земли содержание озона в атмосфере занимает значительное место. Наблюдения за общим содержанием озона и его вертикальным распределением проводились в Грузии в течение ряда лет. С использованием имеющегося в Грузии и за ее пределами богатого материала наблюдений за озоном установлены закономерности его вертикального распределения в Грузии и изменение вида этих закономерностей под влиянием атмосферных процессов.

Радиационный режим приземного слоя и прилегающей к нему атмосферы оказывает непосредственное влияние на формирование климата и сохранение его устойчивости. В Грузии наблюдения за солнечной радиацией, как её коротковолновыми потоками (прямая, рассеянная, отраженная поверхностью земли лучистая энергия), так и длинноволновыми (Эффективное излучение земной поверхности) проводились в течение более пятидесяти лет. С использованием данных указанных наблюдений исследован режим радиационных потоков и их изменчивости на территории Грузии на фоне современного изменения климата.

Одним из важнейших параметров климата является состояние режима температуры поверхности почвы и его изменение в направлении потепления или похолодания. С использованием имеющихся в Грузии данных о температуре поверхности почвы проведено исследование состояния режима указанного параметра и особенностей тенденции изменения этого состояния. Построены карты изменчивости поля температуры поверхности почвы на территории Грузии по сезонам года.

В заключение следует отметить, что представленные выше результаты исследований некоторых параметров, определяющих климат, направлены на устранение тех недостатков, с которыми коллектив авторов данной книги столкнулся при создании энергобалансовой модели изменения климата Грузии.

В процессе исследования всех вопросов, затронутых в книге, участие принимал весь коллектив авторов. Это осуществлялось при периодических встречах авторов, во время которых проводились обсуждение и анализ полученных результатов. В тоже время у каждой главы книги имелись свои ответственные исполнители, которыми исследованные вопросы представлены в книге следующим образом:

Глава 1- Д.Вачнадзе,

Глава 2 – Н. Бегалишвили,

Глава 3– А.Амиранашвили, В.Амиранашвили,

Глава 4 – Д.Харчилава,

Глава 5 – К.Таварткиладзе, И.Шенгелия,

Глава 6 – Д.Мумладзе.

Общее руководство работой осуществлял К.Таварткиладзе.

თავი 1. ჰაერის ტემპერატურის მერტიბალური ბრადიენტის ცვალებადობა საქართველოში

მეცნიერებისა და ტექნიკის სწრაფი განვითარების მიუხედავად XXI საუკუნეშიც კი ადამიანი დამოკიდებულია ამინდის ცვალებადობაზე, მის ჭირვეულობაზე და განსაკუთრებით ექსტრემალურ გამოვლინებებზე - ძლიერი ქარი, უხვი თოვლი, თავსხმა წვიმა გვალვა, სეტყვა, წყინველი თუ სხვ. ამ პრობლემისადმი ინტერესს ადასტურებს მრავალრიცხოვანი საერთაშორისო კონფერენციები და სიმპოზიუმები, რომლებიც იმართება მსოფლიოს სხვადასხვა ქვეყნებში. ჰაერის ცვლილების შესახებ არსებობს უამრავი ლიტერატურა [16,17,18,19 და სხვ.] ცალკე შეიძლება გამოვყოთ ის შრომები, რომლებშიც ავტორები ცდილობენ იწინასწარმეტყველონ მომავლის კლიმატი [20,21] განსაკუთრებით ინტერესს იწვევს ჰაერის ცვლილების შესაძლო სცენარების განხილვა [22].

ამ საყოველთაო ინტერესის ფონზე გამორჩეულია ქართველი მეცნიერების შრომები. მათ მიერ საფუძვლიანად არის შესწავლილი საქართველოს კლიმატის შესახებ არსებული ცნობები ანტიკური ხანიდან [1,2]. ცალკე შეიძლება აღინიშნოს საქართველოს კლიმატური რესურსების [23], ჰაერის თანამედროვე ცვლილების [5,6] და სხვა მრავალრიცხოვანი შრომები, რომლებშიც შედარებით უფრო დეტალურად არის განხილული საქართველოს კონკრეტული რეგიონის კლიმატის თავისებურება [24] თუ მოცემული მეტეოელემენტის სივრცითი და დროითი ცვალებადობა.

მკვლევართა დიდი ნაწილის აზრით ურბანიზაციის ეფექტმა და რადიაციული რეჟიმის შეცვლამ [7,8,9] შეიძლება გამოიწვიოს საქართველოში ჰაერის ტემპერატურის საგრძნობი მატება, რასაც შედეგად მოყვება გვალვიანობის სიხშირისა და ინტენსივობის ზრდა [10,11], განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოში [12]. შედარებით უფრო დეტალურად არის შესწავლილი ტემპერატურული ველი [13] და მისი შესაძლო ცვლილების აღბათობა [5,6].

ჩვენი კვლევის ობიექტს წარმოადგენს ტროპოსფეროში ტემპერატურული ველის ვერტიკალური განაწილება და მისი

ცვლილება საქართველოში. ატმოსფეროს ქვედა საზღვარზე ტემპერატურის ვერტიკალური ცვალებადობა მსოფლიო მასშტაბით განხილულია შრომაში [25]. ამიერკავკასიაში აეროლოგიური კვლევის ძირითადი შედეგები მოცემულია მონოგრაფიაში [26], სადაც განხილულია ტემპერატურის ცვლილების ვერტიკალური გრადიენტიც. ვერტიკალური დენების კავშირი ოზონის კონცენტრაციის შესაძლო ცვალებადობაზე განხილულია [27,28]-ში. ქ. თბილისის მაგალითზე ჩვენ შევეცადეთ დაგვედგინა ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვალებადობა 1945-1955 და 1975-1990 წლებში [14]. გარკვეულ ინტერესს იწვევს ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის განაწილების თავისებურება საქართველოში დღის და ღამის რადიოზონდების მონაცემების მიხედვით [15].

1.1. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვლილების რეგიონალური თავისებურებები.

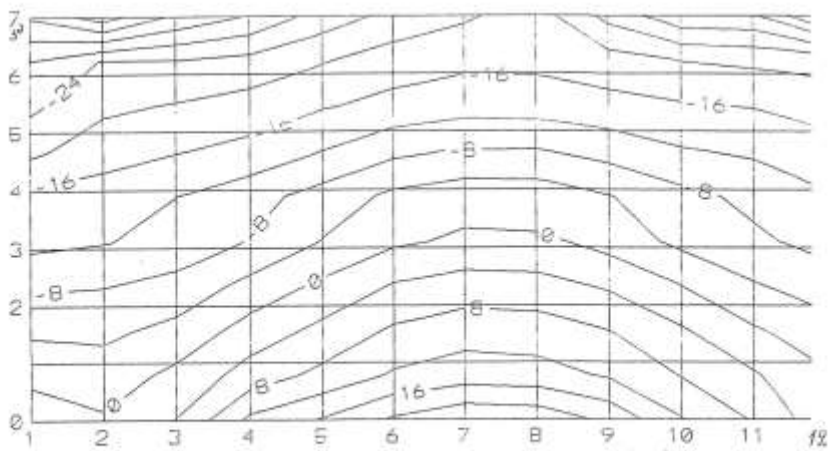
საქართველო ტიპური მთიანი ქვეყანაა, რომლის ტერიტორიის 60%-ზე მეტი მთებს უჭირავს, ხოლო სიმაღლე ზღვის დონიდან იცვლება 0-დან 5000 მეტრამდე. აქ მკაფიოდაა გამოხატული ჰაერის ვერტიკალური ზონალობა, რაც სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტემპერატურის კლებაში ვლინდება. საქართველოს უმეტესი ნაწილი მდებარეობს მთავარ კავკასიონსა და მცირე კავკასიონს შორის. შავი ზღვის სიახლოვე იწვევს კოლხეთის დაბლობზე ჰაერის ტემპერატურის ცვლილების ამპლიტუდის შემცირებას მტკვრის ხეობის თუ ალაზნის ველთან შედარებით. ცნობილია, რომ ტემპერატურული ველის ცვლილება განპირობებულია რიგი გლობალური თუ ლოკალური ხასიათის ფაქტორებით. ლოკალური პირობებიდან აღსანიშნავია ოროგრაფიული თავისებურებები, ფერდობები, ექსპოზიცია, ნიადაგის საფარი, ურბანიზაციის ეფექტი და სხვ. გლობალურს შეიძლება მივაკუთვნოთ ადგილის გეოგრაფიული მდებარეობა (გრძედი, განედი, სიმაღლე ზღვის დონიდან), რადიაციული რეჟიმი, ცირკულაციური პროცესების ზემოქმედება და სხვა. მნიშვნელოვანი გავლენა აქვს აგრეთვე ამინდს, ბუნებრივ სეზონებს, ურბანიზაციის ეფექტს და სხვა პირობებს. სამხრეთ საქართველო ხასიათდება უფრო

კონტინენტური კლიმატით, რომელსაც ტემპერატურის გრადიენტის გაზრდილი მნიშვნელობა ახასიათებს. როგორც წესი, ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტი გაცილებით ნაკლებია მის ვერტიკალურ ანალოგთან შედარებით. ჰაერის ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარის ძირითადი კრიტერიუმია მისი ვერტიკალური გრადიენტი.

საქართველოს განედების ცვლილების ვიწრო დიაპაზონისათვის ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (γ) ყოველ 100 მეტრზე $0.5-0.6^{\circ}\text{C}$ -ის ფარგლებშია. საქართველოს რთული და დანაწევრული რელიეფი განაპირობებს აღნიშნული დიაპაზონიდან γ -ს მნიშვნელოვან გადახრას, განსაკუთრებით ტროპოსფეროს დაბალ ფენებში. ამ მოვლენის შესწავლას და მისი ცვლილების საზღვრების დადგენას უდიდესი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. დამუშავებულია 1980-1990 წლებისათვის აეროლოგიური ზონდირების მასალა სადგურებისათვის სოხუმი, ბათუმი, თბილისი, აბასთუმანი, როდიონოვკა(დღეს ფარაენის წყალი) და თეთრი წყარო. თითოეული სადგურისათვის აღებულია ზონდირების 90-90 შემთხვევა, თანაბრად განაწილებული თვეების, დღე-ღამის, მოღრუბლულობის რეჟიმის მიხედვით. მოღრუბლულობის რეჟიმის მიხედვით რადიოზონდები დაჯგუფებულია სამ ჯგუფად: მოწმენდილი (0-2 ბალი), ნაწილობრივ მოღრუბლული (4-7 ბალი) და მოღრუბლული (8-10 ბალი). თითოეული ზონდისათვის განხილულია 10 ძირითადი იზობარული დონე, კერძოდ: მიწისპირა, როცა $h_0=0$ კმ და შემდეგ სათანადოდ $h_i=0.5; 1.0; 1.5; 2.5; 3.5; 4.5; 5.5; 6.5$ და 7.5 კმ-ს. დონეებისთვის ტემპერატურის გარდა აღებულია წნევისა და ფარდობითი ტენიანობის შესაბამისი მნიშვნელობები. ბოლო სამი სადგურისათვის ზონდირება ხდებოდა მხოლოდ ზაფხულში, ექსპედიციის დროს, ამიტომ მიღებული შედეგები სხვა სეზონებს არ ახასიათებს.

ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა ყველაზე მაღალია კოლხეთის დაბლობზე, სადაც ზაფხულში იგი $20-25^{\circ}\text{C}$ -ის ფარგლებშია, ზამთარში კი არ ეცემა $4-6^{\circ}\text{C}$ -ზე დაბლა. ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება თბილისის მეტეოროლოგიური ობსერვატორიის მრავალწლიური დაკვირვების მასალის ანალიზის მიხედვით მოცემულია ნახ. 1.1-ზე.

როგორც ამ ნახაზიდან ჩანს სიმაღლის ზრდასთან ერთად აღვილი აქვს ტემპერატურის კლებას მთელი წლის მანძილზე. ნახაზი საშუალებას გვაძლევს თვალი ვადევნოთ ნებისმიერი იზოთერმის სიმაღლის ცვალებადობას თვეების მიხედვით.



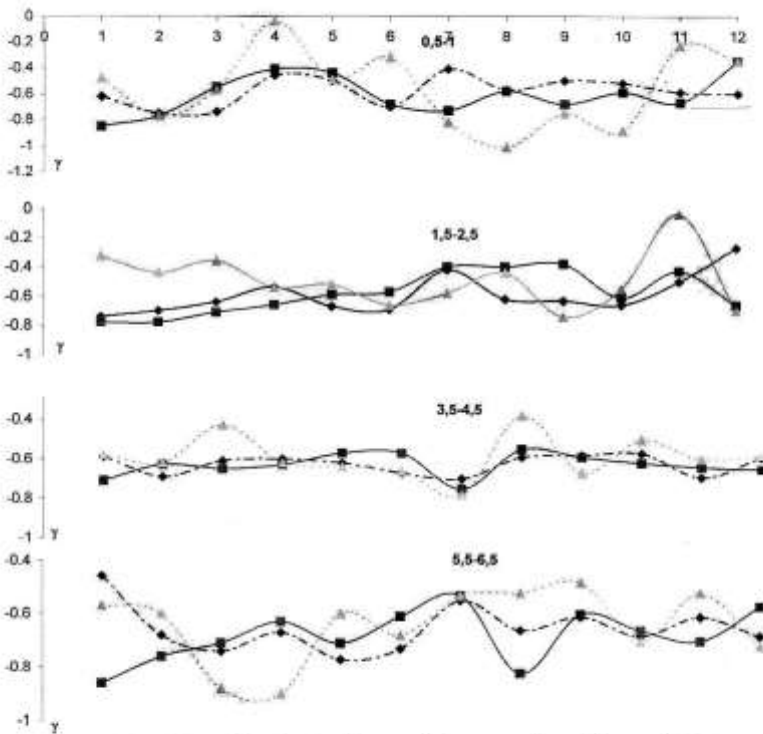
ნახ. 1.1. ტროპოსფეროს ქვედა ფენებში ჰაერის ტემპერატურის შიდაწლიური განაწილება თბილისისათვის

პრაქტიკული მიზნებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ე.წ. 0°C იზოთერმის სიმაღლის ცვალებადობას, რომელიც თოვლის საფარის არსებობის თავისებური ინდიკატორია. ეს ნახაზი საშუალებას გვაძლევს ნებისმიერ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან ვივარაუდოთ ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის მოსალოდნელი მნიშვნელობა, ასე მაგალითად თუ ზღვის დონიდან 3 კმ-ზე იანვარში და თებერვალში მოსალოდნელია ტემპერატურა -12°C , აპრილში -8.0 , ივნისში 0.0°C და ა.შ.

1.2 ჰაერის ტემპერატურის გრადიენტის ცვალებადობა სეზონების მიხედვით

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ყოველთვიური რეგულარული ზონდირების მასალა ჩვენს მიერ დამუშავებულია მხოლოდ სოხუმის, ბათუმის და თბილისის აეროლოგიურ სადგურებისათვის. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის (γ) მნიშვნელობა თითოეული სადგურისათვის თვეების მიხედვით

გამოთვლილია ათივე დონეზე. თვალსაჩინოებისათვის მოგვეყვას ეს შედეგები მხოლოდ 4 დონეზე (ნახ. 12.).



ნახ. 12. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვალებადობა თვეების მიხედვით (◆-სოხუმი; ■-ბათუმი; ▲-თბილისი)

ნახ. 12(0.5-1) გვიჩვენებს γ -ს ცვალებადობას 0.5-1.0 კმ ფენაში. სოხუმისათვის თებერვალში და მარტში $\gamma = -0.75^\circ\text{C}$ -ს სხვა თვეებისათვის უმეტესად -0.6 -ის ფარგლებშია და ზაფხულში ეცემა -0.45 -დან -0.5 -მდე; ამ დონეზე ბათუმში γ უდიდესია I, II-ში და აღწევს -0.8 -დან -0.85 -მდე. ზაფხულში γ -ს რიცხვითი მნიშვნელობა აქაც კლებულობს და არ აღემატება -0.4 -ს. სხვა სადგურებისაგან განსხვავებით ამ დონეზე γ უდიდეს მნიშვნელობას აღწევს VIII და X თვეებში და ტოლია -0.90 -დან -1.0 -

მდე. უმცირესი მნიშვნელობა აღინიშნება გაზაფხულზე და აღწევს არაუმეტეს -0.4°C -ს. თუ შევადარებთ γ -ს მნიშვნელობებს სხვადასხვა სადგურებისათვის, თებერვლიდან მაისის ჩათვლით γ -ს რიცხვითი მნიშვნელობა ახლოსაა ერთმანეთთან და დაახლოებით -0.60°C . შედარებით განსხვავებულია γ -ს რიცხვითი მნიშვნელობა I, VI, VIII და XI თვეებში.

რაც შეეხება მომდევნო ფენას, 1.5-დან 2.5 კმ საზღვრებში (ნახ. 1.2.), აქ γ -ს ცვალებადობის დიაპაზონის თითქმის 2-ჯერ მცირდება წინა დონესთან შედარებით. იგივე კანონზომიერებას ადგილი აქვს ფენაში 3.5-4.5 კმ. γ -ს შიდაწლიური გადახრა სადგურებს შორის აქ უდიდესია III და VIII თვეებში და მაშინაც არ აღემატება -0.1 -ს.

განსხვავებული სურათია ბოლო განხილულ ფენაში, 5.5-დან 6.5 კმ საზღვრებში (ნახ. 1.2.). აქ γ -ს რიცხვითი მნიშვნელობა თვეების მიხედვით თითქმის ტოლია სოხუმის და ბათუმის აეროლოგიური სადგურებისათვის. რაც შეეხება თბილისის მონაცემებს, მხოლოდ VII და X თვეშია დაახლოებით თანახვედრა. სხვა თვეებში აბსოლუტური მნიშვნელობით γ უფრო მცირეა (-0.9 -დან -0.6 -მდე) თბილისისათვის გარდა III და IV თვეებისა. ამავე დროს აქ თებერვლიდან მარტამდე γ აბსოლუტური მნიშვნელობით იცვლება -0.6 -დან -0.9 -მდე. ასევე საგრძნობია γ -ს აბსოლუტური მნიშვნელობის ზრდა (-0.52 -დან -0.82 -მდე) ბათუმში VII-დან VIII თვეში, აგვისტოში განსხვავება γ -ს მნიშვნელობებს შორის უდიდესია თბილისისა და ბათუმისათვის (-0.61 -დან -0.82 -მდე). საყურადღებოა, რომ VII და X თვეები γ -ს რიცხვითი მნიშვნელობა ფაქტიურად ტოლია სამივე სადგურისათვის ე.ი. ამ თვეებში მკვეთრად გამოხატული სეზონური თავისებურება γ -ს სიდიდის ცვალებადობისას არ ვლინდება.

დანარჩენი სამი სადგურისათვის (აბასთუმანი, როდიონოვკა და თეთრი წყარო) რადიოზონდირების მასალა არსებობს მხოლოდ ზაფხულის თვეებისა და ამიტომ მხოლოდ ზაფხულის დახასიათება შეგვიძლია. აბასთუმანი ხასიათდება γ -ს რამდენადმე შემცირებული მნიშვნელობით, ძირითადად იცვლება -0.50 -დან -0.65 -ის ფარგლებში და განსხვავება დონეებს შორის პრაქტიკულად უმნიშვნელოა. როდიონოვკაში და თეთრ წყარ-

ოში γ რამდენადმე გაზრდილია, ძირითადად იცვლება -0.6 -დან -0.97 -მდე საზღვრებში. γ -ს უმცირესი მნიშვნელობა დაფიქსირებულია თეთრ წყაროში, აგვისტოში, $1.5-2.5$ კმ ფენაში, სადაც იგი ტოლია -0.37 -სა და ა.შ.

1.3. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის ცვლილების დღე-ღამური ვარიაციები

დღისა და ღამის განმავლობაში γ -ს მნიშვნელობა განსხვავებულია სადგურისა თუ სიმაღლის მიხედვით. სათანადო მონაცემები მოცემულია ცხრ. 1.1-ში. ღამის რადიოზონდების მონაცემების მიხედვით სოხუმში და ბათუმში γ -ს ცვლილების ფარგლები შეადგენს -0.5 - $-0.6^{\circ}\text{C}/\text{კმ}$ -ს, შედარებით შემცირებულია მნიშვნელობა თბილისში და აბასთუმანში და უდიდესია თეთრ წყაროში, სადაც იგი ტოლია -1.0 -ისა. მომდევნო ფენაში სოხუმში და ბათუმში γ პრაქტიკულად უცვლელია, თბილისში და აბასთუმანში აღინიშნება ოდნავი ზრდა და საგრძნობი კლება თეთრ წყაროში, სადაც იგი ეცემა -0.63 -მდე. შემდეგ ფენაში თბილისში და აბასთუმანში γ ისევ უმცირესია, ხდება გრადიენტის რიცხვითი მნიშვნელობების დაახლოება, სხვაობა უდიდეს (როდიონოვკა -0.66) და უმცირეს მნიშვნელობას შორის (აბასთუმანი -0.41) არ აღემატება -0.25 -ს. საშუალო მნიშვნელობასთან მიახლოება და უდიდეს და უმცირეს მნიშვნელობას შორის სხვაობის შემცირება დამახასიათებელი γ -სთვის მომდევნო დონეებზეც. აღსანიშნავია γ -ს სიდიდის უმნიშვნელო მომატება თბილისში $4.5-5.5$ კმ ფენაში, აგრეთვე სოხუმში და ბათუმში ბოლო დონეზე, სადაც იგი იცვლება -0.71 -დან -0.74 -მდე.

შუადღის რადიოზონდების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ადგილი აქვს γ -ს მნიშვნელობის ოდნავ მომატებას, ღამის რადიოზონდების შემთხვევასთან შედარებით. პირველ დონეზე უმცირესი მნიშვნელობა $\gamma = -0.45^{\circ}\text{C}/\text{კმ}$ თბილისშია. სხვა სადგურებისთვის ადგილი აქვს γ -ს ზრდას -0.7 -დან -0.8 -მდე, უდიდესი მნიშვნელობა აქაც თეთრ წყაროშია, სადაც $\gamma = -0.94^{\circ}\text{C}/\text{კმ}$ და ცოტათი ჩამორჩება ამავე დონეზე ღამით გაზომილ სიდიდეს. მომდევნო ფენაში საყურადღებოა γ -ს მკვეთრი ზრდა თბილისისათვის, სადაც იგი ტოლია -0.9 -ისა და უდიდესია სხვა სადგურების ანალოგიურ მაჩვენებელთან შედარებით. ამ დონეზე γ -ს უკიდურეს მნიშვნელობებს შორის სხვაობა საგრძნობლად მცირდება და

არ აღემატება -0.32 -ს. მომდევნო ფენაში შენარჩუნებულია γ -ს უდიდესი მნიშვნელობა თბილისისათვის, სადაც იგი ტოლია -0.79 -ისა და სხვა სადგურებისათვის რიცხვითი მნიშვნელობების ნორმასთან სიახლოვე და კონტრასტის შემცირებაა დაფიქსირებული. ეს ტენდენცია, კიდური მნიშვნელობების ერთმანეთთან და ნორმასთან მიახლოება დამახასიათებელია ყველა მომდევნო ფენისათვის. ზოგადად შეიძლება აღინიშნოს γ -ს საშუალო მნიშვნელობის ოდნავი ზრდა, დღის რადიოზონდების შედეგებთან შედარებით და ბოლო დონეზე γ -ს აბსოლუტური მნიშვნელობის მატება, სხვა დონეებთან შედარებით.

ცხრილი 1.1-ის ცვალებადობის დღე-ღამური ვარიაციები

ფენა (კმ)	მეტეოროლოგიური სადგური					
	სოხუმი	ბათუმი	თბილისი	აბასთუმანი	როდიონოკა	თეთრიწყარო
	ღამე					
$0 \div 0.5$	-0.59	-0.49	-0.23	-0.27	-0.54	-1.00
$0.5 \div 1.0$	-0.58	-0.51	-0.28	-0.44	-0.52	-0.63
$1.0 \div 1.5$	-0.59	-0.51	-0.44	-0.41	-0.66	-0.53
$1.5 \div 2.5$	-0.57	-0.56	-0.48	-0.51	-0.68	-0.50
$2.5 \div 3.5$	-0.57	-0.63	-0.51	-0.64	-0.60	-0.65
$3.5 \div 4.5$	-0.60	-0.62	-0.63	-0.60	-0.60	-0.64
$4.5 \div 5.5$	-0.68	-0.63	-0.72	-0.55	-0.68	-0.66
$5.5 \div 6.5$	-0.68	-0.65	-0.64	-0.63	-0.64	-0.65
$6.5 \div 7.5$	-0.74	-0.71	-0.64	-0.59	-0.64	-0.62
	დღე					
$0 \div 0.5$	-0.80	-0.73	-0.45	-0.72	-0.87	-0.94
$0.5 \div 1.0$	-0.58	-0.67	-0.90	-0.63	-0.74	-0.82
$1.0 \div 1.5$	-0.56	-0.60	-0.79	-0.71	-0.69	-0.62
$1.5 \div 2.5$	-0.61	-0.59	-0.62	-0.61	-0.67	-0.52
$2.5 \div 3.5$	-0.59	-0.60	-0.62	-0.56	-0.61	-0.67
$3.5 \div 4.5$	-0.64	-0.59	-0.55	-0.61	-0.64	-0.69
$4.5 \div 5.5$	-0.67	-0.68	-0.79	-0.62	-0.70	-0.66
$5.5 \div 6.5$	-0.69	-0.67	-0.63	-0.66	-0.68	-0.61
$6.5 \div 7.5$	-0.77	-0.71	-0.70	-0.66	-0.66	-0.66

14. ტემპერატურული ინვერსიები საქართველოში

ცნობილია, რომ ადგილის სიმაღლის ზრდის შესაბამისად ჰაერის ტემპერატურა მცირდება. თავისი რიცხვითი სიდიდით ეს შემცირება როგორც წესი, ტოლია 0.6 ან 0.7°C -ისა ყოველ 100 მეტრზე. იშვიათ შემთხვევაში ადგილი აქვს სიმაღლის ზრდის შესაბამისად ჰაერის ტემპერატურის მატებას, რაც

ცნობილია ინვერსიის სახელწოდებით. ეს მოვლენა ძირითადად დაიკვირვება ანტიციკლონური ტიპის ცირკულაციის დროს, როდესაც მთის ფერდობებიდან და გორაკებიდან ადგილი აქვს ჰაერის შედარებით ცივი მასების დაბლა დაშვებას და ხეობის ძირში დაგროვებას. გარდა ოროგრაფიისა, ტემპერატურული ინვერსია შეიძლება გამოწვეული იყოს თოვლის საფარის არსებობით, რადიაციული გადაცივებით, ჰაერის თბილი მასების ტრანსფორმაციით და სხვ. აქედან გამომდინარე ინვერსიის ხანგრძლივობა, მისი ვერტიკალური მასშტაბი თუ გრადიენტის სიდიდე ყველა შემთხვევაში განსხვავებული იქნება. დაკვირვებათა უმეტეს შემთხვევაში გვხვდება მიწისპირა ინვერსია, მისი გაერცვლების არე და ხანგრძლივობა კი განსხვავებულია დღე-ღამის, სეზონის, ქარის თუ მოდერულულობის რეჟიმის ცვალებადობის მიხედვით.

ინვერსიის არსებობაზე მიუთითებს γ -ს ნიშნის შეცვლა. ასეთი შემთხვევები გამოყენებული მონაცემთა ბაზის მიხედვით არც ისე ბევრია და ნიველირდება გასაშუალოების დროს. ინვერსიის შესაძლო არსებობაზე მიუთითებს γ -ს საშუალო კვადრატული გადახრა (σ). ინვერსიების შემთხვევაში ადგილი აქვს σ -ს შედარებით გაზრდილ მნიშვნელობას. ამას ადასტურებს ცხრ. 1.2-ის მონაცემები, სადაც მოყვანილია ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის კვადრატული გადახრის ცვალებადობა დონეებისა და სადგურების მიხედვით.

ცხრილი 1.2. ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის საშუალო კვადრატული გადახრის ცვალებადობა სადგურების და დონეების მიხედვით

ფენა (კმ)	მეტეოროლოგიური სადგური					
	სოხუმი	ბათუმი	თბილისი	აბასთუმანი	როდიონოვკა	თეთრიწყარო
0÷0.5	0.57	0.66	0.36	0.55	0.27	0.21
0.5÷1.0	0.21	0.26	0.54	0.27	0.28	0.23
1.0÷1.5	0.20	0.29	0.31	0.32	0.23	0.32
1.5÷2.5	0.21	0.25	0.29	0.16	0.16	0.22
2.5÷3.5	0.20	0.23	0.25	0.19	0.15	0.14
3.5÷4.5	0.17	0.19	0.26	0.13	0.16	0.14
4.5÷5.5	0.15	0.20	0.22	0.13	0.14	0.13
5.5÷6.5	0.18	0.20	0.25	0.12	0.21	0.19
6.5÷7.5	0.22	0.23	0.22	0.23	0.16	0.18

როგორც ცხრ.1.2-დან ჩანს σ -ს შედარებით გაზრდილი მნიშვნელობები დაიკვირვება მიწისპირა ფენაში ბათუმში და სოხუმში, სადაც მისი რიცხვითი მნიშვნელობა 0.66 და 0.57 თითქმის უტოლდება γ -ს აბსოლუტური სიდიდით. σ -ს უმცირესი მნიშვნელობა ამ დონეზე როდიონოვკაში და თეთრ წყაროშია, შესაბამისად 0.27 და 0.21. რაც შეეხება მომდევნო ფენას აქ σ -ს მნიშვნელობა სოხუმში და ბათუმში შემცირებულია 2.5-ჯერ. როდიონოვკაში და თეთრ წყაროში უცვლელია, ოდნავი ზრდის ტენდენციით. აბასთუმანში σ თითქმის განახევრებულია და მხოლოდ თბილისში ადგილი აქვს σ -ს 1.5-ჯერ მატებას.

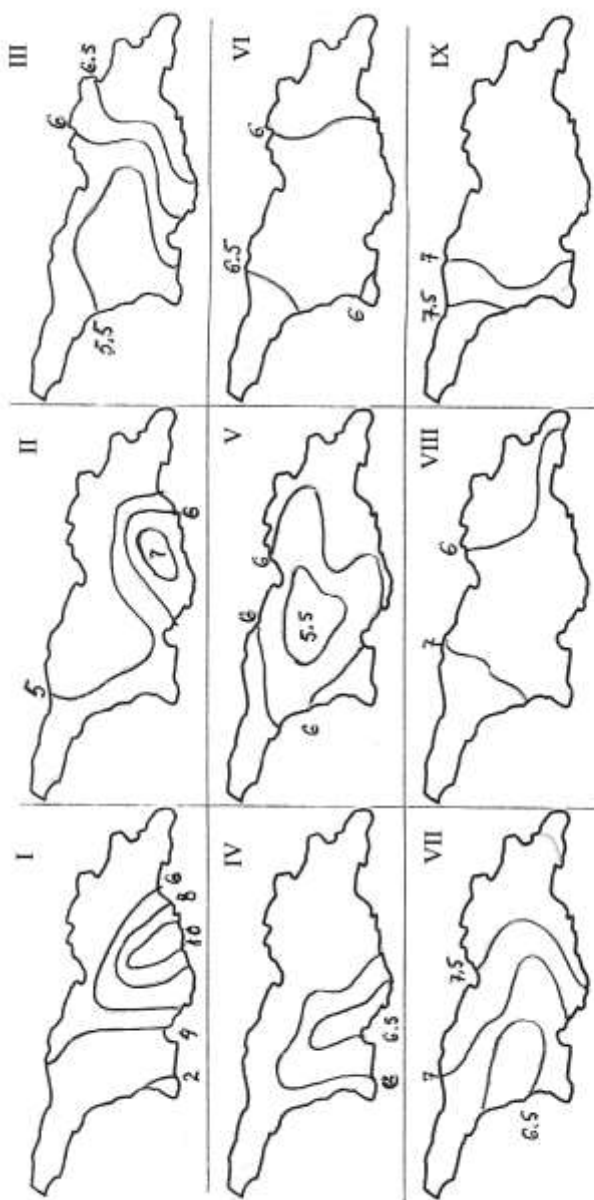
მომდევნო ფენაში (1.0-1.5 კმ) სოხუმში σ ინარჩუნებს თავის მნიშვნელობას, ბათუმში ადგილი აქვს უმნიშვნელო მატებას, თბილისში ხდება საგრძნობი შემცირება, 0.54-დან 0.31-მდე. სხვა სადგურებზე ოდნავი კლებაა როდიონოვკაში 0.23 (იყო 0.28) და ოდნავი მატება აბასთუმანში და თეთრ წყაროში, სადაც ორივეგან $\sigma=0.32$.

შემდეგ ფენაში, როგორც წესი σ -ს რიცხვითი მნიშვნელობა შემცირებულია ყველა სადგურისათვის. σ უმცირესი მნიშვნელობა დაფიქსირებულია აბასთუმანში და როდიონოვკაში (0.16); უდიდესი მნიშვნელობა, 0.29 - თბილისში. ანალოგიური სურათია მომდევნო ფენებში. შეიძლება აღინიშნოს, რომ σ -ს ოდნავი ზრდა შეიმჩნევა ბოლო დონეზე (6.5-7.5 კმ), რაც შეიძლება აიხსნას ამ დონეზე γ -ს შედარებით გაზრდილი მნიშვნელობებით.

ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ ჰაერის ტემპერატურის ინვერსიას ძირითადად ადგილი აქვს მიწისპირა ფენაში, რაზედაც γ -ს ნიშნის ცვლასთან ერთად მიუთითებს მისი შესაბამისი σ -ს შედარებით გაზრდილი მნიშვნელობები.

1.5. მოღრუბლულობის გავლენა თავისუფალ ატმოსფეროს ტემპერატურულ სტრატეფიკაციაზე

ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის რიცხვითი მნიშვნელობა დამოკიდებულია მოღრუბლულობაზე. განვიხილოთ γ -ს ცვალებადობა სადგურებისა და დონეების მიხედვით მოწმენდილი ცის პირობებში (ნახ. 1.3).



ნახ. 13. პერსონალური ვერტიკალური
გრადიენტი მოწყვდილი ცის პირობებში
(თვალსაზრისითვის 7.5-10-ზე)

მიწისპირა ფენაში (0-0.5) დასავლეთ საქართველოში γ დიდი არ არის და -0.2 -დან -0.3 -მდე იცვლება. შედარებით გაზრდილი მნიშვნელობები დაფიქსირებულია როდიონოვკაში (-0.7) და განსაკუთრებით თეთრ წყაროში (-1.0). ყურადღებას იქცევს დიდი სხვაობა უდიდეს და უმცირეს მნიშვნელობებს შორის, აქვე აღვნიშნავთ, რომ ასეთი კონტრასტი არ ფიქსირდება არც ერთ სხვა დონეზე.

მომდევნო დონეზე (0.5-1) სოხუმში, ბათუმში და თბილისში γ -ს მნიშვნელობა ფაქტიურად ორკეცდება. როდიონოვკაში თითქმის უცვლელი რჩება (-0.7) და თეთრ წყაროში ტოლია -0.73 -ისა. აქ საყურადღებოა ამპლიტუდის შემცირება კიდურ მნიშვნელობებს შორის. საქართველოს სამხრეთ ნაწილში კვლავ სახეზეა γ -ს შედარებით გაზრდილი მნიშვნელობები.

შემდეგ დონეზე (1.0-1.5) დასავლეთ საქართველოში შენარჩუნებულია γ -ს შედარებით შემცირებული მნიშვნელობა. როდიონოვკაში γ ტოლია -0.7 -ისა. საერთოდ სადგური როდიონოვკა ხასიათდება γ -ს შედარებით სტაბილური სიდიდით, დონეების ცვლის შედეგად აქ სხვაობა არ აღემატება -0.1 -ს. თეთრ წყაროში გრძელდება γ -ს შემცირების ტენდენცია და იგი ეცემა -0.55 -მდე.

მომდევნო დონე (1.5-2) ხასიათდება γ -ს სტაბილური მნიშვნელობებით -0.65 -სა და -0.6 -ს შორის. აქვე დავამატებთ, რომ ამპლიტუდის შემცირების გარდა ამ დონედან აღგილი აქვს შესაბამისი σ -ს საგრძნობ შემცირებას, რაც კიდევ ერთხელ ადასტურებს γ -ს შედარებით სტაბილურობას.

შემდეგ დონეებზე სურათი ფაქტიურად უცვლელია, შეიძლება აღინიშნოს γ -ს მცირედი ზრდა ბოლო დონეზე (6.5-7.5) დასავლეთ საქართველოში.

ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ უკვე 2-3 კმ-დან მოწმენდილი ცის პირობებში აღგილი აქვს γ -ს ცვლილების სტაბილურობას, სხვაობა კიდურ მნიშვნელობებს შორის უმნიშვნელოა და შედარებით შემცირებულია შესაბამისი σ .

ლიტერატურა

1. ვახუშტი ბაგრატიონი. აღწერა სამეფოსი საქართველოსი. სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1940.
2. დ.მუმლაძე, ჯ.ვანნაძე. ვახუშტი ბაგრატიონის ცნობები საქართველოს ჰავის შესახებ. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 101, თბილისი, 1998.
3. მ.კორძახია. საქართველოს ჰავა. საქ. მეცნ. აკადემიის გამომცემლობა, თბილისი, 1961.
4. ეელიზბარაშვილი, ჯ.ვანნაძე. კლიმატის და კლიმატური რესურსების კვლევის ისტორია და თანამედროვე მდგომარეობა. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 101, თბილისი, 1998.
5. დ.მუმლაძე. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. მეცნიერება, თბილისი, 1991.
6. კ.თავართქილაძე, ეელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვანნაძე. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბილისი, 1999.
7. კ.თავართქილაძე, ი.შენგელია. ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში, რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა. მეცნიერება, თბილისი, 1999.
8. ეელიზბარაშვილი, მ.ელიზბარაშვილი. ურბანიზაციის ეფექტი საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილებაში. კლიმატის ცვლილების ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი, №8, თბილისი, 1999.
9. რ.სამუკაშვილი. ჰელიოენერგეტიკული რესურსების განაწილების თავისებურებები კავკასიის ტერიტორიაზე. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 102, თბილისი, 2001.
10. ეელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავაძე. გვალვები, უნალექო და ნალექიანი პერიოდები საქართველოში. მეცნიერება, თბილისი, 1992.
11. ლ.ქართველიშვილი, ეელიზბარაშვილი, ჯ.დოლიძე, ჯ.ვანნაძე, ჯ.მდინარაძე. 2000წლის გვალვა აღმოსავლეთ საქართველოში. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 107, თბილისი, 2002.

12. ჯ.ვანნაძე, ი.ჩოგოვაძე. აღმოსავლეთ საქართველოში გვალვის გამომწვევი სინოპტიკური პროცესების მოკლე ანალიზი. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 107, თბილისი, 2002.
13. მელიზბარაშვილი. საქართველოს ტერიტორიის ტემპერატურის ველი. თბილისი, 1999.
14. ჯ.ვანნაძე, კ.თავართქილაძე, ლ.ყურაშვილი. თავისუფალი ატმოსფეროს კლიმატის ცვალებადობა. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 103, თბილისი, 2001.
15. ჯ.ვანნაძე, ლ.ყურაშვილი. თავისუფალი ატმოსფეროს თერმული სტრატეფიკაცია და მისი ცვალებადობა საქართველოში. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 102, თბილისი, 2001.
16. Кондратьев К.Я. Приоритеты глобальной климатологии. Известия РГО, том 136, 2004.
17. Кондратьев К.Я., Демирчян К.С. Глобальный климат и протокол Киото. Вести РАН, том 171, №11, 2001.
18. Кондратьев К.Я., Крапивкин В.Ф. Глобальные изменения: реальные и возможные в будущем. Исслед. Земли из космоса. №4, 2003.
19. Пененко В.В., Цветова Е.А. Главные факторы климатической системы глобального и регионального масштабов и их применение в экологических исследованиях. Оптика атмосферы и океана, т.16, №5-6, 2003.
20. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т.39, №2, 2003.
21. Наш будущий климат. Публикация ВМО. №952, Женева, 2003.
22. Тезисы докладов. Всемирная конференция по изменению климата. Москва. 29/IX-3/X, 2003.
23. Климатические ресурсы Грузии. Труды ЗапНИГМИ, вып. 44(50). Гидрометеиздат, Л., 1971.
24. Климат Тбилиси. Гидрометеиздат, Л., 1992.
25. Вязанкин А.С., Вязанкин С.А., Жадин Е.А., Кадыров Е.Н. Анализ вертикального распределения температуры в пограничном слое атмосферы и мегаполисе. Метеорология и гидрология №7, 2003.
26. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Гидрометеиздат, Л., 1964.

27. Харчилава Д.Ф. Некоторые результаты исследования вертикального распределения озона в атмосфере с метеорологическими явлениями. Тр. всесоюзного совещания по озону в Москве, ноябрь 1977. Гидрометеиздат, М., 1980.
28. Харчилава Д.Ф. О связи между вертикальными скоростями воздуха и озона в атмосфере. Сообщения АН ГССР, «Мецниереба», т.47, №3, Тбилиси, 1967.

თავი 2

თავისუფალი ატმოსფეროს ტენზომეტრობა და მისი ცვლილება 1940-1990 წლებში

კავკასიის რთულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებს გარკვეული კორექტივები შეაქვს ატმოსფერული ჰაერის ფართომასშტაბიანი ფონური ნაკადების დინამიკაში და თერმოდინამიკაში. საქართველოს მთა-გორიანი რელიეფის გავლენით ხდება ადგილობრივი მეზო და მიკროციკულაციების ფორმირება, რაც რადიაციული რეჟიმის თავისებურებებთან ერთად, მიზეზია რეგიონის მიწისპირა ფენაში კლიმატის მრავალფეროვნებისა. დედამიწის ზედაპირიდან დაშორებისას განსხვავება კლიმატურ პირობებში მცირდება და უკვე 1-2 კმ სიმაღლეზე შეიმჩნევა მეტეოელემენტების მრავალწლიან მნიშვნელობათა საგრძნობი დაახლოება, ხოლო 3-4 კმ-დან რეგიონის თავისუფალ ატმოსფეროში ჰავა პრაქტიკულად ერთგვაროვანი ხდება. ამ მოვლენას ადასტურებს კვლევის შედეგები, მოცემული მონოგრაფიაში [1], რომელშიც პირველად არის შესწავლილი რეგიონში თავისუფალი ატმოსფეროს ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების რეჟიმის თავისებურებანი და მასზე მთა-გორიანი პირობების გავლენა. ნაშრომში წარმოდგენილი ამოცანის გადაწყვეტა ეყრდნობა ქალაქების - სოხუმი, ბათუმი, თბილისი, ერევანი და ბაქო, მიმდებარე ტერიტორიებზე 1936-1953წწ. შესრულებულ ატმოსფეროს აეროლოგიურ ზონდირების მასალებს. ეს მონოგრაფია შეიძლება მივიჩნიოთ საწყის ეტაპად თავისუფალ ატმოსფეროს ჰავის, კერძოდ კი მისი ტენზომეტრობის, გამოკვლევაში. ამ მიმართულებით კვლევის შემდგომი განვითარება მოცემულია შრომებში [2,3], სადაც შესწავლილია ატმოსფეროში ტენიანობის ვერტიკალური განაწილება 1957წ. ჩატარებული რადიოზონდირების მონაცემებით დიდი და მცირე კავკასიონის ცენტრალური ნაწილის ზოგიერთი პუნქტისათვის: მთა-საბუეთი, თბილისი, ჯვრის უღელტეხილი და ორჯონიკიძე. როგორც ირკვევა (იხ. გამოსახულებები 2.1 და 2.4), ეს მონაცემები კარგად ესადაგება [1]-ში განხილულ გაზომვათა პირველ ჯგუფს. ქრონოლოგიურად შემდეგი ეტაპის აეროლოგიური კვლევის შედეგები მოცემულია მონოგრაფიებში [4,5]. ისინი წარმოადგენენ მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის 4 პუნქტში – ატლანტიკის და ინდოეთის ოკეანეები, თბილისი, თამდი (შუა

აზიას), აეროლოგიური გაზომვებით 1962-1971წწ. მიღებული მასალების განზოგადოებას და აზუსტებენ ატმოსფეროში ტემპერატურისა და სინოტივის ვერტიკალური განაწილების თავისებურებებს. შრომებში [4,5] განხილული მონაცემები ქმნიან მეორე ჯგუფს, განსხვავებულს [1-3]-ში შესულ გაზომვათა ჯგუფისაგან. ამ მეორე ჯგუფში წარმოდგენილია, აგრეთვე, საქართველოს ტერიტორიის 6 პუნქტის – სოხუმი, ბათუმი, თბილისი, აბასთუმანი, თეთრი-წყარო, რადიონოვკა – 1967-1987წწ. რადიოზონდირების მონაცემები, რომელთა საფუძველზე წინამდებარე ნაშრომში განხილულია მიწისპირა ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურისა და სინოტივის განაწილების შემდგომი კვლევის შედეგები. თითოეული პუნქტის 90 რადიოზონდი (რ/ზ) შერჩეულ იქნა იმ პრინციპით, რომ თანაბრად ყოფილიყო წარმოდგენილი მონაცემები დაკვირვებათა ვადების და თვეების მიხედვით. გარდა ამისა 90რ/ზ დაიყო დამატებით სამ ქვეჯგუფად ღრუბლიანობის გრადაციის მიხედვით: მოწმენდილი ცის თაღი – 0 ბალი, საშუალო - 4-6 ბალი და ძლიერი მოღრუბლულობა – 10 ბალი. რადიოზონდირების შედეგად მიღებული ატმოსფეროს პარამეტრები შეესაბამებოდა 10 სტანდარტულ დონეს შემდეგ სიმაღლეებზე დედამიწის ზედაპირიდან: 0; 0.5; 1.0; 1.5; 2.5; 3.5; 4.5; 5.5; 6.5; 7.5 კმ.

ზემოთხსენებული ნაშრომების გარდა თავისუფალი ატმოსფეროს სტრატეფიკაციის და კლიმატის ცვალებადობის უკეთ შესწავლის მიზნით ბოლო წლებში საქართველოში გამოქვეყნდა რამდენიმე მონოგრაფია [16-19] და სტატია [20-22].

ამრიგად, ამ მოკლე მიმოხილვაში განხილულ შრომათა მონაცემები საშუალებას იძლევა არა მარტო შეჯერდეს და დაზუსტდეს ატმოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილებისა და წყლის ორთქლის მარაგის მნიშვნელობები ქრონოლოგიურად განსხვავებულ პერიოდებში, არამედ შესწავლილ იქნას, აგრეთვე, მათი კლიმატური ცვლილებები საქართველოს ტერიტორიაზე.

2.1. კავშირი აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებასა და მიწისპირულ მნიშვნელობას შორის

როგორც ცნობილია, ატმოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის ცვლილება ვერტიკალური მიმართულებით შეიძლება აღიწეროს კლებადი ექსპონენციალური ფუნქციით [3-8]:

$$\rho = \rho_0 e^{-cz}, \quad (2.1)$$

სადაც ρ და ρ_0 (გ/მ³) – აბსოლუტური სინოტივის მნიშვნელობებია z (კმ) სიმაღლეზე და დედამიწის ზედაპირზე, c (1/კმ)-ემპირიული კოეფიციენტი. c კოეფიციენტის ფიზიკური შინაარსი იმაში მდგომარეობს, რომ რიცხობრივად იგი იმ სიმაღლის შებრუნებული სიდიდეა, რომლისთვისაც ρ სინოტივე e -ჯერ ეცემა ρ_0 -თან შედარებით. c გვიჩვენებს, თუ რა სისწრაფით კლებულობს ρ სიმაღლის მიხედვით, ე.ი. ფაქტიურად წარმოადგენს ცვლილების სიჩქარეს. მართლაც (2.1)-დან

$$\frac{d\rho}{dz} = -c\rho \quad \text{და} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = c, \quad \text{ანუ} \quad c = -\frac{d \ln \rho}{dz}.$$

ატმოსფეროს მთელი ფენის სისქის გათვალისწინებით, (2.1)-ის ინტეგრირება გვაძლევს სიდიდეს, რომელიც წარმოადგენს ატმოსფეროში წყლის ორთქლის (ან წყლის) საერთო მარაგს

$$\omega = \int_0^{\infty} \rho(z) dz = \int_0^{\infty} \rho_0 e^{-cz} dz = \frac{\rho_0}{c}. \quad (2.2)$$

ამრიგად, ω არის წყლის რაოდენობა, მოთავსებული ჰაერის ერთეულოვანი კვეთის მქონე ვერტიკალურ ცილინდრში დედამიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროს ზედა საზღვრამდე. რადგან მიღებულია ω -ს განზომილება გ/სმ², ამიტომ, (2.1) და (2.2)-ის გათვალისწინებით, ვიღებთ

$$\omega = 0.1 \frac{\rho_0}{c}. \quad (2.3)$$

ამ ფორმულაში ω -ს განზომილებაა გ/სმ², ρ_0 - გ/მ³, ხოლო c -1/კმ. შრომებში [3-5,8] ნაჩვენებია, რომ ატმოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილება კავკასიის მთა-გორიანი პირობების გათვალისწინებით უკეთესად აღიწერება ფორმულით [6,7]:

$$\rho = \rho_0 e^{-az-bz^2}, \quad (2.4)$$

სადაც a (1/კმ) და b (1/კმ²) – ემპირიული მუდმივებია.

თუ შევადარებთ (2.1) და (2.4) ფორმულებს ერთმანეთს, მაშინ მივიღებთ, რომ $c=a+bz$ ე.ი. c -კოეფიციენტი შეიძლება წარმოვადგინოთ z -სიმაღლის წრფივი ფუნქციის სახით. მაგალითად [3]-ში განხილულია a -კოეფიციენტის დამოკიდებულება ზღვის დონიდან პუნქტის z_0 -სიმაღლეზე:

$$a=a_1+a_2 z_0 \quad (2.5)$$

ამრიგად, ამ შემთხვევაში

$$c=a_1+a_2 z_0+bz, \quad (2.6)$$

ე.ი. მიიღება z -ის წრფივი კოეფიციენტი. აქვე [3]-ში და შემდგომ გამოკვლევებში [4,5] ასევე აღნიშნულია, რომ კოეფიციენტების მნიშვნელობები $a_1=0.21$ $1/კმ^2$, $a_2=0.15$ $1/კმ^2$ და $b=0.029$ $1/კმ^2$ უკვე ნამდვილად წარმოადგენენ ემპირიულ მუდმივებს და ისინი არ იცვლებიან z -ის მიხედვით.

ამიტომ, შესაძლებელია (2.1) და (2.4) გამოყენება კავკასიის პირობებში ნებისმიერი პუნქტისათვის, თუ, ცხადია, (2.1)-ში $c=a_1+a_2 z_0+bz$, ხოლო (2.4)-ში $a=a_1+a_2 z_0$, a_1 , a_2 და b -კოეფიციენტების აღნიშნული რიცხვითი მნიშვნელობებით. (2.4) ფორმულის გათვალისწინებით ატმოსფეროში წყლის მარაგის სიდიდის გამოსათვლელად მიიღება შემდეგი გამოსახულება [8,9]:

$$\omega = \int_0^{\infty} \rho_0 e^{-az-bz^2} dz = \frac{\rho_0 \sqrt{\pi}}{2\sqrt{b}} \exp\left(\frac{a^2}{4b}\right) \left[1 - \Phi\left(\frac{a}{2\sqrt{b}}\right)\right], \quad (2.7)$$

$$\text{ე.ი. } \omega=0.1k\rho_0, \quad (2.8)$$

$$\text{სადაც } k = \frac{\sqrt{\pi}}{2\sqrt{b}} \exp\left(\frac{a^2}{4b}\right) \left[1 - \Phi\left(\frac{a}{2\sqrt{b}}\right)\right], \quad (2.9)$$

$$\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-y^2) dy \quad (2.10)$$

- ცდომილებათა აღბათობის ინტეგრალია [10].

(2.8)-ში ω -ს განზომილებაა ისევ გ/სმ², ρ_0 =გ/მ³, ხოლო k გაზომილია კმ-ში.

თუ შევადარებთ ერთმანეთს (2.3) და (2.8), მაშინ მივიღებთ

$$k = \frac{1}{c}. \quad (2.11)$$

ამიტომ, c -ს შესაფასებლად შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც (2.6) ფორმულა, ასევე (2.11)-დან გამომდინარე გამოსახულება

$$c = \frac{2\sqrt{b}}{\sqrt{\pi} \exp\left(\frac{a^2}{4b}\right) \left[1 - \Phi\left(\frac{a}{2\sqrt{b}}\right)\right]} \quad (2.12)$$

ამრიგად, ყველა ზემოთ მოყვანილი (2.1)-(2.12) ანალიზური გამოსახულებები ფაქტიურად აკავშირებენ აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებას და ატმოსფეროში წყლის მარაგის სიდიდეს სინოტივის მიწისპირულ მნიშვნელობასთან, რომლის დადგენა შესაძლებელია [11]-ში წარმოდგენილი ρ_0 -ის მონაცემთა ბაზის საფუძველზე. რაც შეეხება ამ გამოსახულებებში შემავალ ემპირიულ a , b და c კოეფიციენტებს, მათი გამოთვლა შესაძლებელია, მაგალითად, უმცირეს კვადრატთა მეთოდით იმ რეპერული პუნქტების მონაცემების საფუძველზე, სადაც ჩატარებულია ატმოსფეროს აეროლოგიური ზონდირება.

რა სიზუსტით შეიძლება წყლის მარაგის გამოთვლა (2.3) და (2.8)-(2.10) ფორმულებით? ამ კითხვაზე პასუხის გასაცემად შეფასდა ცდომილება, რომელიც დადგენილ იქნა ფორმულებით მიღებულ ω -ს მნიშვნელობის მის ემპირიულ სიდიდესთან შედარებით. ემპირიული სიდიდე განისაზღვრა უშუალოდ რადიოზონდირების მონაცემების საფუძველზე შემდეგი გამოსახულებით:

$$\omega = \sum_{i=1}^n \frac{\rho_{i-1} + \rho_i}{2} (z_i - z_{i-1}). \quad (2.13)$$

აქ ρ_{i-1} და ρ_i აბსოლუტური სინოტივის მნიშვნელობებია მეზობელ დონეებზე, რომელთა სიმაღლეებია z_{i-1} და z_i , n -დონეთა რაოდენობა დედამიწის ზედაპირიდან დაწყებული. აბსოლუტური სინოტივე თითოეულ დონეზე გამოთვლილი იქნა ფორმულით:

$$\rho = \frac{216.75e}{273.15 + t}, \quad (2.14)$$

სადაც e და t შესაბამისად წყლის ორთქლის დრეკადობა (პარციალური წნევა, მბ ან კპა) და ტემპერატურა ($^{\circ}\text{C}$).

ცდომილებები დადგენილი იქნა 1967-1987წწ მონაცემების მიხედვით და მისი მნიშვნელობები მოცემულია ცხრ. 2.1-ში. როგორც ვხედავთ, ყველა შემთხვევაში (2.8)-(2.10) გამოსახულებები იძლევიან უკეთეს შედეგს, თუმცა უმარტივესი (2.3) ფორმულითაც მიიღება თ-ს მნიშვნელობა დასაშვები სიზუსტით.

ცხრილი 2.1. ატმოსფეროში წყლის მარაგის გამოთვლის ცდომილებები

პარამეტრი	რადიოზონდირების პუნქტი						შენიშვნა
	ბათუმი	სოხუმი	თბილისი	თეთრიწყარო	აბასთუმანი	რადიონოვკა	
ω გ/სმ ²	2.19	2.10	2.32	2.37	2.51	1.55	თ-ს ემპირიული (ნამდვილი) მნიშვნელობა, განსაზღვრულია (2.13)-ის მიხედვით
ω_1 გ/სმ ²	2.03	1.93	1.83	1.84	1.84	1.28	თვითმართვლილია (2.3) ფორმულით
ω_2 გ/სმ ²	2.22	2.09	2.27	2.04	2.31	1.48	თვითმართვლილია (2.8) ფორმულით
δ_1 %	9	8	24	11	26	16	$\delta_1 = \frac{ \omega_2 - \omega_1 }{\omega_1} 100\%$
δ_2 %	9	8	19	10	20	14	$\delta_2 = \frac{ \omega_2 - \omega_1 }{\omega_2} 100\%$
δ_3 %	8	8	21	22	27	18	$\delta_3 = \frac{ \omega - \omega_1 }{\omega} 100\%$
δ_4 %	1	1	2	14	8	5	$\delta_4 = \frac{ \omega - \omega_2 }{\omega} 100\%$

შემდგომ გამოკვლევაში [11], სადაც დაისვა საქართველოში კლიმატურ ცვლილებებთან დაკავშირებით ატმოსფეროში სინოტივის ველისა და მისი საუკუნეობრივი ცვლილების ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელის აგების ამოცანა, გამოიკვეთა მოსაზრება (2.1)-ში შემავალი c კოეფიციენტის z -ის უფრო რთული ფუნქციით წარმოდგენისა, ვიდრე მისი წრფივი (2.6) მიახლოებაა. უნდა აღინიშნოს, რომ ჯერ კიდევ [2]-ში განხილული მასალა მიუთითებს (2.8)-ში შემავალი k კოეფიციენტის

არა მარტო z -ზე წრფივ დამოკიდებულებაზე, არამედ მისი z -ის უფრო რთული ფუნქციით წარმოდგენის შესაძლებლობაზე (მაგ. თბილისის მონაცემები). ეს კი ნიშნავს სწორედ $c = \frac{1}{k}$

კოეფიციენტის არაწრფივობას ვერტიკალური კოორდინატის მიმართ. ასევე [4]-ში წარმოდგენილი a კოეფიციენტის წრფივი აპროქსიმაცია, თანახმად (2.5)-ისა, არ ითვალისწინებს ატლანტიკის და ინდოეთის ოკეანეებში ჩატარებული რადიოზონდირების მონაცემებს, რომლებიც აგრეთვე მიუთითებენ c -ს არაწრფივ დამოკიდებულებაზე ვერტიკალურ კოორდინატზე.

ქვემოთ მოცემულ ნახ. 2.1-ზე წარმოდგენილია ორი მრუდი (ა) და (ბ), რომლებიც ცალკე-ცალკე ასახავენ $c(z_0, z)$ ფუნქციას ზემოხსენებულ ორ პერიოდში. მრუდი (ა) შეესაბამება პირველი პერიოდის (1936-1957წწ, [1-3]), ხოლო (ბ)- მეორე პერიოდის (1962-1987წწ, [4,5] და წინამდებარე ნაშრომში გაანალიზებული აეროლოგიურ დაკვირვებათა მასალები) მონაცემებს. a , b და c კოეფიციენტების მნიშვნელობები დაკვირვების პერიოდისა და აეროლოგიური ზონდირების პუნქტის შესაბამისად მოცემულია ცხრ. 2.2-ში. (ა) და (ბ) მრუდები ნახ.2.1-ზე აგებულია ამ ცხრილის საფუძველზე. (ბ) მრუდის ანალიზური წარმოდგენა მოიცემა (2.15) ფორმულით:

$$c(z_0) = \begin{cases} 0.5 - 0.28z_0, \text{ თუ } z_0 \leq 0.3\text{კმ}, \\ 0.36 + 0.19z_0 - 0.024z_0^2, \text{ თუ } z_0 > 0.3\text{კმ}. \end{cases} \quad (2.15)$$



ნახ. 2.1. C კოეფიციენტის დამოკიდებულება წიმაღლეზე.

(ა) - 1938-1957 წლების მონაცემები; (ბ) - 1962-1987 წლების მონაცემები.

ცხრილი 2.2.ა, ა და ბ კოეფიციენტების მნიშვნელობები (2.1) და (2.4) ფორმულებში

პერიო- დი წწ	კო- ეფ.	დაკვ. პუნ- ქტი	სი- მაღ. ზღ.დ.	თვეები												საშ. წლ.
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1981- 1987	c	ბათუმი სოხუმი თბილისი	2 26 403	0.56 0.54 0.42	0.54 0.49 0.43	0.51 0.5 0.42	0.5 0.48 0.44	0.46 0.49 0.38	0.49 0.5 0.38	0.55 0.49 0.45	0.53 0.47 0.47	0.47 0.51 0.4	0.5 0.5 0.46	0.56 0.5 0.41	0.48 0.49 0.45	0.508 0.497 0.426
1973- 1974		თეთრი- წყარო	1140							0.566						0.566
1978- 1979		აბასთ.	1265							0.557						0.557
1967- 1968		რადიონ.	2100							0.627						0.627
1981- 1987	ა	ბათუმი სოხუმი თბილისი	2 26 403	0.38 0.41 0.23	0.35 0.31 0.23	0.39 0.39 0.1	0.39 0.3 0.19	0.38 0.3 0.09	0.36 0.37 0.12	03 0.41 0.25	0.28 0.39 0.1	0.33 0.3 0.11	0.36 0.39 0.14	0.46 0.41 0.14	0.46 0.39 0.15	0.37 0.364 0.154
1973- 1974		თეთრი- წყარო	1140							0.413						0.413
1978- 1979		აბასთ.	1265							0.287						0.287
1967- 1968		რადიონ.	2100							0.542						0.542
1981- 1987	ბ	ბათუმი სოხუმი თბილისი	2 26 403	0.03 0.02 0.03	0.03 0.03 0.03	0.02 0.02 0.05	0.02 0.03 0.04	0.01 0.03 0.05	0.02 0.02 0.04	0.03 0.01 03	0.04 0.01 0.06	0.02 0.04 0.05	0.02 0.02 0.05	0.02 0.02 0.04	0 0.02 0.05	0.022 0.023 0.043
1973- 1974		თეთრი- წყარო	1140							0.26						0.26

1978-1979		აბასთ.	1265							0.46						0.46
1967-1968		რადიონ.	2100							014						0.14
პერი- ოდი წწ	კო- ეფ.	დაკვ. პუნ- ქტი	სი- მალ. ზღ.დ.	თვეები												საშ. წლ.
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1962-1971	c	თბილისი ტამდი წყნ.ოკ. ატლ.ოკ.	403 220 0 0	0.422 0.325 0.581 0.86			0.454 0.355 0.527 0.728	0.422 0.281 0.538 0.836		0.394 0.254 0.576 0.677		0.411 0.266 0.52 0.778	0.425 0.285 0.564 0.632			0.421 0.294 0.551 0.752
1962-1971	d	თბილისი ტამდი წყნ.ოკ. ატლ.ოკ.	403 220 0 0	0.325 0.257 0.606			0.365 0.23 0.542	0.306 0.168 0.526		0.254 0.135 0.624		0.311 0.14 0.522	0.364 0.183 0.61			0.321 0.185 0.572
1962-1971	b	თბილისი ტამდი წყნ.ოკ. ატლ.ოკ.	403 220 0 0	0.032 0.027 0.005			0.03 0.036 0.008	0.034 0.04 0.009		0.04 0.045 0.008		0.032 0.036 0.002	0.027 0.034 0.008			0.032 0.036 0.007

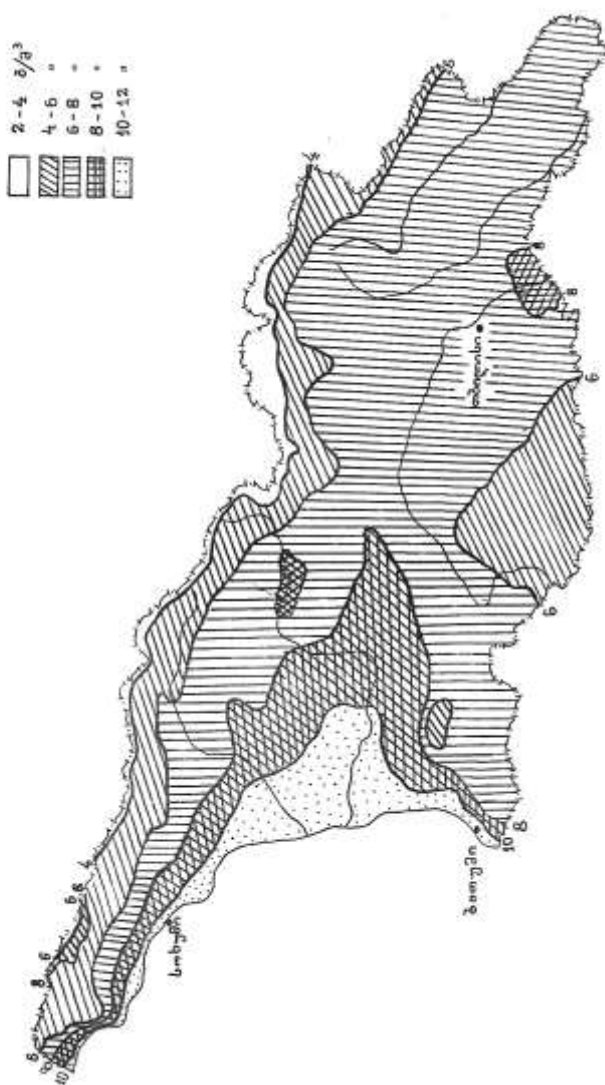
(ბ) მრუდის აგებისას ცხრ. 2.2-დან არ არის გათვალისწინებული 1962-1971წწ პერიოდის თამდისა და ატლანტიკის ოკეანის მონაცემები. ეს აიხსნება იმით, რომ პუნქტი თამდი მდებარეობს დაახლოებით $z_0=0.2$ კმ სიმაღლეზე შუა აზიის უდაბნოს რეგიონში და მისთვის დამახასიათებელია მკვეთრად კონტინენტური, გვაღვიანი ჰავა. ასეთი სიმაღლეებით საქართველოს ტერიტორიაზე წარმოდგენილია კოლხეთის დაბლობი, საპირისპირო სუბტროპიკული ტენიანი კლიმატით. რაც შეეხება ატლანტიკაში რადიოზონდირების პუნქტს, იგი მდებარეობს გოლფსტრიმის დინების საზღვარზე, მისი წარმოქმნის რაიონში ($z_0=0$) და ხასიათდება საქართველოს სანაპირო ზოლისთვის არატიპური, მეტად არამდგრადი ამინდისა და ზედმეტად ტენიანი ტროპიკული კლიმატური პირობებით. ასევე, (ა) მრუდის აგებისას არ არის მხედველობაში მიღებული ერვენის მონაცემები (1936-1953წწ) მათი დაბალი სტატისტიკური უზრუნველყოფის გამო, რაც გამოიხატა c კოეფიციენტის განსაზღვრის დიდ ცდომილებებში. როგორც ნახ.2.1-დან ჩანს, (ა) და (ბ) დამოკიდებულებები დაახლოებით ერთნაირი მოსაზულობისაა. შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ ისინი გადადიან ერთმანეთში ორდინატთა ღერძის მიმართ პარალელური გადატანით. ეს ადასტურებს მოსაზრებას, რომ ნაპოვნი $c(z_0)$ ანალიზური წარმოდგენა საქართველოს რეგიონისთვის უნივერსალურ ხასიათს ატარებს. იგი ითვალისწინებს სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებას როგორც კოლხეთის დაბლობის ზონაში, ასევე დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა და მთიან რაიონებში. უნდა ვივარაუდოთ, რომ ორი (ა) და (ბ) დამოკიდებულების არსებობა დაკავშირებულია ატმოსფეროში სინოტივის ველის კლიმატურ ცვლილებასთან. ისინი ასახავენ არსებული ორი ჯგუფის აეროლოგიურ მონაცემებს და ორი პერიოდის შესაბამის აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ სტრუქტურას რეგიონში. შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ კლიმატურ ცვლილებას ამ შემთხვევაში გამოხატავს $c(z_0)$ დამოკიდებულებაში შემავალი ემპირიული კოეფიციენტების ცვალებადობა. მაგრამ არ არის გამორიცხული, რომ კლიმატური ცვლილება იწვევდეს თვით სინოტივის ველის სტრუქტურის აღმწერი ფუნქციის ტიპის შეცვლასაც.

ამრიგად, აბსოლუტური სინოტივისა და წყლის მარაგის ველების, აგრეთვე მათი ცვლილების შესწავლისას, ძირითადად გამოყენებული იქნება ინფორმაცია $c(z_0)$ კოეფიციენტის შესახებ, ხოლო დამატებით, საჭიროებისამებრ, მონაცემები a და b კოეფიციენტებზე.

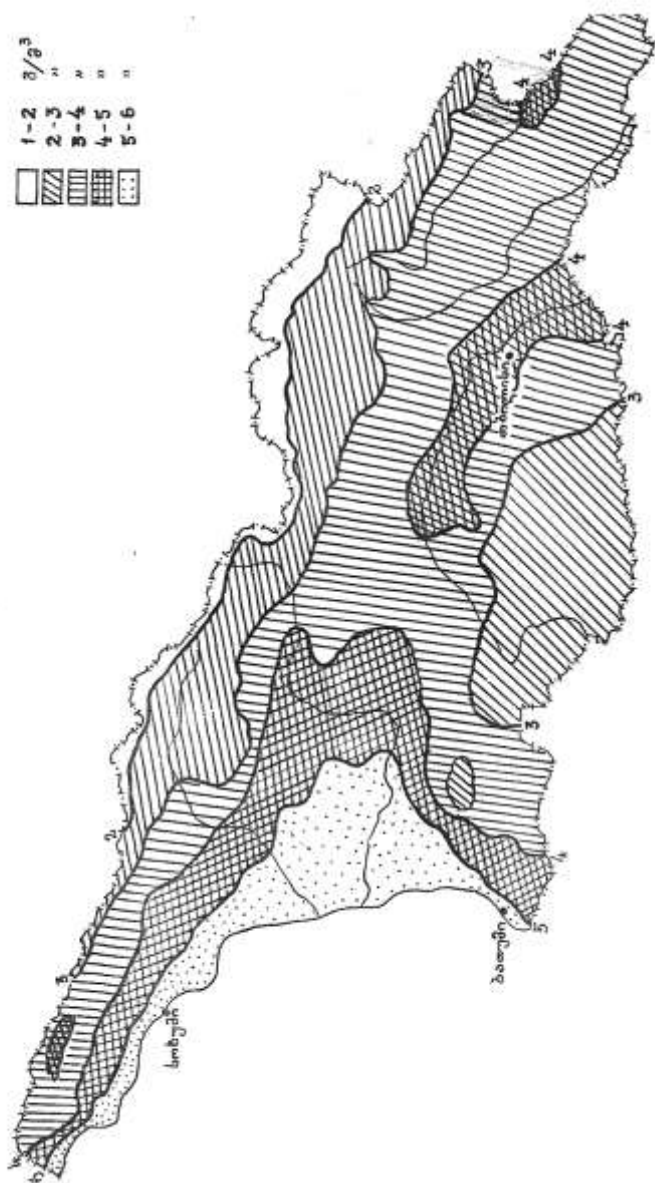
2.2. აბსოლუტური სინოტივე მიწისპირა ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში

როგორც ცნობილია ტენშემცველობა ატმოსფეროში მიყვება ტემპერატურის წლიურ მსვლელობას და შეესაბამება, აგრეთვე, აორთქლების ინტენსივობას წყლის და დედამიწის ზედაპირებიდან. ნახაზებზე 2.2, 2.3 და 2.4 მოცემულია საქართველოს ტერიტორიაზე აბსოლუტური სინოტივის წლიური, იანვრის და ივლისის განაწილებები მიწისპირა ფენაში. ამისათვის გამოყენებულ იქნა ρ_0 მონაცემთა ბაზა [11] და რადიოზონდირების მონაცემები $z_0=0-0.5$ დონისათვის. როგორც ვხედავთ, აბსოლუტური სინოტივის მინიმალური მნიშვნელობები დაიკვირვება ზამთარში (იანვარი), ხოლო მაქსიმალური-ზაფხულში (ივლისი). როგორც მოსალოდნელი იყო, მომატებული ტენშემცველობა ახასიათებს მთლიანად დასავლეთ საქართველოს და, კერძოდ, კოლხეთის დაბლობს. აქ ზამთარში $\rho_0=5-6\text{ გ/მ}^3$ საზღვრებშია, ზაფხულში $\rho_0=16-18\text{ გ/მ}^3$, ხოლო წლიური მნიშვნელობები შეადგენენ $\rho_0=10-12\text{ გ/მ}^3$. მთისწინა რაიონებში სინოტივე იანვარში ეცემა $\rho_0=4\text{ გ/მ}^3$ -მდე, ხოლო კავკასიონის დასავლეთისა და ცენტრალური ნაწილების მთიან და მაღალმთიან ზოლში $\rho_0=2-3\text{ გ/მ}^3$. აქვე მთისწინეთში ივლისში სინოტივე შეადგენს $\rho_0=12-16\text{ გ/მ}^3$, ხოლო წლიური მნიშვნელობა $\rho_0=8-10\text{ გ/მ}^3$. მთიან და მაღალმთიან ზონაში ივლისში $\rho_0=8-12\text{ გ/მ}^3$, საშუალო წლიური სიდიდე $\rho_0=4-8\text{ გ/მ}^3$. დასავლეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს გამოფი ღიხის ქედის რაიონში სინოტივე იანვარში $\rho_0=3.5-4.0\text{ გ/მ}^3$, ივლისში $\rho_0=11.5-13.5\text{ გ/მ}^3$, საშუალო წლიური მნიშვნელობა შეადგენს $\rho_0=7-8\text{ გ/მ}^3$.

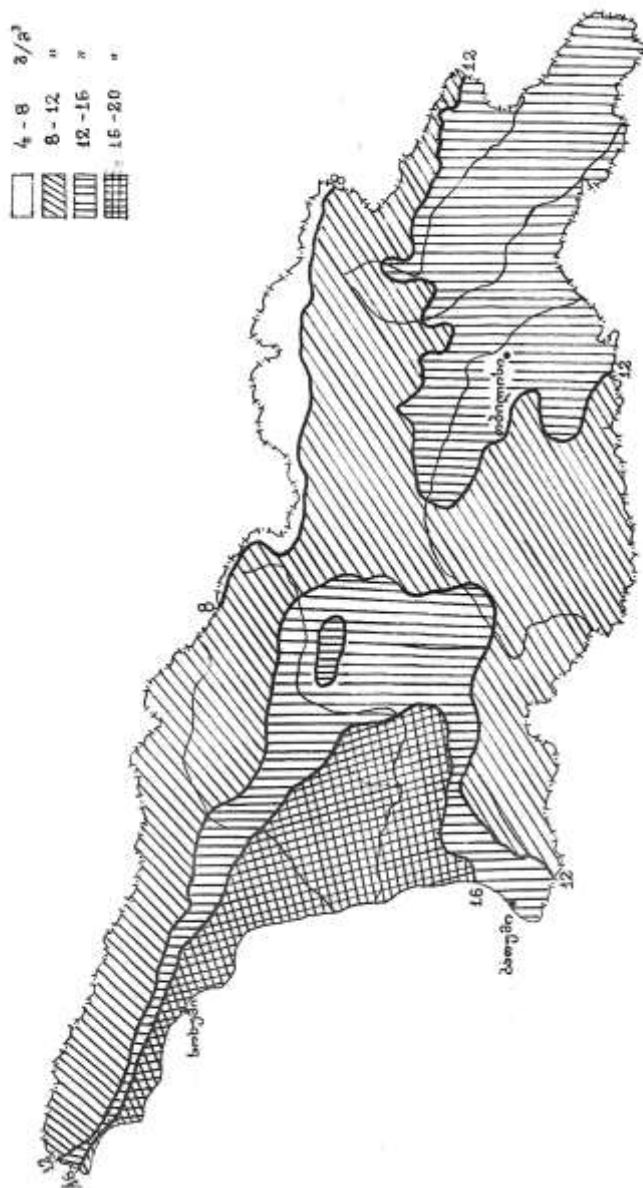
სამცხე-ჯავახეთის რეგიონს საერთოდ ახასიათებს აბსოლუტური სინოტივის შედარებით დაბალი მნიშვნელობები: იანვარში $\rho_0=2-3\text{ გ/მ}^3$, ივლისში $\rho_0=8-12\text{ გ/მ}^3$, საშუალო წლიური სიდიდე $\rho_0=5-7\text{ გ/მ}^3$.



ნახ. 2.2. აფხაზეთის ავტონომიური რესპუბლიკის ტერიტორიის ფართობის შეფასება საქართველოს ტერიტორიის ფართობის მიხედვით.



ნახ. 23. ადგილობრივი ხიდობების ადგილის თვისებების მიხედვით დაყოფის რუკა. 1-6 - ადგილობრივი ხიდობების ადგილის თვისებების მიხედვით დაყოფის რუკის ნომერები.



ნახ. 24. აბსოლუტური სიმაღლის თვის საშუალო წიგნელობების განაწილება ატმოსფეროს მქონებარ ფესებზე საქართველოს ტერიტორიაზე

დასავლეთ საქართველოსთან შედარებით აღმოსავლეთ საქართველო ყველა თვეებში გამოირჩევა ატმოსფეროს მიწის-პირა ფენაში ტენშემცველობის განაწილების ერთგვაროვნობით. ატმოსფეროს მეტი სიმშრალის გამო აქაც დაიკვირვება აბსოლუტური სინოტივის დაბალი მნიშვნელობები: საშუალო წლიური სიდიდე თითქმის მთელ მის ტერიტორიაზე შეადგენს $\rho_0=6-8\text{გ/მ}^3$, აღმოსავლეთ კავკასიონის მთიანეთში სინოტივე ეცემა $\rho_0=4\text{გ/მ}^3$ -მდე, ხოლო მაღალ მთაში $\rho_0=2-4\text{გ/მ}^3$ -მდე. როგორც აღვნიშნეთ, ყველაზე დაბალი სიდიდეები დაიკვირვება ზამთარში: იანვარში დაბლობ რაიონებში $\rho_0=3-4\text{გ/მ}^3$, მთიანეთში $\rho_0=2-3\text{გ/მ}^3$, მაღალ მთაში $\rho_0=1-2\text{გ/მ}^3$. ზაფხულის თვეებში (ივლისი) აბსოლუტური სინოტივის მაქსიმალური მნიშვნელობებია: დაბლობში $\rho_0=12-13\text{გ/მ}^3$, მთისწინა და მთიან ნაწილში $\rho_0=8-12\text{გ/მ}^3$, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონის მაღალ-მთიან ვიწრო ზოლში $\rho_0=4-8\text{გ/მ}^3$.

სიმაღლის მიხედვით აბსოლუტური სინოტივის საშუალო მნიშვნელობები, აგრეთვე სხვადასხვა პუნქტებში დაფიქსირებულ სიდიდეებს შორის მკვეთრი განსხვავება კლებულობს. ცხრ. 2.3-ის მიხედვით დედამიწის ზედაპირიდან $z=3.5\text{კმ}$ -ზე $\rho_0=1.1-2.2\text{გ/მ}^3$ საზღვრებშია, ხოლო $z=5.5\text{კმ}$ -ზე $\rho_0=0.3-0.7\text{გ/მ}^3$. საშუალო სიდიდეებს შორის შესამჩნევი განსხვავება სიმაღლეებზე, გამოწვეული მთაგორიანი რელიეფის გავლენით, ვრცელდება $z=1.5-2.5\text{კმ}$ -მდე, რაც ადასტურებს [1]-ში მიღებულ შედეგებს.

(2.15) კანონზომიერებიდან გამომდინარე შეიძლება უშუალოდ შეფასდეს, მაგალითად, ორი პუნქტისთვის ზღვის დონიდან ის სიმაღლე, სადაც აბსოლუტური სინოტივის მნიშვნელობები გაუტოლდებიან ერთმანეთს. პირობიდან

$$\rho_1 \exp[-c_1(z_1)(z-z_1)] = \rho_2 \exp[-c_2(z_2)(z-z_2)], \quad (2.16)$$

მივიღებთ

$$z = \frac{\ln\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right) + c_2 z_2 - c_1 z_1}{c_2 - c_1}. \quad (2.17)$$

აქ ρ_1 და ρ_2 აბსოლუტური სინოტივის მიწისპირა მნიშვნელობებია შესაბამისად პირველ და მეორე პუნქტებში, z_1 და z_2 მათი სიმაღლეებია ზღვის დონიდან (კმ-ში), ხოლო c_1 და c_2 კოეფიციენტები გამოითვლება (2.15)-ის საფუძველზე. მაგალითად, თბილისი-რადიონოვიკის შემთხვევაში (2.17)-დან მიიღება $z=5.6$ კმ, რაც ამ პუნქტების განლაგების სიმაღლის გათვალისწინებით, კარგ თანხვედრაშია ცხრ. 2.3-ის მონაცემებთან.

ცხრილი 2.3 აბსოლუტური სინოტივის (გ/მ³) მნიშვნელობები სიმაღლეების მიხედვით

№	პუნქტი	სიმაღლე z კმ									
		0	0.5	1.0	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.5
1	ბათუმი	9.535 4.280	7.885 3.522	6.307 2.847	5.193 2.472	3.483 1.960	2.224 1.320	1.314 0.8109	0.6754 0.4442	0.3608 0.2289	0.1914 0.1400
2	სოხუმი	9.161 4.187	7.505 3.587	6.143 3.143	5.082 2.820	3.220 1.986	2.097 1.306	1.257 0.7509	0.6758 0.4339	0.3724 0.2545	0.1844 0.1327
3	თბილისი	7.78	6.27	5.05	4.06	2.64	1.71	1.11	0.72	0.47	0.30
4	თეთრი-წყარო	11.32 2.047	8.537 1.868	7.322 1.696	6.163 1.597	3.867 1.154	2.129 0.7500	1.136 0.4976	0.5359 0.2865	0.2689 0.1445	0.1458 0.0841
5	აბასთუ-მანი	9.99	7.54	5.70	4.30	2.45	1.40	0.80	0.45	0.26	0.15
6	რადიონო-ვიკა	8.238 1.578	6.526 1.315	5.258 1.249	4.077 1.020	2.235 0.8020	1.098 0.5231	0.5501 0.2930	0.2774 0.1452	0.144 0.0668	0.0751 0.0343

1-3 პუნქტებისათვის მოცემულია ρ -ს საშუალო წლიური მნიშვნელობები, 4-6 შემთხვევაში კი ρ -ს საშუალო სიდიდე ივნის-აგვისტოს პერიოდისათვის.

აღსანიშნავია, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე მიწისპირა ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში სინოტივის რეგიონალურ კანონზომიერებაზე წარმოდგენა შეიძლება მივიღოთ უშუალოდ (2.15) დამოკიდებულებიდან. მაგალითად ის ფაქტი, რომ $z_0 \leq 0.3$ კმ სიმაღლეებისთვის $c(z_0)=0.5-0.28z_0$, ე.ი. კოეფიციენტი კლებულობს სიმაღლის მიხედვით და სინოტივე კი პირიქით იზრდება, ფიზიკურად მიგვანიშნებს, რომ კოლხეთის დაბლობის თავზე ადგილი აქვს წყლის ორთქლის მარაგის დაგროვებას, რაც გამოსატულებას პოულობს ამ რეგიონის მეტად ნოტიო ჰავაში, ჭარბ ნალექებში, მათი სიდიდის მატებაში სიმაღლის მიხედვით, დაჭაობებული მიწების არსებობაში, ზედაპირიდან აორთქლების პროცესის ინტენსივობის გაზრდაში და სხვ. ამიტომ, წლის ყველა თვეში და სეზონში ატმოსფეროს

ტენშემცველობა აქ გაცილებით მეტია, ვიდრე საქართველოს სხვა რეგიონში.

2.3. აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების დღე-ღამური და სეზონური ვარიაციები

აბსოლუტური სინოტივის მიწისპირა ველის დღე-ღამური ვარიაციების შესასწავლად გამოყენებული იქნა კლიმატური ცნობარების მასალები [12-14]. მაგალითად [12]-ში მოცემულია 1966-1980 წლებში 8 ვადიან დაკვირვებათა მიხედვით ჰაერის ტემპერატურისა და წყლის ორთქლის საშუალო თვიური და წლიური მნიშვნელობები ორი სადგურისათვის-სამტრედისა და თბილისი. ამ მონაცემების საფუძველზე (2.14) ფორმულით გამოთვლილი აბსოლუტური სინოტივის საშუალო წლიური მნიშვნელობების დღე-ღამური ცვლილება წარმოდგენილია ცხრ. 2.4-ში. აქ მოყვანილია ცვლილების კოეფიციენტის სიდიდეები 8 ვადიანი დაკვირვებების მიხედვით (ვარიაციის კოეფიციენტისგან განსხვავებით)

$$k = \frac{\rho_i}{\rho_0} . \quad (2.18)$$

აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ცვლილებები 8 და 4 ვადიანი დაკვირვების მიხედვით სამტრედიისა და თბილისისათვის მოცემულია ცხრ. 2.4 და 2.5-ში.

ცხრილი 2.4 აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ცვლილება სამტრედიისა და თბილისისათვის 8 ვადიანი დაკვირვების მიხედვით

დაკვ. ვადა სთ.	სამტრედია				თბილისი			
	ტემპ. t°C	წყლ. ორთქ. დრეკ. e მმ	აბსოლ. სინოტ. გ/მ³	$k = \frac{\rho_i}{\bar{\rho}}$	ტემპ. t°C	წყლ. ორთქ. დრეკ. e მმ	აბსოლ. სინოტ. გ/მ³	$k = \frac{\rho_i}{\bar{\rho}}$
21	13.6	13.4	10.14	1.044	12.0	10.6	8.07	1.022
0	12.5	13.3	10.10	1.040	10.7	10.5	8.03	1.017
3	11.8	12.9	9.82	1.011	9.8	10.3	7.90	1.000
6	11.5	12.5	9.53	0.982	9.5	10.3	7.91	1.001
9	14.2	12.2	9.21	0.949	12.6	10.6	8.05	1.019
12	17.5	12.7	9.48	0.976	16.1	10.4	7.80	0.987
15	18.6	12.9	9.60	0.989	17.1	10.2	7.63	0.966
18	16.3	13.1	9.82	1.011	14.9	10.4	7.84	0.992

ცხრილი 2.5. აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ცვლილება სამტრედიისა და თბილისისათვის 4 ვადიანი დაკვირვების მიხედვით

დაკვ- ვადა სთ.	სამტრედია				თბილისი			
	ტემპ. t°C	წყლ. ორთქ. დრეკ- ე მმ	აბსოლ. სინოტ. გ/მ³	$k = \frac{\rho_i}{\bar{\rho}}$	ტემპ. t°C	წყლ. ორთქ. დრეკ- ე მმ	აბსოლ. სინოტ. გ/მ³	$k = \frac{\rho_i}{\bar{\rho}}$
0	14.3	13.0	9.81	0.988	10.3	10.7	8.19	1.029
6	14.3	12.7	9.59	0.966	9.9	10.5	8.05	1.011
12	14.6	13.2	9.96	1.003	16.6	10.1	7.56	0.950
18	14.4	13.7	10.34	1.041	13.8	10.6	8.02	1.008

როგორც ვხედავთ, სინოტივის რყევა სამტრედიის შემთხვევაში უფრო მეტად არის გამოხატული, ვიდრე თბილისში. რყევის ამპლიტუდა სამტრედიაში შეადგენს დაახლოებით 0.04-0.05 გ/მ³, ე.ი. არ აღემატება დღე-ღამური მნიშვნელობის ($\bar{\rho}_0 = 9.71 \text{ გ/მ}^3$) 5%-ს. თბილისში კი ამპლიტუდა უდრის 0.02-0.03 გ/მ³-ს ან ($\bar{\rho}_0 = 7.90 \text{ გ/მ}^3$) 3-4%-ს. განსხვავებულია თავად მსვლელობის ხასიათი: სამტრედიაში აღინიშნება ერთი მინიმუმი (6 სთ) და ერთი მაქსიმუმი (21 სთ), თბილისში კი – ორი მინიმუმი (6 და 15 სთ) და ორი მაქსიმუმი (9 და 24 სთ). მსვლელობის დამთხვევა აღინიშნება მხოლოდ ღამის და დილის საათებში (0-9 სთ). სამწუხაროდ [12]-ში არ არის მოცემული ტემპერატურისა და წყლის ორთქლის დრეკადობის 8 ვადიან დაკვირვებათა მონაცემები სხვა სადგურებისთვის, რაც არ იძლევა ვარიაციის რეგიონალური თავისებურებების გამოვლენის საშუალებას. ასეთი პირველადი მასალების მოძიება უნდა მოხდეს უშუალოდ ჰიდრომეტეოროლოგიურ მონაცემთა ფონდიდან და დაკავშირებულია დიდი მოცულობის სამუშაოსთან, რადგან განხილული უნდა იყოს ყოველდღიური 8 ვადიან დაკვირვებათა მონაცემები დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე განთავსებულ 20-20 სადგურისათვის მაინც. ასეთ ვითარებაში ბუნებრივია მივმართოთ სამეცნიერო ლიტერატურაში არსებულ 4 ვადიან დაკვირვებათა მასალებს [13,14]. უპირველეს ყოვლისა საინტერესოა შევადაროთ იგივე სადგურებზე აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ვარიაციები 8 და 4 ვადიანი დაკვირვე-

ბების მიხედვით. ასეთი შედარება შეიძლება ჩატარდეს ცხრ. 2.5. და ცხრ. 2.6-ში წარმოდგენილი მონაცემების საშუალებით. **ცხრილი 2.6. აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ცვლილება [15]-ში წარმოდგენილი მონაცემების მიხედვით**

დაკვ. ვადა სთ.	სამტრედია		თბილისი		სამტრედია, K თვეების მიხედვით			
	ρ	K	ρ	K	I	IV	VII	X
6	9.6	0.967	8.05	1.011	0.994	0.993	0.995	0.990
9	9.8	0.987	7.75	0.974	1.002	1.005	1.001	1.001
12	10.0	1.007	7.65	0.961	1.010	1.011	1.012	1.015
15	10.2	1.027	7.85	0.986	1.008	1.010	1.010	1.009
18	10.25	1.032	8.10	1.018	1.000	1.001	1.002	0.999

შეგნიშნოთ, რომ [13]-ში არ არის შესული სამტრედიის პირობებში ტემპერატურაზე დაკვირვებათა მონაცემები დღე-ღამური მსვლელობის შესახებ. ამიტომ, 4 ვადიანი მონაცემები ტემპერატურაზე აღდგენილ იქნა მეთოდით, რომელიც შემოთავაზებულია [15,16]-ში. ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ერთი და იგივე პერიოდის (1966-1980წწ) 8 და 4 ვადიან ვარიაციებს შორის საკმაოდ კარგი დამთხვევაა. აღსანიშნავია, აგრეთვე, კარგი დამთხვევა 4 და 8 ვადიან დღე-ღამურ საშუალოებს შორის – აბსოლუტური სინოტივის მნიშვნელობები ერთმანეთის ტოლია მეთოდის სიზუსტით. რაც შეეხება დაკვირვებებს სხვადასხვა პერიოდებში, დღე-ღამური ვარიაციების განსხვავება შესამჩნევია ერთის მხრივ 8 და 4 ვადიან (1966-1980წწ) და, მეორეს მხრივ, 4 ვადიან (1936-1965წწ) მრუდების შედარებისას. სამტრედიის შემთხვევაში ეს განსხვავება მეტად არის გამოხატული, ვიდრე თბილისისათვის. მაგრამ აბსოლუტური სინოტივის შესაბამისი დღე-ღამური საშუალოების განსხვავება უმნიშვნელოა: სამტრედიისათვის – 9.9 (1936-1965) და 9.7 გ/მ³ (1966-1980), თბილისისათვის – 8.0 (1936-1965) და 7.9 გ/მ³ (1966-1980). შემჩნეული განსხვავება ვარიაციებში შეიძლება გამოწვეული იყოს სწორედ სხვადასხვა პერიოდის მონაცემების განხილვით ცხრ. 2.6-ში.

ანალიზის შედეგი საშუალებას გვაძლევს დავასკვნათ, რომ არსებული უმნიშვნელო განსხვავებათა გამო აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური მსვლელობის შემდგომი კვლევითვის სრულიად მისაღებია 4 ვადიან დაკვირვებათა მასალების განხილვა [13,14]. ამისათვის შერჩეული იქნა 20 სად-

გური დასავლეთ საქართველოში და 24 აღმოსავლეთ საქართველოში იმ პრინციპის თანახმად, რომ ორივე ამონაკრებში მეტნაკლებად თანაბრად იყოს წარმოდგენილი პუნქტები მათი ვერტიკალური ზონალობის მხრივ განთავსების თვალსაზრისით.

ცხრ.2.7-ში მოცემულია დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს მეტეოპუნქტებზე აბსოლუტური სინოტივის ცვლილების კოეფიციენტის მნიშვნელობები 4 ვადიან დაკვირვებათა თანახმად, მათი განაწილება თვეების მიხედვით და საშუალო წლიური სიდიდე. ყოველი ვადის (1,7,13 და 19სთ) შესაბამის მონაცემთა ბოლო სტრიქონში შესულია K-ს ტერიტორიული გასაშუალოებით მიღებული სიდიდეები თვეების მიხედვით და მისი წლიური მნიშვნელობა. ანალიზი ცხადყოფს, რომ სინოტივის დღე-ღამური ვარიაცია მეტეოპუნქტებზე დაახლოებით ერთი და იგივე ხასიათისაა ორივე რეგიონში. ამიტომ, ანალიზის შედეგად მიღებული დასკვნები ეხება მთლიანად საქართველოს ტერიტორიას. კერძოდ, 1სთ-ზე უმეტეს შემთხვევებში აბსოლუტური სინოტივის გადახრა დღე-ღამურ საშუალოდან

$$\sigma = |k - 1| \quad (2.19)$$

არ აღემატება 5%, ზოგიერთ შემთხვევაში მაქსიმალური გადახრა შეადგენს 10-14%, ტერიტორიული გასაშუალოების შემდეგ თვეების მიხედვით იგი არ აღემატება 3%, ხოლო წლიური გადახრა ტოლია 2%-ის. როგორც წესი ამ ვადაში $k < 1$.

7 სთ-ზე გადახრის სიდიდე იზრდება. უმეტეს შემთხვევებში იგი არ აღემატება 5-7%, მაქსიმალური გადახრა შეადგენს 10-13%, ტერიტორიული გასაშუალოების შემდეგ მაქსიმალური გადახრა თვეების მიხედვით არ აღემატება 6-7%, წლიური ტოლია 3-5%. ძირითადად $K < 1$.

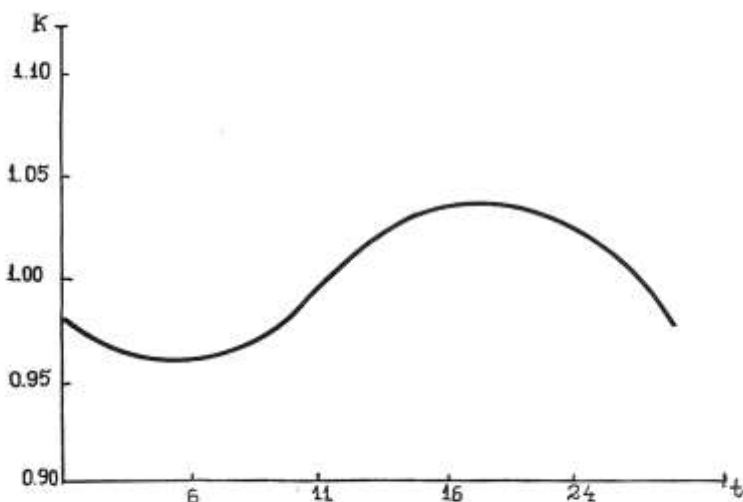
13სთ-ზე უმეტეს პუნქტებზე გადახრა არ აღემატება 5-10%, მაქსიმალური გადახრა ერთეულ შემთხვევებში იზრდება 20-25%-მდე, ტერიტორიული გასაშუალოებით მიღებული გადახრა ყოველ თვეში არ აღემატება 5-6%, წლიური გადახრა ტოლია 2%. უმეტეს შემთხვევებში $K > 1$.

19სთ-ზე გადახრა მცირდება და ძირითადად არ აღემატება 5-7%, მაქსიმალური გადახრა შეადგენს 10-11%, ტერიტორიული გასაშუალოების შემდეგ თვეების მიხედვით იგი არ

აჭარბებს 4-6%, წლიური სიდიდე ტოლია 3-4%. თითქმის ყველა პუნქტზე $K > 1$.

დასავლეთ საქართველოში ვარიატია უფრო გამოხატულია, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში: ყველა ვადაში გადახრის სიდიდე, როგორც წესი, მეტია დასავლეთის რეგიონში, ვიდრე აღმოსავლეთში. მაქსიმალური გადახრები დაიკვირვება მაღალმთიან სადგურებზე ზაფხულის თვეებში.

მიღებული შედეგებიდან გამომდინარე ნახ. 2.5-ზე მოცემულია საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის დამახასიათებელი აბსოლუტური სინოტივის ცვლილების K კოეფიციენტის



ნახ. 2.5. K კოეფიციენტის დღე-ღამური ცვლილება საქართველოს ტერიტორიისათვის, გამოთვლილი 2.20 ფორმულით.

**ცხრილი 2.7. აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ცვლილებისკოეფიციენტები ($K=P/\bar{P}$ 4 გა-
დიანი დაკვირვებების მიხედვით**

ტერიტორია	დაკვ. ვადა (სთ.)	კოეფიცი- ენტ k	თვე												საშ. წლ.
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
დასავლეთ საქართველო	1	საშუალო	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97	0.96	0.97	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
		მინიმალური	0.95	0.93	0.94	0.95	0.92	0.90	0.91	0.92	0.94	0.94	0.95	0.94	0.93
		მაქსიმალური	1.01	1.05	1.03	1.02	1.04	1.04	1.03	1.04	1.04	1.02	1.01	1.01	1.03
	7	საშუალო	0.95	0.95	0.95	0.97	0.98	0.97	0.97	0.96	0.94	0.93	0.94	0.95	0.95
		მინიმალური	0.87	0.88	0.90	0.92	0.94	0.93	0.91	0.91	0.89	0.90	0.91	0.91	0.91
		მაქსიმალური	1.00	1.00	0.98	1.01	1.04	1.04	1.02	1.01	0.98	0.97	0.97	1.00	1.00
	13	საშუალო	1.04	1.02	1.02	1.01	1.01	1.02	1.02	1.02	1.02	1.03	1.04	1.05	1.02
		მინიმალური	0.96	0.95	0.96	0.91	0.91	0.91	0.92	0.94	0.94	0.96	0.97	0.96	0.94
		მაქსიმალური	1.12	1.11	1.08	1.08	1.12	1.14	1.15	1.17	1.19	1.15	1.12	1.10	1.13
	19	საშუალო	1.02	1.04	1.04	1.04	1.04	1.05	1.05	1.06	1.06	1.06	1.03	1.02	1.04
		მინიმალური	0.94	0.94	0.97	1.00	1.00	1.00	1.01	0.99	0.96	0.96	0.96	0.94	0.97
		მაქსიმალური	1.06	1.10	1.07	1.07	1.08	1.11	1.10	1.11	1.10	1.11	1.07	1.05	1.09
აღმოსავლეთ საქართველო	1	საშუალო	0.97	0.98	0.98	0.98	0.97	0.96	0.97	0.99	0.99	1.00	0.99	0.97	0.98
		მინიმალური	0.93	0.93	0.92	0.92	0.92	0.89	0.89	0.89	0.91	0.93	0.96	0.94	0.92
		მაქსიმალური	1.01	1.01	1.04	1.05	1.03	1.04	1.05	1.05	1.04	1.02	1.02	1.00	1.03
	7	საშუალო	0.94	0.94	0.95	0.98	0.99	0.99	1.00	1.00	0.98	0.96	0.95	0.94	0.97
		მინიმალური	0.87	0.90	0.89	0.88	0.88	0.89	0.87	0.87	0.88	0.90	0.91	0.88	0.89
		მაქსიმალური	0.97	0.97	1.01	1.05	1.04	1.03	1.03	1.05	1.03	1.01	0.98	0.98	1.01
	13	საშუალო	1.06	1.06	1.03	1.01	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	1.02	1.04	1.06	1.02
		მინიმალური	0.99	0.97	0.94	0.91	0.94	0.94	0.93	0.91	0.94	0.96	0.97	0.99	0.95
		მაქსიმალური	1.14	1.17	1.16	1.15	1.14	1.15	1.16	1.16	1.19	1.17	1.09	1.14	1.15
	19	საშუალო	1.01	1.03	1.03	1.03	1.04	1.04	1.03	1.03	1.03	1.03	1.02	1.02	1.03
		მინიმალური	0.93	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	0.99	0.98	0.99	0.99	0.98	0.97	0.99
		მაქსიმალური	1.08	1.08	1.07	1.09	1.10	1.11	1.08	1.10	1.11	1.08	1.06	1.06	1.08

დღე-ღამური ვარიაცია, აგებული საშუალო წლიურ სიდიდეთა საფუძველზე, რომლის ანალიზური სახე შეიძლება წარმოდგენილ იქნას შემდეგი გამოსახულებით:

$$k = 1 + a \sin \left[\frac{\pi}{12} (t - 11) \right]. \quad (2.20)$$

აქ a -რხევის ამპლიტუდაა და საქართველოს მთელი ტერიტორიისთვის მისი საშუალო მნიშვნელობაა 0.04, t -დრო სთ-ში. როგორც ვხედავთ, საქართველოს ტერიტორიაზე აბსოლუტური სინოტივის მინიმუმი დაიკვირვება ნსთ-ზე, მაქსიმუმი კი — დაახლოებით 17სთ-ზე.

გავანალიზოთ აბსოლუტური სინოტივის დღე-ღამური ვარიაციის სელა სიმაღლის მიხედვით ტროპოსფეროში. ამისათვის მივმართოთ (2.1) გამოსახულებას, რომლის თანახმად საქართველოს ტერიტორიის ნებისმიერი პუნქტისთვის აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების დროში ცვლილება (2.18) და (2.20)-ის გათვალისწინებით შეიძლება წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

$$\rho(z) = k\rho_0 \exp[-c(z_0)z] = \left[1 + a \sin \left(\frac{\pi}{12} (t - 11) \right) \right] \rho_0 \exp[-c(z_0)z]. \quad (2.21)$$

აქ $\rho(z)$ სინოტივის საშუალო წლიური მნიშვნელობაა z სიმაღლეზე დღე-ღამის განმავლობაში, ρ_0 დღე-ღამური საშუალოს წლიური მნიშვნელობაა პუნქტზე, t -დროა სთ-ში, ხოლო $C(z_0)$ მოიცემა (2.15)-ის საფუძველზე. როგორც ვხედავთ ვარიაციის ამპლიტუდა სიმაღლის მიხედვით მცირდება ექსპონენციური კანონით და z სიმაღლეზე მისი მნიშვნელობა შეადგენს

$$a(z) = a(z_0) \exp[-c(z_0)z]. \quad (2.22)$$

განვსაზღვროთ, მაგალითად, თბილისის შემთხვევაში ის სიმაღლე, სადაც ვარიაციის ამპლიტუდა მცირდება ერთი რიგით. თანახმად (2.22)

$$\frac{a(z)}{a(z_0)} = \exp[-c(z_0)z]. \quad (2.23)$$

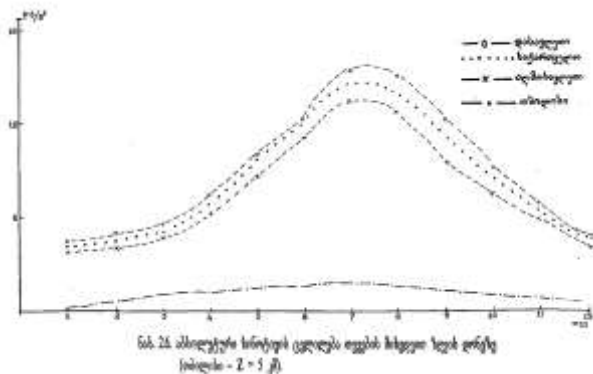
რადგან თბილისისათვის $C(z_0) = 0.43$ 1/კმ, პირობიდან

$$\frac{a(z)}{a(z_0)} = 0.1, \text{ ვიღებთ } z = 4.9 \text{ კმ.}$$

რა კანონზომიერებით ხასიათდება აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების სეზონური ვარიაცია? ტროპოსფეროს მიწისპირა ფენაში სინოტივის სეზონური განაწილების რეგიონალურ თავისებურებათა დეტალები განხილული იყო 2.2 ქვეთავში. კერძოდ, შეიძლება აღვნიშნოთ, რომ დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს ორივე რეგიონის ყველა სადგურზე აბსოლუტური სინოტივის მაქსიმუმი დაიკვირვება ივლისში, ხოლო მინიმალური მნიშვნელობა – იანვარში. ნახ. 2.6-ზე მოცემულია მიწისპირა სინოტივის სეზონური ვარიაცია ცალკე-ცალკე ორივე რეგიონისათვის და თბილისისათვის $z=5$ კმ სიმაღლეზე. ამ ნახაზის მონაცემებზე დაყრდნობით, მსგავსად (2.21)-ისა, სინოტივის ვარიაციის მსვლელობა ტროპოსფეროს ზედა ფენებში ანალიზური სახით შეიძლება წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

$$\rho_0 \equiv \rho_0 \varphi(t), \quad (2.24)$$

სადაც ρ_0 -აბსოლუტური სინოტივის საშუალო წლიური მნიშვნელობაა, ხოლო $\varphi(t)$ -დროის უგანზომილებო ფუნქცია, რომელიც აღწერს მიწისპირა ფენაში აბსოლუტური სინოტივის ცვლილებას თვეების მიხედვით. ეს ფუნქცია გლუვია, მაქსიმუმით, როგორც იყო აღნიშნული, VII თვეში (ივლისი) და მინიმალური მნიშვნელობით I თვეში (იანვარი). ამრიგად, ნამრავლი $\rho_0 \varphi(t)$ გვაძლევს აბსოლუტური სინოტივის მნიშვნელობას t თვეში ($t = 1, 2, \dots, 12$), $\varphi(t)$ -კი წარმოადგენს სინოტივის გადახრას მისი საშუალო წლიური



მნიშვნელობიდან. მაშინ აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილებისათვის გვექნება

$$\rho = \rho_0 \varphi(t) \exp[-c(z_0)z]. \quad (2.25)$$

გამომდინარე მიღებული შედეგიდან შეიძლება ითქვას, რომ სეზონური ვარიაციაც მცირდება სიმაღლის ზრდასთან ერთად ექსპონენციალური კანონით. ნახ. 2.6-ზე მოცემულია აბსოლუტური სინოტივის სეზონური მსვლელობა თბილისისათვის $z \approx 5$ კმ სიმაღლეზე, სადაც იგი კლებულობს ერთი რიგით მიწისპირა მნიშვნელობასთან შედარებით.

რადგან სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებას, თანახმად (2.1) და (2.4)-ის, ახასიათებენ a , b და c კოეფიციენტების მნიშვნელობები, განვიხილოთ, აგრეთვე, მათი დღე-ღამური და სეზონური ვარიაციები. ეს საკითხი შესწავლილ იქნა [11]-ში, სადაც ნაჩვენებია იყო ვარიაციის მცირე სიდიდე, მისი უმნიშვნელო ხასიათი. მართლაც განვიხილოთ ცხრ. 2.8-ში წარმოდგენილი 6 აეროლოგიური პუნქტის მონაცემი. როგორც ვხედავთ, თითოეული პუნქტისათვის კოეფიციენტების მნიშვნელობები, დამახასიათებელი ცალკე-ცალკე დღის და ღამის მონაცემთა ქვეჯგუფისათვის, ახლოს არიან ერთმანეთთან და ჯგუფურ (დღე-ღამურ) მნიშვნელობასთან, რომელიც ფაქტიურად წარმოადგენს მათ არითმეტიკულ საშუალოს.

a კოეფიციენტის შემთხვევაში დღე-ღამური მნიშვნელობიდან მაქსიმალური გადახრა შეადგენს 20% (თბილისი), მინიმალური – 2% (რადიონოვკა), საშუალო კი – 11%.

b კოეფიციენტის გადახრა იცვლება ინტერვალში 0.001-0.006 $1/კმ^2$, რაც შეადგენს 6(თბილისი) - 27(ბათუმი) პროცენტს დღე-ღამური მნიშვნელობისა. b კოეფიციენტის საშუალო გადახრა შეადგენს 12%.

c კოეფიციენტის მაქსიმალური გადახრა ტოლია 5% (სოხუმი), მინიმალური – 1% (რადიონოვკა), საშუალო – 3%.

პუნქტის ზღვის დონიდან სიმაღლის ზრდასთან ერთად, როგორც წესი, მცირდება კოეფიციენტების გადახრები. ყველა a და c კოეფიციენტების დღიური მნიშვნელობები მეტია ღამის სიდიდეებზე, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ დღისით აბსოლუტური სინოტივე სიმაღლის მიხედვით უფრო სწრაფად ეცემა, ვიდრე ღამით. ამრიგად შეგვიძლია დავადასტუროთ

ცხრილი 2.8.

წყლის მარაგის c , a და b კოეფიციენტების და მათი საშუალო კვადრატული გადახრების (STD) ცვალებადობა დღის, ღამის და ყველა რადიოზონდის მონაცემებით (B-ბათუმი; S-სოხუმი; T-თბილისი; TE-თეთრი წყარო; A-აბასთუმანი; R-რადიონოკა)

		AV (1-90)						საშუალო კვადრატული გადახრა (STD)					
		B	S	T	TE	A	R	B	S	T	TE	A	R
w	გ/სმ ²	2.23	2.11	2.32	2.37	2.51	1.55	1.04	1.07	1.2	0.53	0.5	0.36
c	1/კმ	0.506	0.504	0.43	0.566	0.557	0.627	0.75	0.068	0.072	0.064	0.099	0.076
a	1/კმ	0.372	0.385	0.151	0.413	0.287	0.542	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
b	1/კმ ²	0.023	0.02	0.047	0.026	0.046	0.014	0.025	0.026	0.018	0.017	0.021	0.02
ღღე													
w	გ/სმ ²	2.25	2.12	2.21	2.48	2.58	1.59	1.09	1.05	1.18	0.58	0.49	0.4
c	1/კმ	0.528	0.528	0.444	0.556	0.571	0.631	0.071	0.059	0.073	0.07	0.107	0.074
a	1/კმ	0.423	0.431	0.181	0.393	0.324	0.552	0.168	0.197	0.113	0.13	0.124	0.17
b	1/კმ ²	0.018	0.016	0.044	0.027	0.042	0.013	0.023	0.029	0.015	0.017	0.018	0.02
ღამე													
w	გ/სმ ²	2.21	2.11	2.43	2.26	2.43	1.52	0.98	1.09	1.21	0.45	0.51	0.3
c	1/კმ	0.485	0.48	0.416	0.577	0.543	0.623	0.073	0.068	0.067	0.056	0.087	0.077
a	1/კმ	0.321	0.34	0.121	0.433	0.25	0.533	0.18	0.171	0.124	0.115	0.165	0.173
b	1/კმ ²	0.028	0.024	0.05	0.024	0.049	0.015	0.027	0.023	0.021	0.016	0.023	0.019

a და *b* კოეფიციენტების შედარებით შესამჩნევი, ხოლო *c* კოეფიციენტის – უმნიშვნელო დღე-ღამური ვარიაცია. ამასთან ერთად ის გარემოება, რომ დღისით დაიკვირვება კოეფიციენტების დადებითი, ღამით კი – უარყოფითი გადახრები, თანაც დღე-ღამური მნიშვნელობა წარმოადგენს საშუალო არითმეტიკულს დღისა და ღამის სიდიდეებისა, საშუალებას გვაძლევს ცალკე-ცალკე არ განვიხილოთ ისინი, არამედ ვისარგებლოთ *a*, *b* და *c* კოეფიციენტების საშუალო დღე-ღამური მნიშვნელობებით.

ცხრ. 2.9-ში მოცემულია მათი შიდაწლიური ვარიაცია (თვეების მიხედვით) სამი აეროლოგიური პუნქტისათვის – ბათუმი, სოხუმი, თბილისი.

a კოეფიციენტის შემთხვევაში ზღვისპირა სადგურებზე გადახრა წლიური მნიშვნელობიდან უმეტეს თვეებისათვის შეადგენს 3-11%, ცალკეულ შემთხვევაში მაქსიმალური გადახრა ტოლია 20-25%. თბილისში გადახრა იზრდება და უმეტეს თვეებისათვის არ აღემატება 40%, ცალკეულ თვეებში მაქსიმალური გადახრა აღწევს 50-70%.

b კოეფიციენტის გადახრა წლიური მნიშვნელობიდან ან ნულია, ან შეადგენს სიდიდეს 0.01, 0.02 1/კმ², რაც განხილული სადგურებისათვის ტოლია 25 და 50% (თბილისი), 50 და 100% (ბათუმი, სოხუმი).

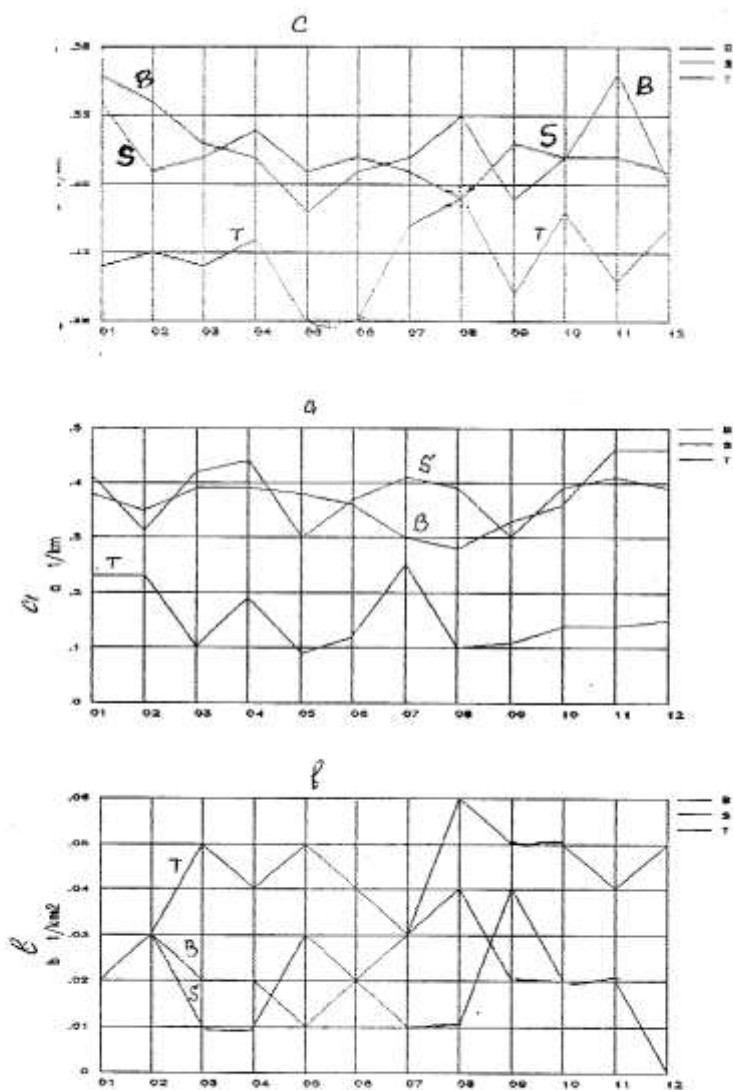
c კოეფიციენტის შემთხვევაში მისი საშუალო წლიური სიდიდიდან გადახრა უმეტეს თვეებისათვის არ აღემატება 6-7%, ხოლო მაქსიმალური მნიშვნელობა ცალკეულ თვეებში შეადგენს 8-12%.

ნახ. 2.7-დან ჩანს, რომ სამივე კოეფიციენტის შიდაწლიური ვარიაცია თვეების მიხედვით შემთხვევით ხასიათს ატარებს და რაიმე კანონზომიერებას არ ექვემდებარება. ამიტომ, მიუხედავად *a* და *b* კოეფიციენტების საკმაოდ დიდი გადახრებისა, მიზანშეწონილია მათი, აგრეთვე *c* კოეფიციენტის შიდაწლიური გასაშუალოება და საშუალო წლიური სიდიდებით სარგებლობა. ეს დასკვნა ემთხვევა [11]-ში მიღებულ შედეგს.

ცხრილი 2.9.

წყლის მარაგის (w , c , a და b კოეფიციენტების ცვალებადობა თვეების მიხედვით (B-ბათუმი; S-სოხუმი; T-თბილისი);

კოეფ.		დაკვ. პუნქტი	თვეები											
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
w	g/cm^2	B	1.08	1.34	1.47	1.72	2.87	3.06	3.43	3.43	3.71	2.45	1.9	1.11
		S	1.2	1.33	1.17	1.55	2.16	2.95	3.55	3.72	3.47	2.13	2.03	1.21
		T	1.14	1.07	1.09	1.82	2.33	3.2	3.79	3.15	3.59	2.57	1.8	1.35
c	l/g	B	0.56	0.54	0.51	0.5	0.46	0.49	0.5	0.53	0.47	0.5	0.56	0.48
		S	0.54	0.49	0.5	0.52	0.49	0.5	0.49	0.47	0.51	0.5	0.5	0.49
		T	0.42	0.43	0.42	0.44	0.38	0.38	0.45	0.47	0.4	0.46	0.41	0.45
a	l/g	B	0.38	0.35	0.39	0.39	0.38	0.36	0.3	0.28	0.33	0.36	0.46	0.46
		S	0.41	0.31	0.42	0.44	0.3	0.37	0.41	0.39	0.3	0.39	0.41	0.39
		T	0.23	0.23	0.1	0.19	0.09	0.12	0.25	0.1	0.11	0.14	0.14	0.15
b	l/g^2	B	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0
		S	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02
		T	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05



ნახ. 2.7. წყლის მარაგის c , a და b კოეფიციენტების ცვალებადობა თევების მიხედვით 1982-1985 წლების მონაცემებით (B-ბათუმი; S-სუხუმი; T-თბილისი)

2.4. მოღრუბლულობის გაგვლენა აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებაზე

ატმოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების დამახასიათებელი a , b და c კოეფიციენტების მნიშვნელობები მოღრუბლულობის სხვადასხვა პირობებში წარმოდგენილია ცხრ. 2.10-ში.

ცხრილი 2.10. წყლის მარაგის (w) c , a და b კოეფიციენტების ცვალებადობა მოღრუბლულობის სხვადასხვა რეჟიმის პირობებში (B-ბათუმი; S-სოხუმი; T-თბილისი; TE-თეთრი წყარო; A-აბასთუმანი; R-რადიონოვკა G_0 –მოღრუბლულობა ბალებში).

კოეფიცი.		B	S	T	TE	A	R
$G_0=0$							
w	გ/სმ ²	1.93	1.86	2.33	2.2	2.36	1.34
c	1/კმ	0.535	0.523	0.432	0.601	0.564	0.651
a	1/კმ	0.478	0.426	0.159	0.48	0.293	0.632
b	1/კმ ²	0.01	0.016	0.046	0.02	0.046	0.003
$G_0=4-6$							
w	გ/სმ ²	2.25	1.98	2.6	2.37	2.57	1.59
c	1/კმ	0.515	0.508	0.431	0.572	0.552	0.657
a	1/კმ	0.358	0.418	0.116	0.401	0.289	0.594
b	1/კმ ²	0.026	0.015	0.053	0.029	0.044	0.011
$G_0=10$							
w	გ/სმ ²	2.5	2.51	2.02	2.54	2.59	1.72
c	1/კმ	0.469	0.481	0.427	0.526	0.556	0.573
a	1/კმ	0.279	0.312	0.177	0.357	0.278	0.402
b	1/კმ ²	0.032	0.028	0.042	0.029	0.047	0.029

a კოეფიციენტის შემთხვევაში მოწმენდილი ცის პირობებში (ღრუბლიანობის ბალი $G=0$) მისი გადახრა საშუალო ჯგუფური სიდიდიდან (საშუალო დღე-ღამურის წლიური მნიშვნელობა იხ. ცხრ. 2.8-ში) იცვლება განხილული 6 სადგურისათვის დიაპაზონში 2-30%, საშუალო გადახრა შეადგენს 13%. საშუალო მოღრუბლულობის პირობებში ($G=4-6$) გადახრა მცირდება, მისი ცვლილების ინტერვალია 1-23%, საშუალო გადახრა კი შეადგენს 8%. მაქსიმალური გადახრები დაიკვირვება ძლიერი

მოდრუბლულობის პირობებში ($G=10$). ამ შემთხვევაში გადახრის სიდიდე იცვლება დიაპაზონში 3-30%, საშუალო გადახრა შეადგენს 17%.

ბ კოეფიციენტის გადახრა საშუალო დღე-ღამური წლიური მნიშვნელობიდან უდრებლო პირობებში ($G=0$) იმყოფება ინტერვალში 0-80%, საშუალო სიდიდე ტოლია 30%. საშუალო ღრუბლიანობისას ($G=4-6$) გადახრის დიაპაზონია 4-25%, საშუალო შეადგენს 15%. ძლიერი მოდრუბლულობის პირობებში ($G=10$) ბ კოეფიციენტის გადახრა მაქსიმალურია და იცვლება ინტერვალში 2-107%, საშუალო სიდიდე ტოლია 35%.

ყველაზე სუსტი გავლენა მოდრუბლულობას გააჩნია ც კოეფიციენტის მნიშვნელობაზე. ღრუბლიანობის ყველა შემთხვევაში მისი გადახრა არ აღემატება 10%, საშუალო კი შეადგენს 2-5%.

ა და ც კოეფიციენტებისთვის დადებითი გადახრები დაიკვირვება უდრებლო პირობებში, ღრუბლიანობის ზრდასთან ერთად ($G=4-6$) ადგილი აქვს როგორც დადებით, ასევე უარყოფით გადახრებს. ძლიერი ღრუბლიანობის პირობებში გადახრის ნიშანი ყოველთვის უარყოფითია.

2.5. აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების ცვლილება 1940-1990-იან წლებში

საკითხს აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების ცვლილების შესახებ ნაწილობრივ შევეხეთ კვლევის იმ შედეგებთან დაკავშირებით, რომელთა განხილვა მოხდა 2.1 ქვეთავში. როგორც იყო აღნიშნული, ამ შედეგებზე დაყრდნობით შეგვიძლია გამოვყოთ ორი პერიოდი – 1936-1957, 1962-1987 წლები, როდესაც სინოტივის ვერტიკალური განაწილება სიმაღლის მიხედვით ექვემდებარებოდა (2.15)-ით განსაზღვრულ კანონზომიერებას (II პერიოდი, (ბ) მრუდი ნახ. 2.1-ზე) და ორდინატთა ღერძის მიმართ (ბ) მრუდის პარალელური გადატანით მიღებულ გამოსახულებას (I პერიოდი, (ა) მრუდი 2.1-ზე):

$$c'(z_0) = \begin{cases} 0.35 - 0.28z_0, \text{თუ } z_0 \leq 0.3\text{კმ} \\ 0.21 + 0.19z_0 - 0.024z_0^2, \text{თუ } z_0 > 0.3\text{კმ} \end{cases} \quad (2.26)$$

((ა) და (ბ) მრუდების ურთიერთგანლაგებისგათვალისწინებით შეფასდა c ცვლილების საშუალო სიჩქარე I-დან II პერიოდში გადასვლისას. I პერიოდის შუა წელია 1947, ხოლო II-ის – 1975წ. ამრიგად, ცვლილება მოხდა დაახლოებით 29 წლის განმავლობაში. ამიტომ c ცვლილების საშუალო სიჩქარე ტოლია

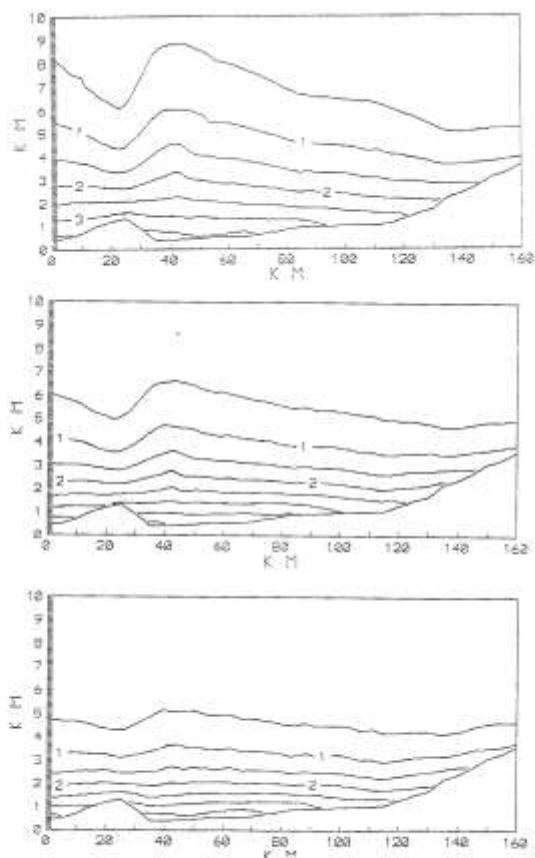
$$\frac{\Delta c}{\Delta t} = \frac{0.151/\text{კმ}}{29\text{წ}} = 0.0052 \frac{1/\text{კმ}}{\text{წ}} \quad (2.27)$$

ამის შემდეგ გამოიყო სამი ათწლეული – 1936-1945, 1956-1965, 1976-1985წწ და ამ ქვეპერიოდებში c კოეფიციენტის გამოსათვლელად გამოყენებულ იქნა მისი დროში ცვლილების შემდეგი განტოლება:

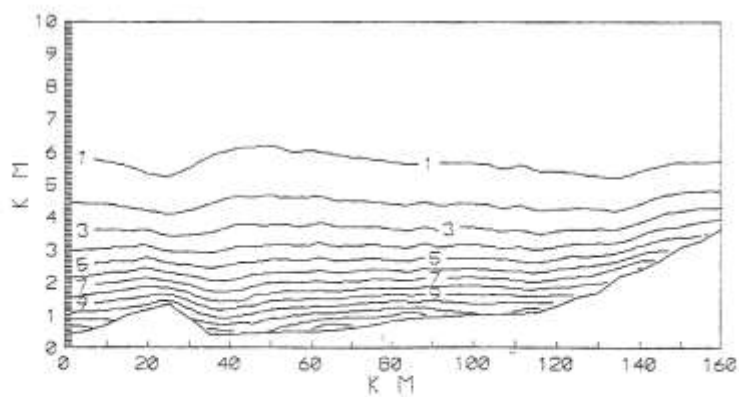
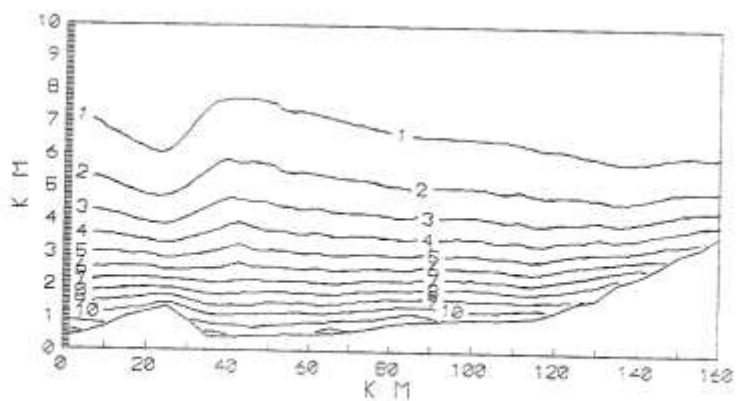
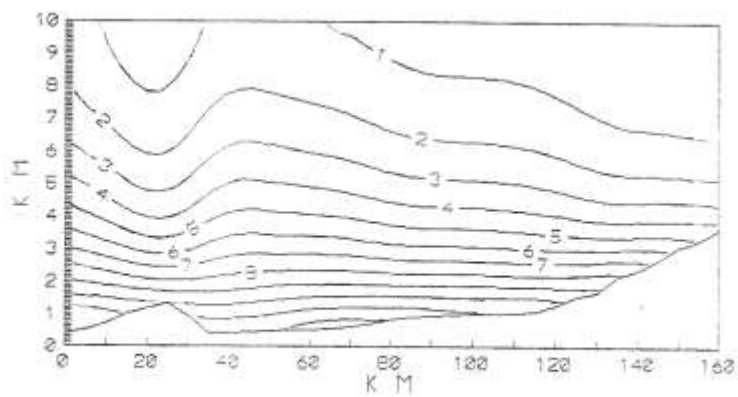
$$c(z, t) = c'(z, 0) + 0.0052t \quad (2.28)$$

აქ t წლების ნომერია ($t=0,1,2,\dots,40$), ე.ი. $t=0$ შეესაბამება 1940 წელს (I ათწლეულის შუა წელი), ხოლო $t=40$ – 1980 წელს (III ათწლეულის შუა წელი), $c'(z, 0)$ მოიცემა (2.26) გამოსახულებით. (2.1)-ის საფუძველზე აგებულ იქნა ტროპოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური კვეთი მიმართულებით: მარნეულიდან-ყაზბეგი მაღალმთიანამდე, ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მასშტაბების დაცვით. ნახ. 2.8 და 2.9 წარმოდგენილია ჭრილი სამი ქვეპერიოდის შესაბამისად. აბსოლუტური სინოტივის იზოხაზების მნიშვნელობები მოცემულია გ/მ³-ში, $\ell=0$ კმ შეესაბამება სადგურ მარნეულს, ხოლო $\ell=160$ კმ – სადგურ ყაზბეგი მაღალმთიანს. მხედველობაშია მიღებული, აგრეთვე, მათ შორის განლაგებულ სადგურებზე – კოჯორი, თბილისი, მუხრანი, დუშეთი, ფასანაური, გუდაური, ჯვრის უღელტეხილი – აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების მნიშვნელობები. როგორც ვხედავთ, მიუხედავად არსებული მარნეული-კოჯორი-თბილისის ამაღლების შედარებით მცირე ვერტიკალური მასშტაბისა, მისი გავლენა აბსოლუტური სინოტივის განაწილებაზე ტროპოსფეროში ნათლად გამოიკვეთა სამივე განხილულ ქვეპერიოდში. „გადაღახვის“ ტიპის ეს ეფექტი შესამჩნევია საკმაოდ დიდ სიმაღლეებზე, მაგრამ იგი მცირდება დროთა განმავლობაში. მნიშვნელოვანია, აგრეთვე, აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების ცვლილება განხილულ

ათწლეულებში – იზრდება მისი მიწისპირა მნიშვნელობა, სინოტივის დაცემა სიმაღლის მიხედვით ხდება უფრო სწრაფად, ვერტიკალური გრადიენტი მატულობს, განსაკუთრებით ბოლო ათწლეულში. აღსანიშნავია ერთი მოვლენა, ჯერ კიდევ შემჩნეული [1]-ში. ზოგიერთ შემთხვევაში დედამიწის ზედაპირთან მიახლოებისას აბსოლუტური სინოტივის იზოხაზი მიემართება ზემოთ, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ მისი მნიშვნელობა, დაფიქსირებული სადგურზე, მეტია ვიდრე ტენშემცველობა თავისუფალ ატმოსფეროში.



ნახ. 2.8 - სხვადასხვა ხისებების (H/H_0) კვლე მონაცემებიდან (H_0 -
 მცდელობის უმაღლესი დამკვეთის სიღრმის სიღრმის სიღრმის
 (1-1936-1949 წ., 2-1956-1969 წ., 3-1970-1983 წ.) - ანგარიშები



ნახ. 29. საბოლოო წინასწარი (მმ) კვირის წინასწარი (0,5მ)
 მაღალმთიან ქარბეჭადე დაკვირვების სხვადასხვა პერიოდებისთვის
 (ა-1936-1945(წ); ბ-1956-1965(წ); გ-1976-1985(წ)) - თბილისში

დასკვნა

1940-1990 წლების მეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემებისა და აეროლოგიური ზონდირების მასალების საფუძველზე შესწავლილია საქართველოს ტერიტორიაზე აბსოლუტური სინოტივის მიწისპირა ველი და თავისუფალ ატმოსფეროში მისი ვერტიკალური სტრუქტურა.

მოცემულია აბსოლუტური სინოტივის წლიური, იანვრისა და ივლისის ტერიტორიული განაწილების სქემატური რუკები.

ნახვენებია, რომ კავკასიის მთა-გორიან პირობებში ატმოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის სიმაღლის მიხედვით განაწილება აღიწერება ვერტიკალური კოორდინატის ექსპონენციალური ფუნქციით, რომლის მანვენებელში შემავალი $c(z_0)$ ემპირიული მუდმივა რთულად არის დამოკიდებული ზღვის დონიდან ადგილმდებარეობის z_0 სიმაღლეზე. შემოთავაზებული $c(z_0)$ –ის ანალიზური წარმოდგენა უნივერსალური ხასიათისაა – იგი აღწერს სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებას როგორც კოლხეთის დაბლობის ზონაში, ასევე დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა და მთიან რაიონებში. ის გარემოება, რომ $z_0 \leq 0.3$ კმ სიმაღლეებისათვის $c(z_0)$ კოეფიციენტი კლებულობს სიმაღლის მიხედვით, ხოლო სინოტივე კი პირიქით იზრდება, ფიზიკურად შეესაბამება კოლხეთის დაბლობის თავზე წყლის ორთქლის დაგროვებას. ამიტომ, წლის ყველა თვეში და სეზონში ატმოსფეროს ტენშემცველობა აქ გაცილებით მეტია, ვიდრე საქართველოს სხვა რეგიონში.

დადგენილია აეროლოგიურ პუნქტებში (ბათუმი, სოხუმი, თბილისი, თეთრი-წყარო, აბასთუმანი, რადიონოკა) ატმოსფეროში წყლის მარაგის მნიშვნელობები.

შემოთავაზებული ანალიზური გამოსახულებების საშუალებით შესაძლებელია აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილებისა და ატმოსფეროში წყლის მარაგის სიდიდის დაკავშირება სინოტივის მიწისპირა მნიშვნელობასთან.

გამოკვლეულია აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური განაწილების დღე-ღამური და სეზონური ვარიაციები, მოცემულია მათი გამომხატველი ანალიზური გამოსახულებები.

შესწავლილია მოღრუბლულობის გავლენა აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებაზე.

გამოკვლეულია აბსოლუტური სინოტივის მიწისპირა ველის და ტროპოსფეროში მისი ვერტიკალური განაწილების ცვლილება გასული საუკუნის II ნახევარში.

1936-1957 და 1962-1987 წლების ორი პერიოდის შესაბამის აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალურ განაწილებათა შედარებით ერთმანეთთან დადგენილია $c(z_0)$ ცვლილების საშუალო სიჩქარე I-დან II პერიოდში გადასვლისას. ამ სიჩქარის გათვალისწინებით, სამი ათწლეულისათვის – 1936-1945, 1956-1965 და 1976-1985წწ – აგებულია ტროპოსფეროში აბსოლუტური სინოტივის ველის ვერტიკალური კვეთი მიმართულებით: მარნეული, კოჯორი, თბილისი, მუხრანი, დუშეთი, ფასანაური, გუდაური, ჯვრის უღელტეხილი. სამივე განხილულ ქვეპერიოდში, გამოიკვეთა მცირე ვერტიკალური მასშტაბის გავლენა მარნეული-კოჯორი-თბილისის ამალეების აბსოლუტური სინოტივის განაწილებაზე ტროპოსფეროში – „გადაღახვის“ ტიპის ეფექტი აღინიშნა საკმაოდ დიდ სიმაღლეებზე. მაგრამ, იგი მცირდება დროთა განმავლობაში. გამოვლინდა, აგრეთვე, რომ ცვლილებას განიცდის სინოტივის ვერტიკალური განაწილებაც – იზრდება მისი მიწისპირა მნიშვნელობა, სინოტივის კლება სიმაღლის მიხედვით ხდება უფრო სწრაფად, ვერტიკალური გრადიენტი მატულობს, განსაკუთრებით ბოლო ათწლეულში.

ავტორები მადლობას უხდიან ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის ასპირანტებს ლალი ყურაშვილს და ნანა ნეზიერიძეს გაწეული დახმარებისათვის გამოთვლების ჩატარებაში და კვლევის შედეგების წარმოდგენაში (თავი 1 და 2).

ლიტერატურა

1. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Гидрометеоиздат, Л., 1964, 246с.
2. Таварткиладзе К.А. К вопросу определения запаса воды в атмосфере для регионов Закавказья. Труды ЗакНИГМИ, вып. 14, Гидрометеоиздат, Л., 1963, с 101-106.

3. Таварткиладзе К.А. Некоторые особенности влагосодержания атмосферы в условиях Главного Кавказского хребта. Труды ЗакНИГМИ, вып. 22, Гидрометеиздат, Л., 1966, с 46-52.
4. Давитая Ф.Ф., Таварткиладзе К.А. Проблема борьбы с градобитием, морозами в субтропиках и некоторыми другими стихийными процессами. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1982, 220с.
5. Таварткиладзе К.А. Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1989, 206с.
6. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Том 1. Гидрометеиздат, Л., 1978, 248с.
7. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1976, 640с.
8. Таварткиладзе К.А. К вычислению содержания водяного пара в атмосфере. Сообщения АН Грузинской ССР, XLIII, 1966, с. 71-73.
9. Градштейн И.С., Рыжик И.М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М., Физматгиз, 1963, 1100с.
10. Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и таблицами. Под редакцией М.Абрамовича и И.Стиган. М., Изд. «Наука», 1979, 832с.
11. Бегалишвили Н.А., Таварткиладзе К.А., Вачнадзе Д.И. Вековое изменение влагосодержания атмосферы в Грузии и его влияние на влагооборот. Монография. Труды Инст. Гидрометеорологии АН Грузии, Тбилиси, 2006, в печати.
12. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Часть 1-6. Вып. 14. Грузинская ССР. . Гидрометеиздат, Л., 1990, 348с.
13. Справочник по климату СССР. Вып. 14. Грузинская ССР. Ч. II. Температура воздуха и почвы. Гидрометеиздат, Л., 1967, 376с.
14. Справочник по климату СССР. Вып. 14. Грузинская ССР. Ч. IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Гидрометеиздат, Л., 1970, 428с.
15. Таварткиладзе К.А., Шенгелия И.А. Моделирование вертикального распределения влаги в свободной атмосфере. Сообщения АН Грузинской ССР, т. III, №3, 1983, с.509-512.
16. კთავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვანხაძე. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტე-

ოროლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა, თბილისი, 1999, 128 გვ.

17. დ.მუმლაძე. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. თბილისი, მეცნიერება. 1991, 125 გვ.
18. მ.ელიზბარაშვილი. საქართველოს ტერიტორიის ტემპერატურის ველი. თბილისი, 1999, 88 გვ.
19. კ.თავართქილაძე, ი.შენგელია. ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში (რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა). მეცნიერება, თბილისი, 1999, 150 გვ.
20. ჯ.ვანნაძე, კ.თავართქილაძე, ლ.ყურაშვილი. თავისუფალი ატმოსფეროს კლიმატის ცვალებადობა. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები. ტომი 103. თბილისი, 2001, გვ. 70-76.
21. ე.ელიზბარაშვილი, ჯ.ვანნაძე. კლიმატის და კლიმატური რესურსების კვლევის ისტორია და თანამედროვე მდგომარეობა. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები. ტომი 103. თბილისი, 2001, გვ. 4-7.
22. ჯ.ვანნაძე, ლ.ყურაშვილი. თავისუფალი ატმოსფეროს თერმული სტრატეფიკაცია და მისი ცვალებადობა საქართველოში. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები. ტომი 102. თბილისი, 2001, გვ. 117-126.

თაზი 3.

ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ბანაწილებისა და ცვლილების მეპირიული მოდელი

ატმოსფეროში აეროზოლების შემცველობა, მათი გაფრქვევის წყაროების გარდა (ბუნებრივის და ანთროპოგენურის) დამოკიდებულია მრავალ მეტეოროლოგიურ ფაქტორზე. აეროზოლების შემცველობის ვარიაციებზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ ატმოსფეროში მიმდინარე დინამიკური პროცესები, მოდრუბლულობა, ნალექები, ჰაერის ტენიანობა, მზის რადიაციის გავლენით ფოტო-ქიმიური რეაქციების შედეგად მეორადი აეროზოლების წარმოქმნა და სხვა [1-5]. ხშირად ამ ფაქტორების გავლენა ატმოსფერულ აეროზოლებზე არა-ცალსახაა. მაგალითად, მოდრუბლულობამ, მისი მიკროფიზიკური, დინამიკური და ელექტრული მდგომარეობიდან გამომდინარე, - ერთ შემთხვევაში შეიძლება გამოიწვიოს ატმოსფეროს გასუფთავება აეროზოლური მინარევებისგან, მეორე შემთხვევაში მათი წყარო იყოს [1-4,6]. ნაშრომში [7] ნახვენები იყო, რომ ცალკეული თვეებისათვის შედარებით ფარდობით ტენიანობასთან, ტემპერატურასთან, წყლის ორთქლის დრეკადობასთან და ნალექებთან აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივე ყველაზე კარგად მიწისპირული ქარის სიჩქარესთან ამჟღავნებს კორელაციურ კავშირს.

აეროზოლები თამაშობენ მნიშვნელოვან როლს ჰავის ფორმირებაში. ეს როლი განპირობებულია როგორც პირდაპირი რადიაციული ეფექტებით, რომლებიც დაკავშირებულია დედამიწის ზედაპირზე მოსული მზის რადიაციის ინტენსივობის ცვლილებებთან, ასევე არაპირდაპირით – მოდრუბლულობის რეჟიმის, მისი მიკროსტრუქტურის, ელექტრული თვისებების და სხვა ცვლილებებით [1,2,4]. აღნიშნულიდან გამომდინარე ჰავის ცვლილების სხვადასხვა მოდელის შექმნისას დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფერული აეროზოლების სივრცულ-დროითი მახასიათებლების შესახებ ინფორმაციას. საქართველოში 1990 წლამდე დაახლოებით 35 წლის მანძილზე ფუნქციონირებდა 6 აქტინომეტრული სადგური (თბილისი, თელავი, წალკა, სენაკი, ანასეული, სოხუმი), რომელთა მონა-

ცემებითა და [5] მეთოდის გამოყენებით დადგენილი იქნა ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის (τ_a) მნიშვნელობები. აქტინომეტრიული დაკვირვებების უფრო მოკლე რიგები არსებობს სადგურებისათვის ჯერის გადასასვლელი (1973-1985 წწ.) და მაღალმთიანი ყაზბეგი (1955-1964 წწ.).

ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის გრძელვადიანი დროითი ვარიაციები კარგად არის შესწავლილი სხენებული 6 აქტინომეტრიული სადგურისათვის [6,8-10]. შეფასებულია ფონური, ანთროპოგენური და შემთხვევითი ძლიერგამაჭუჭყიანებელი ფაქტორების წვლილი τ_a -ს მნიშვნელობებში ამ სადგურებზე სხვადასხვა წელს [11]. თუმცა აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ცვლილებების ხასიათი ბოლო ათწლეულების მანძილზე საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის ჯერ-ჯერობით უცნობია, რაც დაკავშირებულია აქტინომეტრიული სადგურების რაოდენობის სიმცირესთან. ამ ამოცანის გადასაჭრელად ორი მიდგომის შემოთავაზებაა შესაძლებელი: ან მოიძებნოს ისეთი მეტეოროლოგიური პარამეტრი, რომელთანაც τ_a -ს მდგრადი და მაღალი კორელაციური კავშირი ექნება ყველა აქტინომეტრიული სადგურისთვის. (ნაპოვნი კავშირი შემდეგ გამოყენებული იქნება ოპტიკური სიმკვრივის მნიშვნელობათა შესაფასებლად სადგურების გაცილებით უფრო დიდი რაოდენობისთვის); ან დადგენილი იქნას τ_a -ს ვერტიკალური განაწილება ადგილმდებარეობის ზღვის დონიდან სიმაღლეზე დამოკიდებულებით ყველა აქტინომეტრიული სადგურის მონაცემთა საფუძველზე, რომ შემდეგში იგი გამოყენებული იქნას τ_a -ს გამოსათვლელი ადგილმდებარეობის სხვადასხვა სიმაღლისათვის, დროის სხვადასხვა პერიოდში. დღეისათვის აღნიშნული მეთოდითაა შესაძლებელი τ_a -ს სივრცულ-დროითი განაწილების დადგენა საქართველოს ნაკლებდაგაჭუჭყიანებული ტერიტორიებისთვის პირველი მიახლოებით. გაჭუჭყიანებული რაიონებისათვის τ_a -ს სივრცული განაწილების დადგენა დროის სხვადასხვა პერიოდისათვის შესაძლებელია τ_a -ს ვერტიკალური პროფილის საშუალებით ამ რაიონებში და გაუსის ინტერპოლაციური ფორმულით ნაკლებდაგაჭუჭყიანებული ტერიტორიების საზღვრებზე.

განვიხილოთ ორივე მიდგომის გამოყენების შესაძლებლობა აღნიშნული ამოცანის გადასაჭრელად. τ_a -ს სხვადასხვა მეტეოროლოგიურ პარამეტრთან კავშირების შესახებ ადრე ჩატარებულ კვლევებში ვერ მოხერხდა ისეთი პარამეტრის პოვნა, რომელთანაც აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივე იქნებოდა მდგრად კორელაციურ კავშირში საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის. ქვემოთ წარმოდგენილია τ_a -ს ქარის სიჩქარესთან კავშირის უფრო დაწვრილებითი კვლევის შედეგები [7] ნაშრომთან შედარებით და ასევე წარმოდგენილია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის კავშირების კვლევა მზის ნათების ხანგრძლივობასთან კავშირის კვლევის შედეგები.

3.1. მზის ნათების ხანგრძლივობის და ქარის გაგლენა აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეზე

ატმოსფეროს აეროზოლურ გატუჭიანებას დიდი გავლენა აქვს ღრუბლების მიკროსტრუქტურის ფორმირებაზე, მათ მდგომარეობაზე სივრცესა და დროში. ამიტომ, ატმოსფერული აეროზოლები არაპირდაპირი გზით გავლენას ახდენენ, აგრეთვე მზის ნათების ხანგრძლივობაზეც. ცხრილში 3.1 წარმოდგენილია კორელაციის კოეფიციენტების მნიშვნელობები ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივესა (τ_a) და მზის ნათების ხანგრძლივობას (S_i) შორის საქართველოს 5 აქტიონომეტრული სადგურისთვის.

ცხრილი 3.1 კორელაციური კავშირები ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივესა და მზის ნათების ხანგრძლივობას შორის საქართველოს ხუთი აქტიონომეტრული სადგურისათვის 1954-1990 წლების მონაცემებით

სადგ. თვე	თბილისი	თელავი	წალკა	ანასეული	სოხუმი
I	0.17	-0.07	-0.14	0.15	0.09
II	-0.08	-0.10	-0.07	-0.37	0.11
III	-0.03	-0.35	0.13	-0.14	0.21
IV	-0.007	-0.16	0.19	-0.16	-0.04
V	-0.10	-0.10	-0.05	-0.12	0.09
VI	0.19	-0.19	0.10	-0.02	-0.09
VII	-0.20	-0.39	-0.12	-0.27	-0.33
VIII	-0.13	-0.41	0.03	-0.14	-0.18
IX	0.01	-0.11	0.13	-0.14	0.03

X	-0.17	-0.16	-0.29	-0.08	0.37
XI	-0.29	-0.27	-0.36	-0.18	-0.23
XII	0.08	-0.04	0.13	-0.05	0.04
I-XII	-0.24	-0.62	-0.29	-0.43	-0.19

გამოთვლები ჩატარებულია თვიური და წლიური მონაცემებით 1954-1990 წწ. პერიოდისთვის. აღნიშნული პერიოდისთვის (37 წელი) არანაკლებ 95% სანდოობით კორელაციის კოეფიციენტის ნიშნადი მნიშვნელობა უნდა იყოს $\pm 0,27$ -ზე მეტი.

როგორც ცხრილი 3.1-დან ჩანს, ზოგადად თვიური მონაცემებით, კორელაციური კავშირი τ_a -სა და S_t -ს შორის არაა ნიშნადია. წლიური მონაცემებით ყველა სადგურისთვის სოხუმის გარდა, კორელაცია τ_a -სა და S_t -ს შორის ნიშნადია ან ახლოსაა ნიშნადთან (თბილისი). ყველა სადგურზე ეს პარამეტრები უკუკავშირში არიან. სხვა სიტყვებით, ატმოსფერული გატჟუჟყიანების დონის საშუალო წლიური მნიშვნელობის ზრდა ხელს

უწყობს მზის ნათების წლიური ხანგრძლივობის შემცირებას. აღსანიშნავია, რომ τ_a -ს მზის ნათების ხანგრძლივობაზე ყველაზე დიდი გავლენა აღინიშნება თელავში. შესაძლებელია, რომ ეს დაკავშირებულია კახეთის რეგიონში სეტყვის საწინააღმდეგო სამუშაოებთან, რომელთა დროსაც (20 წელზე მეტი ხნის განმავლობაში) ხდებოდა აქტიური ზემოქმედება კონვექტურ ღრუბლებზე ყინულწარმომქმნელი რეაგენტით. ატმოსფეროში ყინულწარმომქმნელი აეროზოლის დიდ რაოდენობას შეუძლია მნიშვნელოვნად გარდაქმნას ღრუბლების მიკროფიზიკური სტრუქტურა, შეცვალოს მათი ფორმირების პირობები, მდგრადობის დონე და სხვ. ეს საკმაოდ რთული საკითხია და დამატებით შესწავლას მოითხოვს. ჩვენი აზრით τ_a -ს კავშირი მზის ნათების ხანგრძლივობასთან ატარებს არაპირდაპირ ხასიათს და განპირობებულია მოდრუბლულობასთან კავშირებით.

ცხრილი 3.2 საერთო და ქვედა მოდრუბლულობის ცვლილებები საქართველოს ხუთი სადგურისთვის (ბალი/100წელი) 1936-1990 წლების მონაცემებით

სადგური	G_0	G_n
თბილისი	-0.1	2.0

თელავი	-0.4	1.1
წალკა	0.88	-1.6
ანასეული	0.83	-1.0
სოხუმი	0.25	-1.0

ცხრ-ში 3.2 მოყვანილია მონაცემები საერთო G_0 და ქვედა იარუსის G_n მოდრუბლულობის მნიშვნელობათა ცვლილების შესახებ საქართველოს ხუთი აქტინომეტრული სადგურისთვის [12].

როგორც ამ ცხრილიდან ჩანს, თბილისში და თელავში აღინიშნება ქვედა მოდრუბლულობის მნიშვნელოვანი ზრდა და საერთო მოდრუბლულობის უმნიშვნელო კლება. წალკაში და ანასეულში საერთო მოდრუბლულობის მნიშვნელოვანი ზრდა და ქვედა მოდრუბლულობის შემცირება, სოხუმში G_0 -ის უმნიშვნელო ზრდა და G_n -ის მნიშვნელოვანი შემცირებაა. ამრიგად, შედარებით ნაკლებადგაჭუჭყიანებულ სადგურებზე ადგილი აქვს საერთო მოდრუბლულობის ზრდას და ქვედა მოდრუბლულობის შემცირებას (წალკა, ანასეული, სოხუმი), ხოლო თბილისში და თელავში (ატმოსფერული გაჭუჭყიანების მაღალი დონე) - ქვედა მოდრუბლულობის მნიშვნელოვან ზრდას საერთო მოდრუბლულობის სუსტი შემცირების ფონზე საერთოდ, მოდრუბლულობის ზრდა (G_0 -ს ან G_n -ის) ხელს უწყობს მზის ნათების ხანგრძლივობის შემცირებას. სწორედ ეს ვლინდება τ_a -სთან უკუკავშირებში. თუმცა G_0 -სა და G_n -ის დროითი ცვლილებების ხასიათი სხვადასხვა სადგურებისათვის ისეთია (ცვლილებების განსხვავებული მიმართულება), რომ კორელაციის კოეფიციენტებს აქვთ შედარებით მაღალი მნიშვნელობები მხოლოდ თელავისა და ანასეულისათვის (-0.62 და -0.43 შესაბამისად). ამიტომ τ_a -ს ცვლილების შეფასება S_i -ის ცვლილებით (ან პირიქით) საკმარისად მაღალი სანდოობით შესაძლებელია მხოლოდ ამ სადგურებისათვის. მიუხედავად ამისა, მზის ნათების წლიური ხანგრძლივობის შემცირებაზე მოდრუბლულობის (ქვედა, საერთო) ზრდის გავლენის ფაქტი კარგად ვლინდება ყველა ხუთი სადგურისათვის.

შემდეგ მეტეოროლოგიურ ელემენტს, რომელთანაც ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეს გააჩნია კავშირი, წარმოადგენს მიწისპირა ქარი. კერძოდ, ქარის სიჩქარის (V) ზრდა ხელს უწყობს ატმოსფეროში ტურბულენტური

მოძრაობის გაზრდას, რასაც მინარევების სივრცეში სწრაფი გაბნევა მოყვება, ხოლო ეს შესაბამისად იწვევს ჰაერში აეროზოლების შემცველობის შემცირებას. ამავე დროს ქარს შეუძლია ატმოსფერული მტვერის გადატანა გატუჭყიანებული ადგილებიდან ნაკლებად გატუჭყიანებულ ტერიტორიაზე, რასაც ჰაერში მინარევების კონცენტრაციის ზრდა მოყვება. ნაშრომში [7] დაკვირვებათა 20-წლიანი რიგის საფუძველზე დადგენილი იქნა, რომ წლის სხვადასხვა დროში ქარის სიჩქარესა და აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეს შორის ძირითადად აღინიშნება უკუკავშირები. მონაცემები კავშირების შესახებ τ_a -სა და V-ს შორის საქართველოს ხუთი აქტინომეტრული სადგურებისთვის დაკვირვებათა უფრო გრძელი რიგისთვის (37 წელი) წარმოდგენილია ცხრილში 3.3.

ცხრილი 3.3 კორელაციური კავშირი ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივესა და ქარის სიჩქარეს შორის საქართველოს ხუთი აქტინომეტრული სადგურისთვის 1954-1990 წლების მონაცემების მიხედვით

სადგ. თვე	თბილისი	თელავი	წალკა	ანასეული	სოხუმი
I	-0.30	-0.54	-0.04	-0.65	0.02
II	-0.26	-0.55	-0.23	-0.57	-0.13
III	-0.35	-0.64	-0.08	-0.62	0.01
IV	-0.52	-0.69	-0.24	-0.65	0.002
V	-0.56	-0.63	-0.36	-0.77	0.18
VI	-0.37	-0.60	-0.19	-0.73	-0.02
VII	-0.60	-0.65	-0.15	-0.74	0.10
VIII	-0.54	-0.64	-0.29	-0.68	0.18
IX	-0.45	-0.60	-0.04	-0.61	0.17
X	-0.59	-0.66	-0.43	-0.73	0.02
XI	-0.32	-0.58	-0.29	-0.64	0.03
XII	-0.21	-0.49	-0.17	-0.63	-0.004
I-XII	-0.69	-0.77	-0.38	-0.82	0.13

როგორც ამ ცხრილიდან ჩანს, კორელაციური კავშირი τ_a -სა და V-ს შორის მათი საშუალო წლიური მონაცემების მიხედვით ყველა სადგურისთვის, სოხუმის გარდა, უარყოფითია

და გააჩნიათ სანდოობის დონე არანაკლებ 95%-სა. ამასთან, τ_a -სა და V-ს კავშირი თბილისში, თელავში და ანასეულში ახლოს არის წრფივთან (კორელაციის კოეფიციენტები მეტია – 0.69-ზე). სოხუმში ქარის სიჩქარისა და ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის კორელაციური კავშირი არა-ნიშნადია. შესაძლოა ეს დაკავშირებულია ქარის სიჩქარეზე დაკვირვებათა დაბალ რეპრეზენტატულობასთან (მეტეოსადგურის გადატანა ქალაქის სხვადასხვა ადგილებში). სოხუმში τ_a -სა და V-ს კორელაციური კავშირების არანიშნადობის, როგორც საშუალო თვიური ისე საშუალო წლიური მონაცემებით, სხვა მიზეზიც შეიძლება იყოს კერძოდ τ_a -ს დამოკიდებულება ჰაერის მასების გადაადგილების მიმართულებაზე. ერთ შემთხვევაში ქალაქის თავზე მეტი რაოდენობითაა ზღვის აეროზოლები (გადმოტანა ზღვიდან), მეორე შემთხვევაში კონტინენტური (გადმოტანა ხმელეთიდან), მესამე შემთხვევაში შერეული ტიპი (ქარის დაბალი სიჩქარეები ან ჰაერის მასების გადაადგილება სანაპირო ზოლის გასწვრივ).

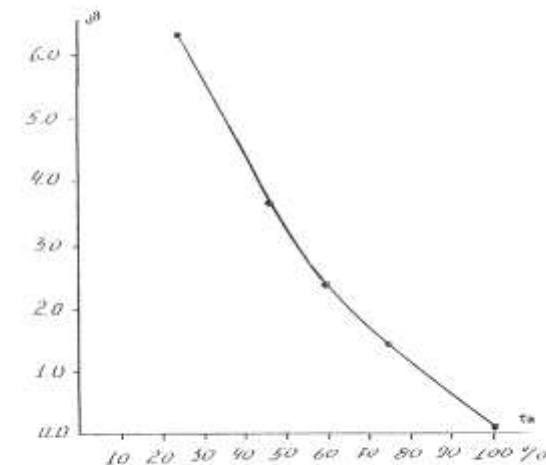
სოხუმისგან განსხვავებით, ყველა დანარჩენი ოთხი სადგურისთვის τ_a -სა და V-ს კორელაციური კავშირები მათი საშუალო თვიური მნიშვნელობებით უმრავლეს შემთხვევაში ნიშნადია. გამონაკლისს წარმოადგენს დეკემბერი (თბილისი), იანვარი-აპრილი, ივნისი, ივლისი, სექტემბერი და დეკემბერი (წალკა), როდესაც τ_a -სა და V-ს შორის კორელაციის ნიშნადობის დონე 95%-დაბალია.

ამგვარად, ქარის სიჩქარე (როგორც საშუალო თვიური ისე საშუალო წლიური) წარმოადგენს ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის კარგ ინდიკატორს თბილისის, თელავის და ანასეულისათვის და ნაწილობრივ წალკისათვის.

3.2. რელიეფის გავლენა ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეზე

საქართველოს აქტინომეტრიული სადგურები განლაგებულია ზღვის დონიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე. სადგურები სენაკი, სოხუმი და ანასეული მდებარეობს დასავლეთ საქართველოს შედარებით ნაკლებად გაჭუჭყიანებულ რაიონებში, ზღვის დონიდან საშუალოდ 100 მ. სიმაღლეზე. სადგურები წალკა, ჯვრის გადასასვლელი და ყაზბეგი მდებარეობენ შესაბამისად სიმაღლეებზე 1457, 2396 და 3656 მ.

ზღვის დონიდან. ამ სადგურების დაკვირვებათა მონაცემების გამოყენებით და მათი მიყვანით წალკის მონაცემების საშუალებით 1966-1986 წლების პერიოდამდე, (ამ პერიოდისთვის) მოიპოვება ინფორმაცია τ_a -ს შესახებ მაღალმთიან სადგურზე ტიბეტში, 6300 მ. ზღვის დონიდან [13]), შესაძლებელი გახდა აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ვერტიკალური განაწილების აგება საქართველოს ნაკლებად გაჭუჭყიანებულ ტერიტორიებისათვის (ნახ. 3.1)



ნახ. 3.1. ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ვერტიკალური განაწილება საქართველოს ნაკლებად გაჭუჭყიანებულ ტერიტორიებზე (ნორმირებული ადგილმდებარეობის სიმაღლეზე 100მ). ზედა წერტილი აღებულია ტიბეტის მონაცემებით [13].

ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ τ_a -ს შემცირებას ადგილმდებარეობის (H) მიხედვით აქვს ექსპონენციალური ხასიათი. τ_a -ს ემპირიულ დამოკიდებულებას H-ზე შემდეგი სახე აქვს:

$$\tau_a = 1.03e^{-0.0002 \cdot H} \quad (3.1)$$

სადაც H მეტრებშია გამოსახული. ნორმირება ჩატარებულია 100მ დონეზე. ე.ი. ითვლება, რომ 100მ სიმაღლეზე სხვა სიმაღლეების მიმართ τ_a შეადგენს 100%-ს. აღსანიშნავია, რომ τ_a -ს სიმაღლის მიხედვით შემცირება 0-დან 1000მ-მდე თითქმის წრფივია (სიზუსტით არანაკლებ 3%-სა). უფრო ზემოთ τ_a -ს შემცირება სიმაღლესთან ექსპონენციალური ხდება.

გაჭუჭყიანებულ რაიონებში (თბილისი, თელავი) τ_a -ს მნიშვნელობები გასაშუალოების ხსენებული პერიოდისათვის აღემატება მის ფონურ მნიშვნელობებს შესაბამისად 42 და 36%-ით. ამრიგად, იმის გათვალისწინებით, რომ τ_a -ს ვერტიკალური განაწილების სახე საქართველოს ნაკლებად გაჭუჭყიანებული რაიონებისათვის (ნახ. 3.1) მუდმივია, ამ ტერიტორიებისათვის, წალკაში τ_a -ს ცვლილების მიხედვით, შესაძლებელია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის სივრცულ-დროითი განაწილების აგება. გაჭუჭყიანების ლოკალური წყაროების მქონე ტერიტორიებისათვის (თბილისი, თელავი) τ_a -ს სივრცულ-დროითი განაწილების დადგენა შესაძლებელია ამ თავის დასაწყისში შემოთავაზებული ამოცანის გადაჭრის ორი მიდგომიდან მეორე გზით.

3.3 აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის კავშირი ტმოსფერულ პარამეტრებთან და მისი გამოყენების შესაძლებლობა ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ტერიტორიული ინტერპოლირების დროს

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეს გააჩნია კორელაციური კავშირი მრავალ მეტეოროლოგიურ ელემენტთან (ცხრილი 3.4).

ცხრილი 3.4. ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის კორელაციური კავშირი ატმოსფერულ პარამეტრებთან (საშუალო წლიური მონაცემებით 1954-1990წ.)

სადგ.	თბილისი	თელავი	წალკა	ანასეული	სოხუმი
პარამეტრი					
T	-0.04	0.051	-0.21	-0.16	-0.14
E	0.063	0.41	-0.15	0.21	0.38
F	-0.35	0.24	0.005	0.48	0.53
S_i	-0.24	-0.62	-0.29	-0.43	-0.19
G_0	-0.31	-0.23	0.33	0.39	0.32
G_n	0.60	-0.42	-0.46	0.28	-0.40
N	-0.09	-0.08	0.19	-0.17	0.04
V	-0.69	-0.77	-0.38	-0.82	0.13

T-მიწისპირა ჰაერის ტემპერატურაა;

E-წყლის ორთქლის დრეკადობაა;

F-ჰაერის ფარდობითი ტენიანობაა;

S_i -მზის ნათების ხანგრძლივობაა;

G-საერთო მოდრუბლულობა;
 G_n-ქვედა იარუსის მოდრუბლულობა;
 N-ნალექებია და V-ქარის სიჩქარეა.

ნიშნის სტაბილურობის მიხედვით კორელაცია τ_a -ს აქვს მხოლოდ მზის ნათების ხანგრძლივობასთან. ყველა დანარჩენ მეტეოროლოგიურ პარამეტრთან τ_a -ს კორელაცია ნიშნის მიხედვით არაცალსახაა, თუმცა მთელი რიგი შემთხვევებისთვის კორელაციის კოეფიციენტების აბსოლუტური მნიშვნელობები საკმარისად მაღალია. აქედან გამომდინარე, τ_a -ს მნიშვნელობათა განსაზღვრა ამ მეტეოროლოგიური პარამეტრებით მიზანშეწონილია მხოლოდ დაკვირვების კონკრეტული პუნქტისთვის და მასთან ახლო მდებარე ტერიტორიისთვის. კორელაციის კოეფიციენტების მაღალი მნიშვნელობები τ_a -სა და ქარის სიჩქარეს შორის (სოხუმის გარდა) მიუხედავად ზემოთქმულისა, მაინც იძლევა საშუალებას ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის სივრცული განაწილების აგებისა პირველ მიახლოებაში იმ რაიონებისათვისაც, სადაც აქტინომეტრული დაკვირვებები არ ტარდებოდა. მსგავსი სამუშაო პირველად საქართველოში ჩატარებულია [14]-ში.

რაც შეეხება τ_a -ს სივრცულ-დროით განაწილებას საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის, ამ შემთხვევაში ამის გაკეთება τ_a -სა და მეტეოპარამეტრებს შორის კორელაციის კავშირების გამოყენებით შეუძლებელია. საილუსტრაციოდ ცხრილში 3.5 მოყვანილია კორელაციური კავშირები ზოგიერთ მეტეოსადგურსა და აქტინომეტრიულ სადგურებს შორის, ქარის სიჩქარის საშუალო წლიური მნიშვნელობების მიხედვით.

ცხრილი 3.5. კორელაციური კავშირები საქართველოს ზოგიერთ მეტეოსადგურსა და აქტინომეტრიულ სადგურებს შორის ქარის სიჩქარის საშუალო წლიური მნიშვნელობების

მიხედვით 1954-1990წწ.

კორელაციის კოეფიციენტები სადგურებს შორის			
თბილისი-თელავი	თბილისი-კოჯორი	თბილისი-მუხრანი	თბილისი-ცხინვალი
0.68	0.71	0.75	0.74
თელავი			

0.03	0.71	0.65	0.60
წალკა			
-0.40	0.44	0.46	0.31
ანასეული			
0.61	0.65	0.44	-0.11

როგორც ამ ცხრილიდან ჩანს, უმეტეს შემთხვევაში კორელაციის კოეფიციენტების მნიშვნელობები საკმაოდ მაღალია და კავშირები დადებითია. თუმცა, ერთი და იგივე რაიონის ფარგლებში გვხვდება გამონაკლისებიც. მაგალითად, თელავსა და ახმეტას შორის კორელაცია ქარის მიხედვით არაა დადებითი, წალკასა და აბასთუმანს შორის უკუკავშირშია, ანასეულსა და ქუთაისს შორის არაა დადებითი კორელაცია – ეს ფაქტები ადასტურებს ზემოთქმულს.

მზის ნათების ხანგრძლივობის გამოყენებაც τ_a -ს საქართველოს ტერიტორიაზე მხოლოდ რეჟიმული განაწილების დასადგენადაა შესაძლებელი, რადგანაც კორელაციის კოეფიციენტების მნიშვნელობები τ_a -სა და S_f -ს შორის არ არის მაღალი.

ცხრილში 3.6 წარმოდგენილია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ცხრილში 8 ატმოსფერულ პარამეტრთან (მიწისპირული ჰაერის ტემპერატურა, წყლის ორთქლის დრეკადობა, ფარდობითი ტენიანობა, მზის ნათების ხანგრძლივობა, საერთო და ქვედა იარუსის მოდრუბლულობა, ნალექები და ქარის სიჩქარე) კავშირის მრავალჯერად რეგრესიის განტოლების კოეფიციენტები.

ცხრილი 3.6. ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ატმოსფერულ პარამეტრთან კავშირის მრავალჯერადი რეგრესიის განტოლების კოეფიციენტები

პარამეტრი	ს ა დ გ უ რ ე ბ ი				
	თბილისი	თელავი	წალკა	ანასეული	სოხუმი
$T(x_1)$	-0.04105	-0.00638	0.0076591	-0.017676	0.0397463
$E(x_2)$	0.0961584	0.0341313	-0.033462	0.0302045	-0.062064
$F(x_3)$	-0.013318	-0.003558	0.0035482	-0.00324	0.0094816
$S_i(x_4)$	-0.000011	-0.000106	0.0000271	-0.000041	-0.00004
$G_0(x_5)$	-0.039327	-0.029817	0.0321549	-0.010516	-0.002965
$G_n(x_6)$	0.0406809	0.0100642	-0.038432	-0.007075	-0.029203

N(x ₇)	-0.000054	-0.00003	0.0000469	-0.000004	0.0000159
V(x ₈)	-0.00018	-0.031677	-0.006742	-0.025849	-0.002754
C	0.6165745	0.5100223	-0.094004	0.4112393	-0.194681

$$\tau_a = \sum_{i=1}^8 a_i x_i + C \quad (3.2)$$

τ_a -ს გამოთვლილი და გაზომილი მნიშვნელობების შედარებისას აღმოჩნდა, რომ ფორმულით გამოთვლილი მნიშვნელობების სიზუსტემ შეადგინა: თბილისისათვის 75%, თელავისათვის 73%, ანასეულისათვის 67%, წალკისათვის 56%, სოხუმისათვის 47%.

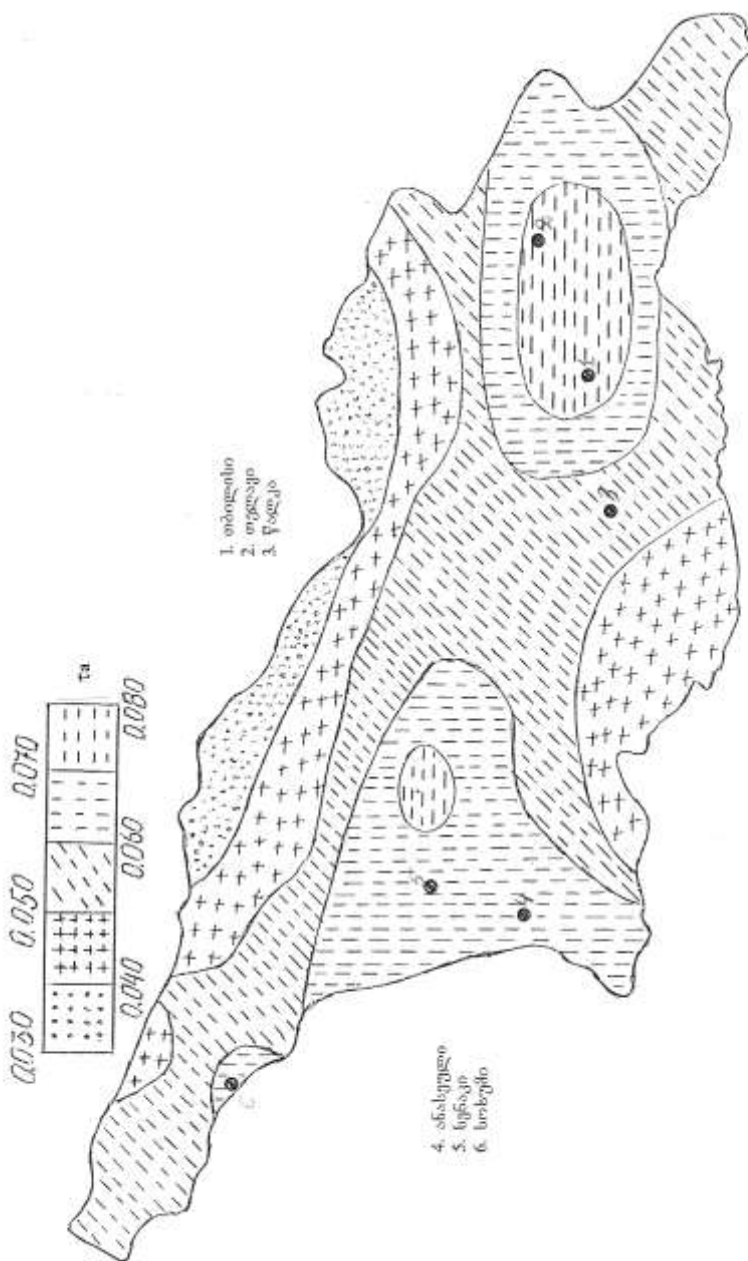
ამგვარად, τ_a -ს მნიშვნელობათა დადგენის სიზუსტე მეტეოპარამეტრების მნიშვნელობებით არც თუ ისე მაღალია. მიუხედავად ამისა, მრავალჯერადი რეგრესიის (3.2) განტოლების გამოყენება შესაძლებელია ცალკეული მეტეოპარამეტრების ვარიაციების გავლენის შესაფასებლად τ_a -ს ცვლილებებზე, სხვა პარამეტრების ფიქსირებული მნიშვნელობების დროს.

3.4 საქართველოს ტერიტორიაზე აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის განაწილების რუკები

ნახ. 3.2—3.8 წარმოდგენილია საქართველოს ტერიტორიაზე τ_a -ს განაწილების რუკები ხუთწლიანი პერიოდების მიხედვით 1956-1990 წლებში. შვიდი ხუთწლიანი აეროზოლური ოპტიკური სიმკვრივის ცვლილებების გრადაციების სკალა მოყვანილია ყველა შესაბამისად ნახაზებზე. ამ ნახაზებიდან კარგად ჩანს საქართველოს ტერიტორიაზე აეროზოლური გატუჭიანების დინამიკა დროის ხსენებული მონაკვეთებისათვის. მაგ., 1986-1990 წლების პერიოდში τ_a -ს ცვლილების დიაპაზონია 0.060-0.160, მაშინ როცა 1976-1980 წლებში იგი შეადგენდა 0.050-0.150 ხოლო 1966-1970 წლებში τ_a -ს ცვლილების დიაპაზონი იყო 0.040-0.110 [15]. ყველაზე სუფთა ატმოსფერო საქართველოში იყო 1956-1960 წწ. და შესაბამისად τ_a იცვლებოდა 0.030-დან 0.080-მდე.

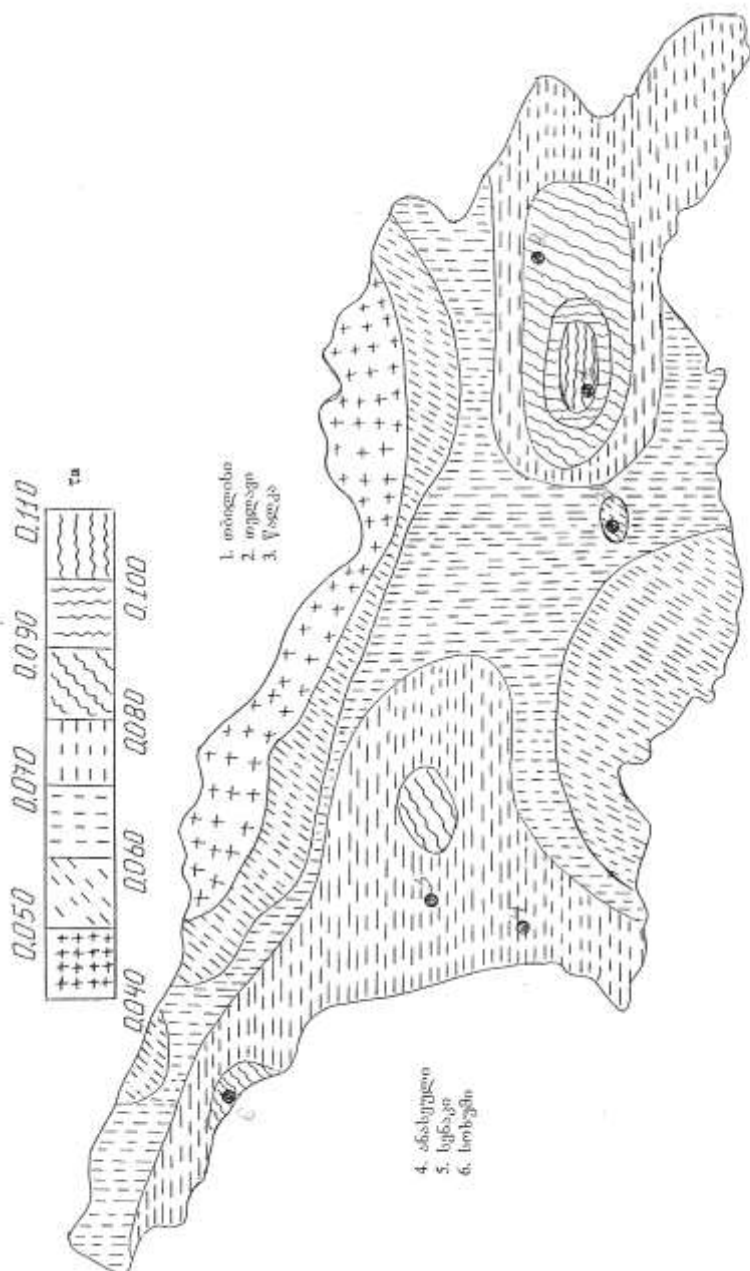
ყოველივე ზემოთთქმულიდან შემდეგი დასკვნების გაკეთება შეიძლება

დადგენილია კორელაციური კავშირები τ_a -ს და ქარის სიჩქარესა და მზის ნათების ხანგრძლივობას შორის.

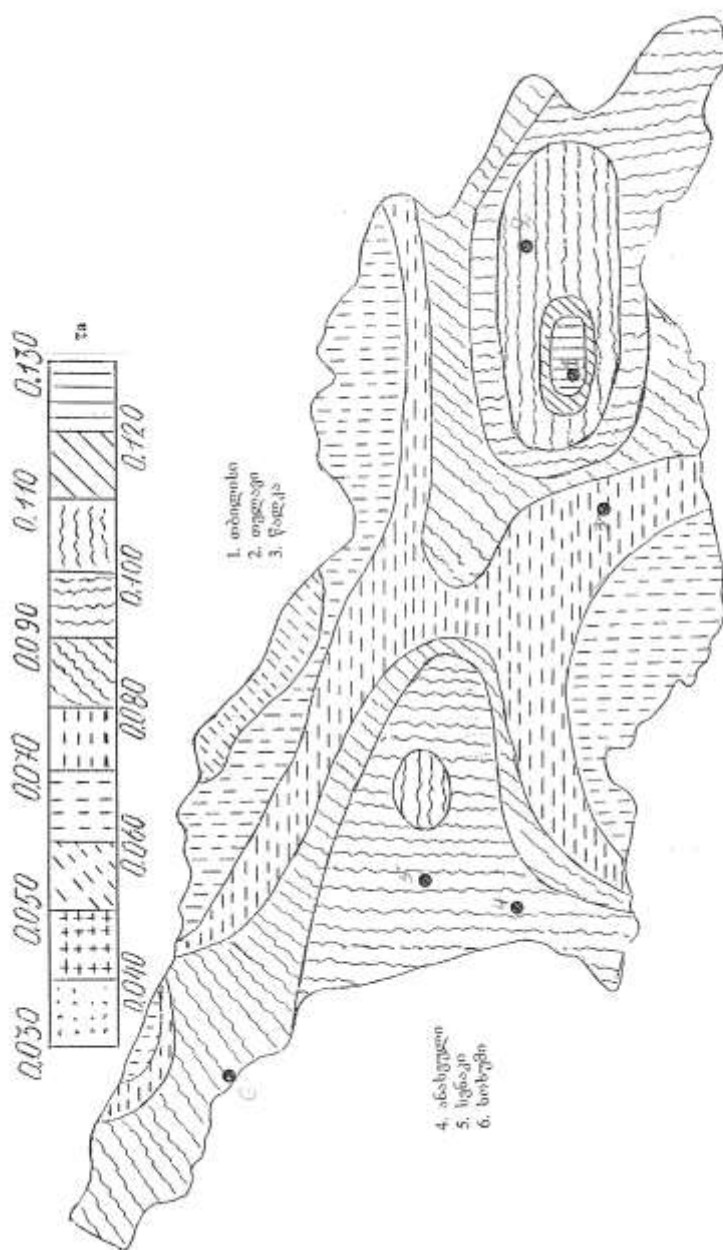


ნაბ. 33

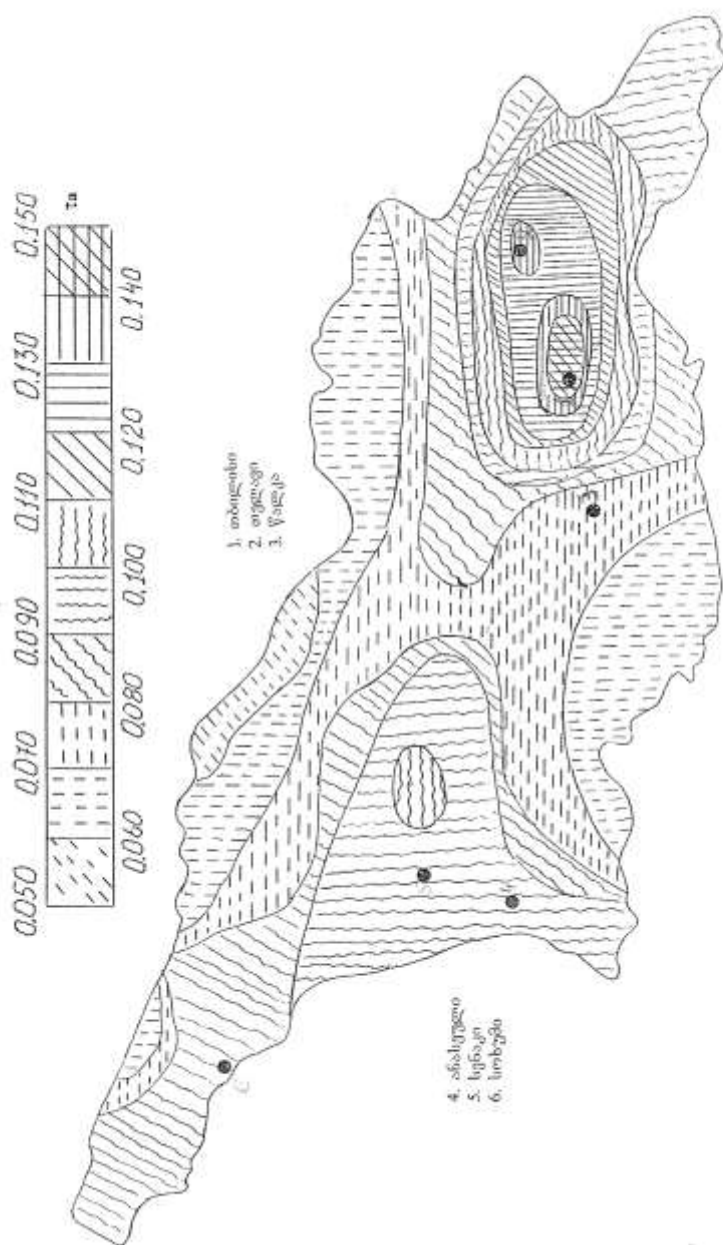
საქართველოს ტერიტორიაზე T-ის განაწილება 1961-1965 წლებში.



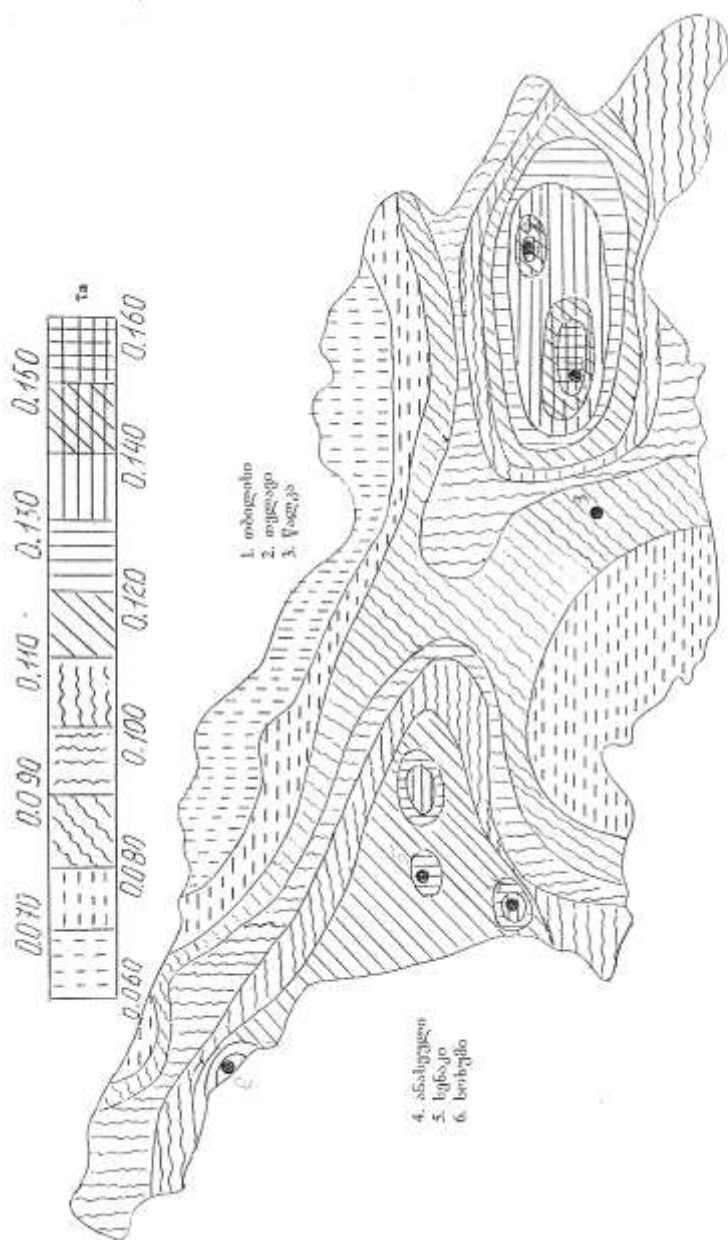
ნახ. 34.
 საქართველოს ტერიტორიაზე T-ის განაწილება 1966-1970 წლებში.



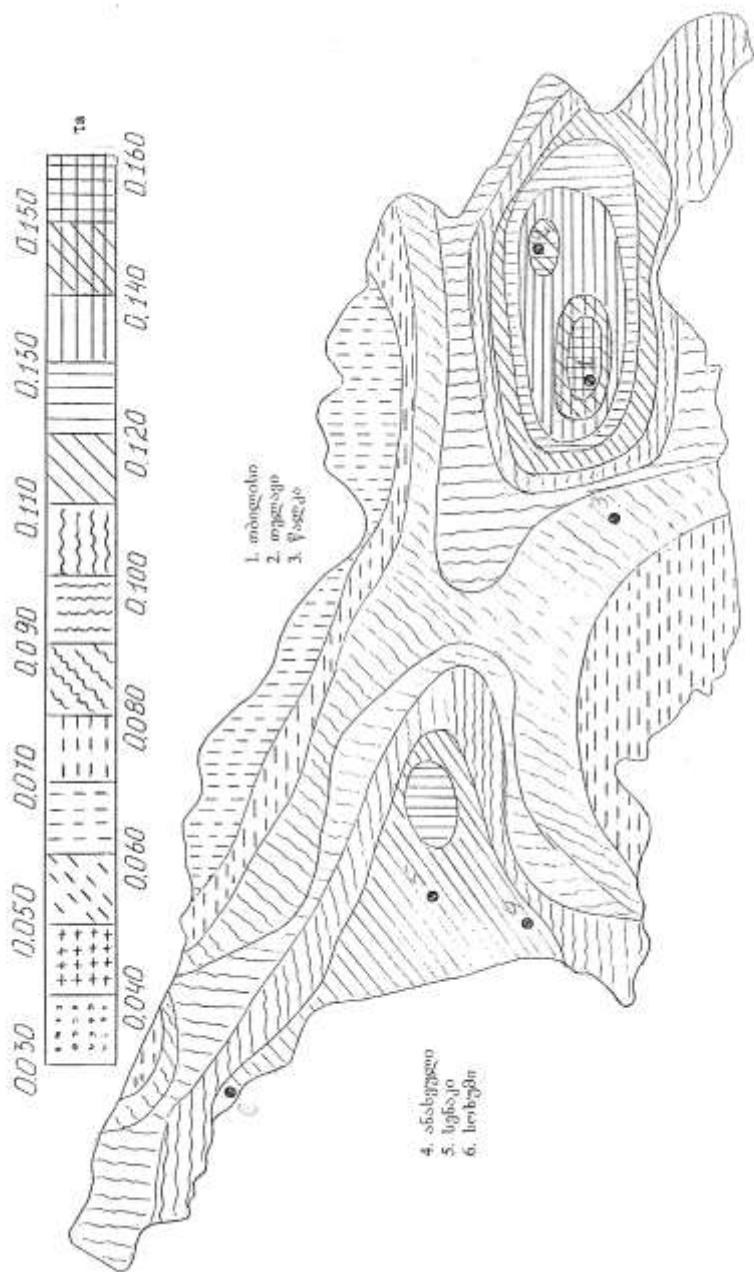
ნახ. 35.
საქართველოს ტერიტორიაზე რ.-ს განაწილება 1971-1975 წლებში.



ნახ. 16.
საქართველოს ტერიტორიაზე 1976-1980 წლებში.



ნახ. 37.
საქართველოს ტერიტორიაზე რ.ს. განაწილება 1981-1985 წლებში.



ნახ. 38.

საქართველოს ტერიტორიაზე ტ.პ. განაწილება 1986-1990 წლებში.

ნაჩვენებია, რომ τ_a -ს მეტეოპარამეტრებთან კავშირების გამოყენება შესაძლებელია მხოლოდ აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ტერიტორიული განაწილების რეჟიმული რუკების შესაქმნელად პირველ მიახლოებაში.

მიღებულია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ვერტიკალური განაწილების პროფილი საქართველოს ტერიტორიაზე.

შემოთავაზებულია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის სივრცულ-დროითი განაწილების დადგენის მეთოდი τ_a -ს ვერტიკალური განაწილების პროფილისა და საკვანძო წერტილებში მნიშვნელობების გამოყენებით.

შედგენილია τ_a -ს განაწილების რუკები საქართველოს ტერიტორიისათვის: 1956-1960, 1961-1965, 1966-1970, 1971-1975, 1976-1980, 1981-1985, და 1986-1990 წლები.

ლიტერატურა

1. Аэрозоль и климат - под. ред. Кондратьева К.Я., Л., Гидрометеиздат, 1990.
2. Амиранашвили А.Г., Гзиришвили Т.Г. – Аэрозоли и ледяные кристаллы в атмосфере Тбилиси, «Мецниереба», 1991.
3. Таварткиладзе К.А. – Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы Тбилиси, «Мецниереба», 1989.
4. Aerosol-cloud – Climate Interactions, Edited by P.V.Hobbs, Acad. Press. Inc. 1993.
5. Таварткиладзе К.А. – Влияние водяного пара на прозрачность безоблачной атмосферы, Мет. и Гидр., №11, 1982.
6. საქართველოში კლიმატის ცვლილების ენერგობალანსური მოდელის შექმნა და კლიმატის ცვლილების ძირითადი მიზეზების დადგენა, საქ. მეცნ. აკად., ანგარიში, თბილისი, 1997.
7. Таварткиладзе К.А. Саджая Э.В. – Некоторые особенности загрязнения атмосферы над Грузией. Сообщ. АН ГССР., №1, 1990.
8. საქართველოს კლიმატის ცვლილების ემპირიული მოდელი. ანგარიში, საქ. კლიმატის ცვლილების ეროვნული ცენტრის ფონდი, თბილისი, 1996.

9. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Tavartkiladze K., Sajaia E.- Some peculiarities of atmospheric aerosol pollution in Georgia, Bull. of the National Climate Research Centre, Tbilisi, 1997, №5.
10. ამირანაშვილი ა. – ატმოსფერული აეროზოლების ცვლილება საქართველოში ატმოსფეროს მახასიათებლებთან და რადიაციულ ნაკადებთან კავშირში. სამეცნ. სესია “ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში”, მასალები, თბილისი, “მეცნიერება”, 1998.
11. ამირანაშვილი ვ. – საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს ანთროპოგენური გაჯუჭვიანების თავისებურებანი. სამეცნ. სესია “ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში”, მასალები, თბილისი, “მეცნიერება”, 1998.
12. საქართველოში კლიმატის ცვლილების ემპირიული მოდელი. ანგარიში, საქ. კლიმატის ცვლილების ეროვნული ცენტრის ფონდი, თბილისი, 1997.
13. Fang Li, Daren Lu – An estimation of the optical depth and the particle size distribution of atmospheric aerosols in the Region of Mount Gomolungma in Tibet, j. of Aeros. Sci, vol. 26, Suppl.1, Sept. 1995.
14. Саджая Э.В.- Влияние внешних факторов на динамику загрязнения атмосферы над Грузией. Дисс. на соискание уч. степени канд. геогр. наук, Тбилиси, 1998.
15. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Tavartkiladze K. – Dynamics of the Aerosol Pollution of the Atmosphere in Georgia in 1956-1990, j. of Aeros. Sci., Pergamon Press, vol.30, Suppl.1, 1999.

თავი 4.

ოზონის ვერტიკალური განაწილება ატმოსფეროში, მისი ტერიტორიული და დროითი ვარიაციები

ატმოსფერული პროცესების კვლევისას დიდი მნიშვნელობა აქვს ოზონის ვერტიკალური განაწილების ვარიაციების კანონზომიერების ცოდნას, მას შეუძლია მოგვცეს უხვი ინფორმაცია ატმოსფეროში მიმდინარე ფოტოქიმიურ, თერმულ და დინამიკურ პროცესებზე.

სტრატოსფეროს და მეზოსფეროს ტემპერატურა დიდადაა დამოკიდებული ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე. ოზონი სრულიად აკავებს და არ უშვებს დედამიწის ზედაპირამდე მზის რადიაციას 290 ნმ-ზე ნაკლები ტალღის სიგრძით. მზის მიერ გამოსხივებული ბიოლოგიურად აქტიური რადიაცია, ტალღის სიგრძის უბანში 290-330 ნმ, იფილტრება ოზონით. ოზონი, ასევე შთანთქავს რადიაციას სპექტრის ინფრაწითელი უბნის, 9,6 მკმ ზოლში. ეს უბანი ახლოსაა დედამიწის მიერ გამოსხივებული რადიაციის მაქსიმუმთან. ამრიგად შთანთქმის შედეგად დედამიწის მიერ გამოსხივებული რადიაციის დაახლოებით 20% შეკავდება ოზონით, რის შედეგადაც მატულობს ჰაერის ტემპერატურა ატმოსფეროში [1]. სტრატოსფეროს ქვედა ნაწილში ოზონს გააჩნია კონსერვატიული თვისება და ის შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ჰაერის ნაკადების დიაგნოსტიკისათვის.

ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვებისათვის იყენებენ მიწისპირა, ბალონურ, რაკეტულ და თანამგზავრულ მეთოდებს [1-3]. მიწისპირა მეთოდი “შებრუნების ეფექტის” გამოყენებით ყველა მეთოდზე იაფია. ამ მეთოდის არსებითი ნაკლია მისი დაბალი სიზუსტე. ამჟამად ბალონური მეთოდი წარმოადგენს ერთადერთს, რომლის საშუალებითადაც შეიძლება მიღებული იქნას მასიური რაოდენობით მონაცემები ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს ქვედა ნაწილში დღე-ღამის ნებისმიერ დროს მაშინ, როდესაც “შებრუნების ეფექტის” გამოყენებით მისი გაზომვები შესაძლებელია მხოლოდ უდრუბლო ცის დროს, დილას და

საღამოს. ბალონური მეთოდით ზონდირების სიმაღლე შემოსაზღვრულია დაახლოებით 30კმ-ით. რაკეტული მეთოდით ოზონზონდირების სიმაღლე არსებითად დიდია (80 კმ-მდე), მაგრამ მეთოდის სიძვირე არ იძლევა საშუალებას მისი მეშვეობით მიღებულ იქნას ოზონის ვერტიკალური განაწილების მონაცემების დიდი მასივი. ამჟამად მოქმედებს ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვის თანამგზავრული მეთოდიც. მისი ძირითადი უპირატესობაა – მიღებული ინფორმაციის გლობალურობა. მაგრამ ჯერ-ჯერობით ეს მეთოდი ვერ იძლევა ოზონის კონცენტრაციის ინფორმაციას 25-30 კმ-ის ქვემოთ, ე.ი. იმ უბანში, სადაც ოზონის ძირითადი მასაა მოთავსებული. ყველა მეთოდები გარკვეული ხარისხით ავსებენ ერთმანეთს, ამიტომ ყველა ისინი ამჯერად გამოიყენება.

თანამედროვე წარმოდგენით [4] ოზონის ვერტიკალური განაწილებისათვის დამახასიათებელია: მცირე შემცველობა ტროპოსფეროში – ოზონის საერთო რაოდენობის 8-10%, მისი პარციალური წნევის (P_3) მკვეთრი ზრდა ოზონოპაუზიდან მის მაქსიმალურ მნიშვნელობამდე (P_{3max}), რომელიც საშუალოდ მდებარეობს 20-22 კმ-ზე ზღვის დონიდან; P_3 -ის შემდგომი შემცირება 80-100 კმ სიმაღლემდე ექსპონენციალური კანონით მიმდინარეობს.

ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე მოქმედებენ: ფოტოქიმიური და ოზონის გადატანის პროცესები, განედი, სეზონი, გეოგრაფიული პირობები და მეტეოროლოგიური პროცესები.

არჩევენ ოზონის ვერტიკალური განაწილების სამ ტიპს: ტროპიკულს, ზომიერს და პოლარულს [4]. ტროპიკული ტიპისთვის ოზონის ძირითადი მასა დაიკვირვება შედარებით დიდ სიმაღლეზე. კერძოდ, ოზონის მაქსიმალური პარციალური წნევა (P_{3max})–130-160 ნბ. იმყოფება 24-27 კმ სიმაღლეზე. განაწილების ამ ტიპის ძირითადი ფენა ერთგვაროვანია და თითქმის არ გააჩნია თხელი სტრუქტურა. ოზონის საერთო რაოდენობა მისთვის შეადგენს 0.26-0.27 ატმოსმ-ს, რომელიც უმნიშვნელოდ იცვლება სეზონის მიხედვით.

ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკული ტიპი უფრო ხშირად გვხვდება 30°-მდე განედებისათვის და ყოველთვის დაიკვირვება მაღალი ტროპოპაუზის დროს. ამ ტიპისათვის ოზონის მაქსიმალური შემცველობა აღწევს 190 ნბ-მდე, ზოგჯერ მეტსაც და იმყოფება 19-21 კმ სიმაღლეზე. ეს ტიპი საშუალოდ შეიცავს 0.34 ატმოსმ-ს ოზონის საერთო რაოდენობას. ის უპირატესად დაიკვირვება ნორმალურ ზოლში 35° განედის ჩრდილოეთით და სამხრეთით. მისთვის დამახასიათებელია დაბლა მდებარე პოლარული ტროპოპაუზა.

ოზონის ვერტიკალური განაწილების პოლარულ ტიპს გააჩნია დაბალ დონეზე მდებარე ოზონის ძირითადი ფენა. მისთვის ოზონის კონცენტრაციის მაქსიმუმის სიმაღლე მოთაფსებულია 13-18 კმ სიმაღლის ინტერვალში და $P_{\max}$ აღწევს 200 ნბ-მდე. ეს ფენა შედარებით სქელია და ძირითადად შეიცავს ბევრ თხელ ოზონის სხვადასხვა კონცენტრაციის ფენებს, რომლებიც დაკავშირებულნი არიან ტემპერატურის სტრატეფიკაციასთან. ამ ტიპისათვის, საშუალოდ, დამახასიათებელია 0.40 ატმოსმ-ზე მეტი, ხოლო ცალკეულ შემთხვევებში 0.60 ატმოსმ-მდე ოზონის საერთო რაოდენობა. ეს ტიპი, ძირითადად დაიკვირვება პოლარულ განედებში.

უშუალოდ ტროპოსფეროში, ოზონის ვერტიკალური განაწილების ასევე სამ ტიპს განიხილავენ: ნორმალურს, იზოპიკნურს და ინვერსიულ პროფილებს [5]. ავტორებმა უჩვენეს, რომ ტროპოსფეროში ოზონის განხილული 326 პროფილიდან 43% შემთხვევაში დაიკვირვებოდა ოზონის კონცენტრაციის შემცირება სიმაღლის მიხედვით (ნორმალური პროფილი), 37% შემთხვევაში ოზონის კონცენტრაცია სიმაღლის მიხედვით იცვლებოდა უმნიშვნელოდ (იზოპიკნური პროფილი) და 20% შემთხვევაში დაიკვირვებოდა ოზონის კონცენტრაციის ზრდა სიმაღლის მიხედვით. ტროპოსფეროს მთელ ფენაში (ინვერსიული პროფილი). ნორმალური და იზოპიკნური ოზონის პროფილების ფორმირება ხდება შიდატროპოსფერული პროცესების (ქიმიური, ფოტოქიმიური, დინამიკური) აქტიური გამოვლინებისას. ოზონის ინვერსიული პროფილი წარმოიქმნება ჰაერის მასების სტრატოსფერული შემოჭრისას, რომელიც მიმდინარეობს კარგად გამოსახულ ჭავლური ნაკადების ციკლონურ პერიფერიებში. ოზონის ვერტიკალური განაწილე-

ბის ინვერსიული ტიპის ფორმირებაზე არსებით გავლენას ახდენს, ასევე, ჭავჭავური ნაკადის სიმაღლე [6].

4.1. ოზონის ვერტიკალური განაწილება საქართველოში

საქართველოში ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვები ჩატარდა მიწისპირა (ოპტიკური) მეთოდით “შებრუნების ეფექტის” გამოყენებით სოფელ რუისპირში (თელავის რ-ნი) მ. ნოდიას სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტის (საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია) მიერ და აბასთუმანში, აბასთუმნის ასტროფიზიკური ობსერვატორიის მიერ 1973-1983 წლებში. გაზომვები ელექტრო-ქიმიური ოზონოზონდებით (OSM-2 და OSE-2 - ტიპის გერმანული ოზონოზონდებით) ასევე ჩატარებული იქნა მ. ნოდიას სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტის მიერ რუისპირსა და სოხუმში 1979, 1983, 1984 წლებში.

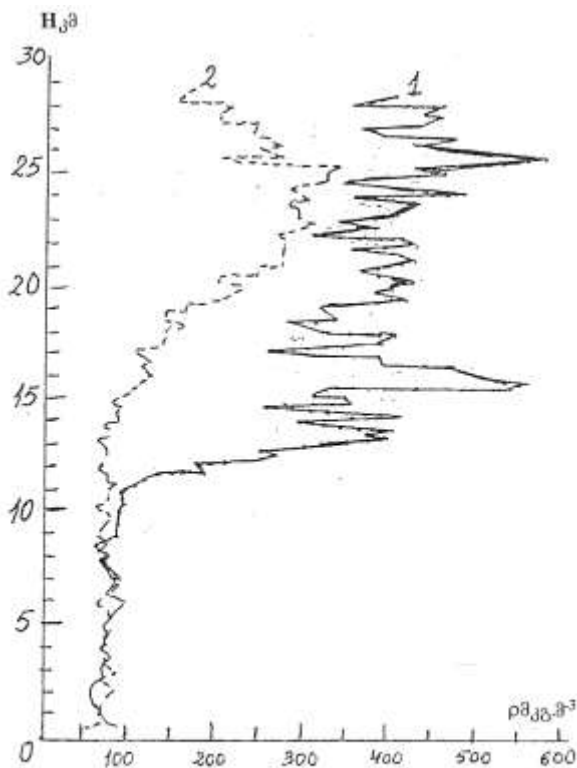
OSM-2 და OSE-2 – ტიპის ელექტრო-ქიმიური ოზონოზონდებით ზაფხულის სეზონზე, ჩატარებულმა გაზომვებმა რუისპირსა და სოხუმში გვიჩვენა, რომ საქართველოში ძირითადად დაიკვირვება ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკული და ზომიერი ტიპები. ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკული ტიპები დაკვირვებული იქნა შემდეგ დღეებში: 21.09.1979წ.; 29.06.1984წ.; 17.07.1984წ.; 20.09.1984წ.; და 27.09.1984წ. ზომიერი ტიპები კი 21.09.1983წ.; 14.10.1983წ.; 19.05.1984წ.; 03.08.1984წ.; 17.05.1984წ.; 11.06.1984წ.; და 23.09.1984წ.

საქართველოში დაკვირვებული ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკული და ზომიერი ტიპების სამაგალითო პროფილები მოცემულია ნახ. 4.1-ზე. ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკულ ტიპს (მრუდი 2), დაკვირვებული სოხუმში 1984 წლის 27 სექტემბერს, ახასიათებს კონცენტრაციის უმნიშვნელო ცვალებადობა სხვადასხვა დონეზე. ეს დღე ხასიათდება შემდეგი ატმოსფერული პირობებით: დასავლეთ საქართველოზე იყო მაღალი წნევის ბარიერი ველი. 700 და 500 მბ სიმაღლის ანტიციკლონი, ხოლო 300 მბ დონეზე – სიმაღლის თხემი. ყველა დონეზე დაიკვირვებოდა სუსტი ქარი სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულების, სიჩქარით 10მ/წმ-მდე. ტემპერატურის პროფილს კი ჰქონდა შემდეგი სახე: ფენაში - 0.12-0.35 კმ – ინვერსია, ზედა ფენაში - 0.5-1.0 კმ იზოთერმია, შემდეგ 13 კმ სიმაღლემდე ტემპერატურა მცირდებოდა

გრადიენტით $10^{\circ}\text{C კმ}^{-1}$. 13 კმ-დან ტემპერატურის გრადიენტი მკვეთრად ეცემოდა ნულამდე. ფენაში 13-15 კმ ტემპერატურა პრაქტიკულად უცვლელი იყო და შეადგენდა -60°C -ს. ზემოთ ტემპერატურა ეცემოდა და 18 კმ დონეზე შეადგენდა -64°C . შემდეგ იზრდებოდა და 23 კმ-ზე შეადგენდა -55°C . ფენაში 23-29 კმ ტემპერატურა იცვლებოდა საზღვრებში -56° - -48°C , მატულობდა რა სიმაღლის მიხედვით. ფარდობითი სინოტივე მთელ სიმაღლეზე იცვლებოდა 68-დან 14%-მდე, მაშასადამე სოხუმის ზემოთ ატმოსფერო იყო მდგრადი (შეუშვოთებელი).

ოზონის ვერტიკალური განაწილების ზომიერი ტიპის დროს (ნახ. 4.1 მრუდი 1), რომელიც დაკვირვებული იქნა რუისპირის ზემოთ 1983 წლის 21 სექტემბერს, ოზონის კონცენტრაცია სიმაღლის მიხედვით უმნიშვნელოდ ცვალებადობდა 11 კმ დონემდე. 11-14 კმ-იან ფენაში დაიკვირვებოდა ოზონის კონცენტრაციის მკვეთრი ზრდა 400 მკგ.მ^{-3} -მდე, გრადიენტით $100 \text{ მკგ.მ}^{-3}\cdot\text{კმ}^{-1}$. 14 კმ-ის ზემოთ აღინიშნებოდა ოზონის კონცენტრაციის მკვეთრი რხევა ორი მაქსიმუმით 16 და 26 კმ დონეებზე. ოზონის კონცენტრაციის რხევის ამპლიტუდამ 14 კმ-ს ზევით მიაღწია 320 მკგ.მ^{-3} -ს, მაშინ როცა ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკული ტიპის დროს იმავე დონეზე ამპლიტუდა შეადგენდა მნიშვნელოვნად ნაკლებს— 260 მკგ.მ^{-3} -ს. ატმოსფერული მდგომარეობა 21 სექტემბერს აღმოსავლეთ საქართველოში იყო შემდეგი: დაიკვირვებოდა მაღალი წნევის არე, დაკვირვების პუნქტს სამხრეთიდან უახლოვდებოდა თბილი “ფრონტი”, რომელიც რუისპირიდან იმყოფებოდა 300 კმ-ზე. სიმაღლის სტანდარტულ დონეებზე 850-200 მბ განლაგებული იყო სიმაღლის ღარი, 100 მბ დონეზე კი - თხემის მარჯვენა ნაწილი. ქარის სიჩქარე 200 მბ დონეზე შეადგენდა 35 მწ^{-1} . დაკვირვების პუნქტი იმყოფებოდა ჭავჭავური ნაკადის მარცხენა ნაწილის ქვემოთ. რუისპირიდან ჭავჭავური ნაკადის ღერძი იმყოფებოდა 200-300 კმ-ზე. ის მიმართული იყო დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, ქარის სიჩქარე ღერძზე შეადგენდა 40 მწ^{-1} . ამ დღეს აეროლოგიური მონაცემებით 12 კმ-ის ზემოთ დაიკვირვებოდა ტემპერატურის გრადიენტის შემცირება, რომელსაც შეესაბამებოდა ოზონის შემცველობის მკვეთრი ზრდა. ქარის სიჩქარე იყო დიდი და მატულობდა სიმაღლის მიხედვით: 17 მწ^{-1} . 7 კმ სიმაღლეზე და 61 მწ^{-1} 13 კმ დონეზე.

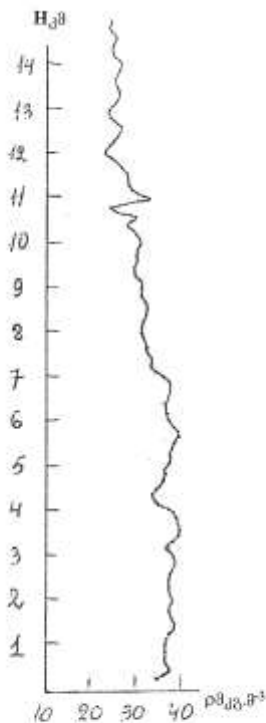
ქარის მიმართულება ძირითადად იყო დასავლეთის. მაშასადამე, 1983 წლის 21 სექტემბერს დაკვირვების პუნქტის ზემოთ ატმოსფეროში იყო ძლიერი შეშფოთება, რომელმაც განაპირობა ოზონის ვერტიკალური განაწილების ნახევნები სტრუქტურა. უნდა აღვნიშნოთ ის ფაქტი, რომ ოზონის კონცენტრაციის ანალოგიურ გაზრდას 12 კმ სიმაღლეზე, ამ სიმაღლეზე დასავლეთის მიმართულების ქარის სიჩქარის სწრაფად გაზრდისას, დააკვირდნენ სხვა ავტორებიც ინდოეთში [7].



ნახ. 4.1 ოზონის ვერტიკალური განაწილება რუისპირში 1983 წლის 21 სექტემბერს (1) და სოხუმში 1984 წლის 27 სექტემბერს (2).

ნახ. 4.2-ზე მოყვანილია ოზონის საშუალო ვერტიკალური პროფილი ტროპოსფეროში, მიღებული 8 პროფილის გასაშუა-

ლოებით ანტიციკლონური ბარიული ველის პირობებში. ოზონის ვერტიკალური განაწილების ეს მრუდი წარმოადგენს ოზონის ვერტიკალური განაწილების ტროპიკული ტიპის ტროპოსფერულ ნაწილს.



ნახ. 4.2 ოზონის საშუალო ვერტიკალური პროფილი ტროპოსფეროში ანტიციკლონური ბარიული ველის დროს, რუისპირში (მიღებული ელექტრო-კიმიური ზონდირებით).

როგორც ზემოთ იყო ნათქვამი, საქართველოში წლის თბილ სეზონში (აპრილი-ოქტომბერი) რუისპირში და აბასთუმანში ჩატარდა ოზონის ვერტიკალური განაწილების ზონდირება მიწისპირა (ოპტიკური) მეთოდით “შებრუნების ეფექტის” გამოყენებით. რუისპირში ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვები ჩატარდა 112-ჯერ (აქედან დილით 32-

ჯერ, ხოლო საღამოს 75-ჯერ), ხოლო აბასთუმანში 35-ჯერ (დილით 12-ჯერ, საღამოს 23-ჯერ).

გამოვიყენეთ რა საქართველოს ტერიტორიაზე 147 ჩატარებული ოზონის ვერტიკალური განაწილების ექსპერიმენტული მონაცემები, შევეცადეთ დაგვედგინა ოზონის ვერტიკალური განაწილების სტრუქტურა საქართველოში. მონაცემები დავეყვით ოთხ ჯგუფად ტერიტორიული ნიშნის (აბასთუმანი, რუისპირი) და მზის სხივური ენერგიის ზემოქმედების ხანგრძლივობის მიხედვით (დილა-საღამო). სიმაღლეების მიხედვით განვსაზღვრეთ ოზონის საშუალო რაოდენობა და შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრები. ყოველი ჯგუფისათვის აგებულია ვერტიკალური განაწილების ორ-ორი მრუდი (წყვეტილი), რომელთა შორის ჰორიზონტალური მანძილები განსაზღვრავენ საშუალო კვადრატულ გადახრას მოცემულ სიმაღლეზე [8].

თუ ოზონის შემცველობას ატმოსფეროში აღვნიშნავთ ρ_{O_3} -ით, რომელიც განსაზღვრავს ოზონის მოლეკულების რაოდენობას ატმოსფეროს m^3 მოცულობაში, ხოლო სიმაღლეს ზღვის დონიდან Z -ით (კმ), მაშინ ნახაზებზე დატანილი ვერტიკალური განაწილებანი ანალიზურად შეიძლება წარმოვადგინოთ ფორმულით:

$$\rho_{O_3} = A \cdot e^{-B(Z-Z_0)^2} \quad (4.1)$$

სადაც A და B ემპირიული კოეფიციენტებია, ხოლო Z_0 -სიმაღლე, რომელზედაც ოზონის შემცველობა მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს. A , B და Z_0 , ცალკეული დაჯგუფებებისათვის განვსაზღვრეთ უმცირეს კვადრატთა მეთოდით. როგორც ნახაზიდან ჩანს ატმოსფეროს იმ შრეში, სადაც მოთავსებულია ოზონის ძირითადი მასა (10-30 კმ) ფორმულა 4.1 კარგად ასახავს ოზონის ვერტიკალურ განაწილებას [20].

მიღებული შედეგები ერთხელ კიდევ ადასტურებს ოზონის ვერტიკალური განაწილების დამახასიათებელ თავისებურებებს: მცირე შემცველობას ტროპოსფეროში (ოზონის საერთო რაოდენობის მხოლოდ 8-10%-მდე), მისი პარციალური წნევის მკვეთრ ზრდას ოზონოპაუზიდან მაქსიმალურ მნიშვნელობამდე, რომელიც საშუალოდ მდებარეობს 24-27 კმ-ზე

ზღვის დონიდან და მის შემდგომ ექსპონენციალურ შემცირებას 80კმ-მდე.

შედარებული იქნა ოზონის ვერტიკალური განაწილების გასაშუალოებული დილის და საღამოს პროფილები. დადგინდა, რომ რუისპირისათვის ოზონის კონცენტრაცია ოზონის მაქსიმუმიდან ქვედა ფენებში დილით აღემატება ოზონის საღამოს კონცენტრაციას, ხოლო აბასთუმნისათვის კი პირიქით – საღამოს ოზონის კონცენტრაცია აღნიშნულ ფენებში დილისას სჭარბობს. რაც შეეხება ოზონის კონცენტრაციას ოზონის მაქსიმუმიდან ზედა ფენებში, იქ ოზონის კონცენტრაციები ორივე პუნქტისათვის დილით და საღამოს თითქმის ერთნაირია. ქვედა ფენებში, რუისპირში, ოზონის კონცენტრაციის გაზრდა დილით გამოწვეული უნდა იყოს ტროპოსფეროს მკვეთრი გაჭუჭყიანებით, რომელსაც უწყობდა ხელს ღრუბლებზე აქტიური ზემოქმედების პროცესი.

ოზონის ვერტიკალური განაწილების მრუდებზე ოზონის კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობების სიმაღლეები რუისპირისათვის უფრო მაღლაა ვიდრე აბასთუმნისთვის.

რუისპირში “შებრუნების ეფექტით” ჩატარებულმა გაზომვის მასალების ანალიზმა გვიჩვენა, რომ ოზონის შემცველობა ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროში იცვლება თვეების მიხედვით. ივნის-აგვისტოს სეზონისთვის ოზონის ფენის მაქსიმუმი მოდის 22-24 კმ-ზე, ხოლო სექტემბერ-ოქტომბრის სეზონისთვის კი 24-27 კმ-ზე [20].

ატმოსფეროს ცალკეულ ფენებში ოზონის საერთო რაოდენობის საშუალო თვიური მნიშვნელობის წილი ნაჩვენებ თვეებში იცვლებოდა შემდეგნაირად: 0-20 კმ ფენაში ივნისში, აგვისტოსა და სექტემბერში – 26%, ივლისსა და ოქტომბერში – 66-68%; 30-50 კმ ფენაში ოზონის შემცველობა საშუალოთვიური მნიშვნელობიდან იცვლებოდა 11-14%-ით ყველა თვეებისათვის.

მაშასადამე, მიუხედავად მცირე პერიოდისა, მაინც დაიკვირვებოდა შესამჩნევი ცვალებადობა ოზონის შემცველობის ფენებს შორის გადანაწილებაში. დადგენილია, რომ ოზონის შემცველობის ცვალებადობა მინიმალურია 22-24 კმ-იან ფენაში ($C_v \approx 20\%$). 34-40 კმ ფენაში C_v შეადგენს 90%. მაშასა-

დამე ოზონის შემცველობის შედარებით მდგრადი ფენა ატმოსფეროში დაიკვირვება 20-სა და 30 კმ-ს შორის [20].

4.2 ზოგიერთი ატმოსფერული პროცესების გავლენა ოზონის-ვერტიკალურ განაწილებაზე

ოზონის ვერტიკალური განაწილების ცვალებადობაზე გავლენას ახდენს სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასები, ატმოსფეროში ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობის ხასიათი, ატმოსფეროს ტურბულენტობა, ელჭექის პროცესები და სხვ.

ცნობილია მცირე რიცხვი შრომებისა, რომლებიც ეხებიან ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესების გავლენას ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე [8-16].

ატმოსფეროში ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობები არსებით გავლენას ახდენენ ოზონის ვერტიკალური განაწილებაზე სიმაღლის ბარიერულ ველებთან დამოკიდებულებით. ციკლონში ჰაერის დაღმავალი ნაკადების არსებობა და ანტიციკლონში – აღმავლის, იწვევენ ოზონის დაგროვებას ციკლონში და მისი კონცენტრაციის შემცირებას ანტიციკლონში [8, 9].

საქართველოში ჩატარებული ოზონოზონდირების (“შებრუნების ეფექტით” და ელექტრო-ქიმიური ოზონოზონდებით) მონაცემებითაც გამოვლინდა სხვადასხვა აეროსინოპტიკური სიტუაციების ზეგავლენა ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე [10]. ცივი ჰაერის “ფრონტების” გავლის წინ და გავლისას აღინიშნება ოზონის შემცველობის მკვეთრი ცვალებადობა ატმოსფეროში. აღნიშნული პროცესის დროს დაიკვირვება ოზონის ფენის მთავარი მაქსიმუმის სიმაღლის შემცირება და ოზონის კონცენტრაციის გაზრდა ამ ფენაში. ტროპიკული წარმოშობის ჰაერის მასების გავლისას შეიმჩნევა შებრუნებული სურათი.

ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვები “შებრუნების ეფექტის” გამოყენებით, როგორც ზემოთ იყო ნათქვამი, შესაძლებელია მხოლოდ მზიანი ამინდის დროს დილას და საღამოს. ამიტომ გაზომვის მონაცემები ზედიზედ რამოდენიმე დღით იშვიათია. რუისპირში ჩატარებული გაზომვების მთელი პერიოდის განმავლობაში ზედიზედ გაზომვის პირობები მხოლოდ ორჯერ იყო – 1978 წლის 06-10 ივლისს და 1982 წლის 09-20 ივლისს (ბოლო ინტერვალში დაკვირვება არ იყო 16 და

17 ივლისს). ცხრილებში 4.1 და 4.2 წარმოდგენილია ოზონის კონცენტრაციის დროითი ცვლილება ატმოსფეროში, ზემოთ მოყვანილი დროითი ინტერვალების ფენებისათვის, რომლებიც განლაგებული არიან შემდეგ სიმაღლეებს შორის: 0.56-10, 10-13, 13-16, 16-18, 18-20, 20-22, 22-24, 24-27, 27-30, 30-34, 34-40, და 40-50 კმ. როგორც ცხრილებიდან ჩანს, ძირითადად ოზონის კონცენტრაციის დროითი სვლა ფენებისათვის 0.56-10, 10-13, 13-16, 18-20, 30-34, 34-40 და 40-50 კმ წარმოადგენს სინფაზურს და იმყოფება საწინააღმდეგო ფაზაში ოზონის კონცენტრაციის სვლისა შემდეგ ფენებში 20-22 კმ, 22-24 კმ, 24-27 კმ და 27-30 კმ.

ცხრილი 4.1. ატმოსფეროს შეშფოთების გავლენა ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე 1978 წლის 6-10 ივლისს რუისპირში (ფენებში ოზონის კონცენტრაცია გამოსახულია მოლ.სმ⁻³10¹⁰ ერთეულში)

რიცხვი, დილა(დ), საღამო(ს).		6ს.	7ს.	8ს.	9დ.	9ს.	10ს.
ატმოსფეროს ფენა კმ-ში	0.6-10	1	2	5	8	0	2
	10-13	0.5	1.5	6.5	8.5	0	2
	13-16	0.7	4.3	10.3	12.3	1	7.3
	16-18	2	5.2	11	12	3.2	9.2
	18-20	8.2	13.2	16.8	17.2	11.2	16.8
	20-22	23.8	20.8	23.2	21.8	24.8	25
	22-24	35	26	26.8	24.2	35.5	30
	24-27	52.7	44.7	46.7	38.7	58	50.7
	27-30	58.5	67	76.5	63	74.5	77.5
	30-34	80	103	131	118	104	130
	34-40	21.7	19.3	26.3	30.3	24.7	26
	40-50	2.6	1.2	1.6	3.2	2.1	1.7

მაშასადამე, ოზონის კონცენტრაციის დროითი სვლა ფენაში 20-27 კმ იმყოფება ოზონის კონცენტრაციის სვლის საწინააღმდეგო ფაზაში ამ ფენის ქველა და ზედა ფენებთან შედარებით.

ოზონის ვერტიკალური განაწილების აღნიშნული პროფილების ვარიაციების სქემატური ახსნისათვის განხილული იქნა

აღნიშნულ დღეებში აღმოსავლეთ საქართველოს აეროსინოპტიკური სიტუაციები.

1978 წლის 6 ივლისს აღმოსავლეთ საქართველოში დაიკვირვებოდა ანტიციკლონური ბარიული ველი. ყველა სტანდარტულ ბარიულ დონეებზე თხემის მარცხენა ნაწილი მიმართული იყო სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. ქარის მიმართულება ყველა სიმაღლეებზე იყო ჩრდილო-დასავლეთის. ქარის სიჩქარე იზრდებოდა სიმაღლის მიხედვით და მაქსიმალურ მნიშვნელობას 35 მ.წ⁻¹ აღწევდა 200 მბ-ის დონეზე. დაკვირვების პუნქტი (რუისპირი) იმყოფებოდა ჭავჭავაძის ნაკადის ზონაში და დაცილებული იყო მისი ღერძიდან 50-70 კმ-ით. ჭავჭავაძის ნაკადი . მიმართული იყო დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. ქარის სიჩქარე ჭავჭავაძის ნაკადის ღერძზე შეადგენდა 45 მ.წ⁻¹. ასეთ პირობებში დაკვირვების პუნქტის ზემოთ აღინიშნება ჰაერის აღმავალი ნაკადები [10], რომლებიც ამცირებენ ოზონის შემცველობას ოზონის მაქსიმუმის ზონის ქვედა ფენებში [16]. ფენაში 20-27 კმ კი ოზონის შემცველობა იზრდება ქვედა ფენებიდან მისი გადმოტანის გამო.

7 ივლისს აღმოსავლეთ საქართველოს ზემოთ დაიკვირვებოდა მაღალი წნევის არე. იზობარულ ზედაპირებზე კი – სიმაღლის ღარის მარცხენა ნაწილი. დაკვირვების პუნქტი იმყოფებოდა ჭავჭავაძის ნაკადის მარცხენა მხარეს, მისი ღერძიდან 100-150 კმ-ით დაშორებით. ჭავჭავაძის ნაკადის ღერძზე ქარის სიჩქარე შეადგენდა 35 მ.წ⁻¹-ს. ასეთი სიტუაციის დროს დაკვირვების პუნქტის ზემოთ აღინიშნებოდა ჰაერის დაღმავალი ნაკადები. შესაბამისად 16-20 კმ-იან ფენაში ოზონის კონცენტრაცია იზრდებოდა, ხოლო ფენაში 20-27 კმ – მცირდებოდა. ოზონის შემცველობა იზრდება ქვედა ფენებიდან მისი გადმოტანის გამო.

ცხრილი 4.2. ატმოსფეროს შეშფოთების გავლენა ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე 1978 წლის 6-10 ივლისს რუისპირში (ფენებში ოზონის კონცენტრაცია გამოსახულია მოლ.სმ⁻³ 10¹⁰ ერთეულში)

რიცხვი, დილა(დ), საღამო (ბ).	9დ.	9ს.	10დ.	11დ.	11ს.	12დ.	12ს.	13ს.	14დ.	15ს.	18ს.	19ს.	20ს.
ε ≈ 0.6-10	2.5	3.0	6.0	1.0	2.0	2.5	0.5	1.5	1.0	0.5	1.0	0.5	10

10-13	6.0	6.5	13.5	6.0	12.0	11.5	1.5	8.5	8.0	4.0	7.5	2.5	24.5
13-16	16.0	17.3	12.7	10.7	17.3	18.7	5.0	13.7	14.0	10.7	14.7	10.3	21.7
16-18	16.2	17.5	10.8	13.8	16.5	16.8	8.2	13.8	14.5	13.2	16.5	13.0	17.5
18-20	6.5	25.8	16.0	22.8	24.2	24.0	16.8	21.2	22.2	22.2	26.5	19.0	23.5
20-22	30.8	31.5	21.2	29.8	30.8	30.8	29.5	26.2	29.5	31.0	35.2	28.5	28.2
22-24	33.5	34.5	25.8	33.5	33.8	32.0	31.2	32.0	33.2	35.0	40.0	34.5	31.5
24-27	52.3	53.0	49.3	50.7	53.0	50.7	55.0	54.7	55.0	55.7	67.0	59.3	54.0
27-30	80.0	78.5	88.5	75.0	83.0	80.0	83.0	89.0	88.0	84.0	108.0	96.5	91.5
30-34	137.0	128.0	147.0	126.0	149.0	142.0	134.0	161.0	158.0	140.0	204.0	163.0	167.0
34-40	30.0	26.7	22.0	27.3	35.0	32.7	26.7	36.7	35.3	30.0	54.3	25.7	35.3
40-50	1.9	1.9	0.9	1.8	2.9	2.9	1.9	3.0	3.0	1.9	5.7	1.8	3.0

8 ივლისს რუისპირის ზემოთ ბარიული ველის ხასიათი ისეთივე იყო, როგორც 7 ივლისს. ჭავჭავაძის ნაკადის ღერძი დაკვირვების პუნქტს დაშორდა 150-200 კმ-ით, ხოლო ღერძზე ქარის სიჩქარემ მიაღწია 50 კმ/სთ-ს. 16-20 კმ-იან ფენაში აღინიშნებოდა ჰაერის დაღმავალი ნაკადები და ოზონის კონცენტრაციის ზრდა.

9 ივლისს აღმოსავლეთ საქართველოს ზემოთ დაიკვირვებოდა დაბალი წნევის არე. სტანდარტულ იზობარულ ზედაპირებზე ძირითადად, იყო სიმაღლის თხემი. დაკვირვების პუნქტი მოთავსებული იყო ჭავჭავაძის ნაკადის მარჯვენა მხარეს, მისი ღერძიდან 200-300 კმ-ის დაშორებით. მისი ღერძი მიმართული იყო სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ. ქარის სიჩქარე მაქსიმალური იყო 200 მმ ზედაპირზე და შეადგენდა 50 მ.წ⁻¹-ს, ხოლო 100 მმ სიმაღლეზე მკვეთრად იყო შემცირებული და შეადგენდა 20მ.წ⁻¹-ს. აღნიშნულ პირობებში ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობა აღმავალი იყო. ფენაში 16-20 კმ ადგილი ჰქონდა ოზონის შემცველობის მკვეთრ დაცემას, ხოლო ფენაში 20-27 კმ მის გაზრდას.

10 ივლისს აღმოსავლეთ საქართველოზე დაიკვირვებოდა დაბალი წნევის ღარი. დაკვირვების პუნქტს დასავლეთიდან უახლოვდებოდა ცივი “ფრონტი” და ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვისას იმყოფებოდა 300-350 კმ-ით რუისპირ-

იდან. იზობარულ დონეებზე 800-200 მბ განლაგებული იყო სიმაღლის ღარები. ქარის სიჩქარე იზრდებოდა მიწისპირიდან (3 მ.წ-1) 200 მბ დონემდე (25 მ.წ-1). ჭავჭავი ნაკადის ღერძი იმყოფებოდა 600 კმ-ზე დაკვირვების პუნქტიდან. ჰაერის ვერტიკალური ნაკადი იყო დაღმავალი, რამაც გამოიწვია ოზონის კონცენტრაციის შემცირება ფენაში 20-27 კმ და გაზრდა ფენაში 16-20 კმ.

უნდა აღვნიშნოთ, ვუშვებთ რომ განხილულ დღეებში (6-10 ივლისი) ჰაერის ვერტიკალურ ნაკადებს 27 კმ სიმაღლეზე აქვს ისეთივე მიმართულება, როგორც 200 მბ დონეზე.

მაგალითისათვის ნახ 4.1-ზე განხილული იყო ოზონის ვერტიკალური განაწილების პროფილები რუისპირსა (მრუდი 21.09.1983 წ.) და სოხუმში (მრუდი 27.09.1984 წ.), როგორც ზემოთ იყო ნათქვამი რუისპირის ოზონის ვერტიკალური განაწილების პროფილი მიეკუთვნება ნორმალურ ტიპს, ხოლო სოხუმისა კი – ტროპიკულს. სოხუმის ზემოთ აღნიშნულ დღეს ატმოსფერო იყო შეუშფოთებელი, ხოლო რუისპირის ზემოთ ატმოსფეროში დაიკვირვებოდა ძლიერი შეშფოთება, რომელმაც განაპირობა ოზონის ვერტიკალური განაწილების ნაჩვენები სტრუქტურა.

ელტექის პროცესებს შეაქვს დიდი შეშფოთება ოზონის ვერტიკალური განაწილების პროფილში, განსაკუთრებით ეს გავლენა შესამჩნევია პროფილის ტროპოსფერულ ნაწილში, სადაც ოზონის კონცენტრაცია ელტექის ღრვს უახლოვდება სტრატოსფერული ოზონის მაქსიმუმს.

ელტექის პროცესის მიმდინარეობისას ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვების ჩატარება შესაძლებელია ბალონური მეთოდით, მაგრამ დაკავშირებულია ტექნიკურ სიძნელეებთან.

დუტჩმა [14] 1964 წლის 8 ივნისს ბოულდერის ზემოთ, ცივი “ფრონტის” გავლისას გაზომა ოზონის ვერტიკალური განაწილება ცივი “ფრონტის” გავლას თან ახლდა ელტექის პროცესები. ოზონოზონდი შევიდა ელტექის ღრუბელში და აჩვენა ოზონის კონცენტრაცია მასში, რომელიც უტოლდებოდა ოზონის სტრატოსფერულ მაქსიმუმს. “ფრონტის” გავლიდან რამოდენიმე საათის შემდეგ ოზონის კონცენტრაცია

ტროპოსფეროში შემცირდა 60%-ით და მთლიანად გაქრა ელქექის პროცესის გავლენა შემდეგ დღეს.

შლანტამ და კუნმა [19] გამოიკვლიეს ოზონის შემცველობა ორი ელქექის ღრუბლის პერიფერიებზე თვითმფრინავის დახმარებით. დაკვირვებები წარმოებდა ისეთ კონვექტურ ღრუბლებზე რომელთა სიმაღლე აღწევდა ან არღვევდა ტროპოპაუზას. მათი მონაცემებით ღრუბლის ზემოთ, საშუალოდ, ოზონის კონცენტრაცია 25%-ით აღემატებოდა კონცენტრაციას იგივე დონეზე უღრუბლო დღეს.

შლანტას და მორეს [18] დაკვირვებით მიღებული იქნა, რომ ოზონის კონცენტრაცია ღრუბლის შიგნით თითქმის 2.6-ჯერ აღემატება ელქექის წინა პერიოდის მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციას.

1980 წლის 5 აგვისტოს [13] ავტორებმა ბალტიმორში (აშშ) ექსპერიმენტის დროს ელქექის ღრუბელში გაზომეს ოზონის კონცენტრაცია სიდიდით 1000 მკგ/მ³.

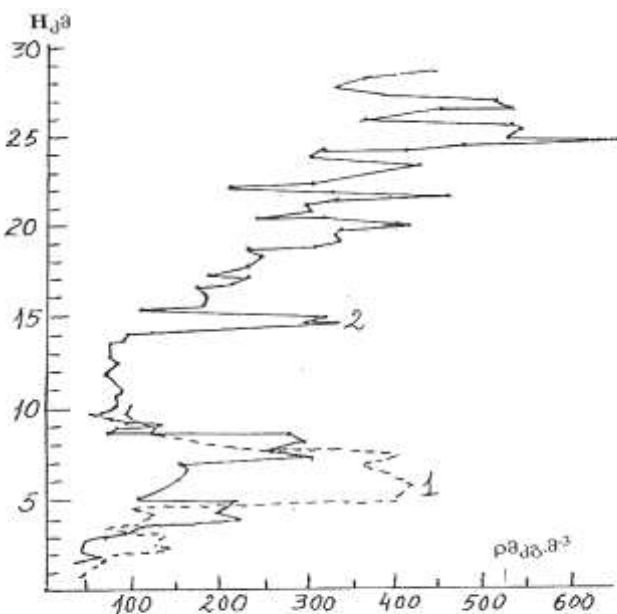
ატმოსფეროს ვერტიკალური ოზონოზონდირების სამუშაოების ჩატარებისას რუისპირსა და სოხუმში რამოდენიმეჯერ შევძელით ოზონოზონდების გაშვება ელქექის პროცესების დროს. სშირად დაბალ სიმაღლეებზე ოზონოზონდთან იკარგებოდა კავშირი, მაგრამ იყო წარმატებული ექსპერიმენტების შემთხვევებიც.

ნახ. 4.3-ზე წარმოდგენილია ოზონის ვერტიკალური განაწილების მრუდები რუისპირსა და სოხუმის ზემოთ ელქექის დღეებში, მიღებული ელექტრო-ქიმიური ოზონოზონდებით.

1984 წლის 19 მაისს ოზონოზონდირებამ რუისპირის ზემოთ მოგვცა ასეთი პროფილი (ნახ. 4.3 მრუდი1): ოზონის კონცენტრაციის სიდიდე ფენაში 4.4-7.4 კმ აღწევდა 370-420 მკგ/მ³-ს, რომელიც თანაზომადია ოზონის კონცენტრაციისა სტრატოსფერული ოზონის მაქსიმუმის დონესთან. ოზონოზონდის გაშვების მომენტში რუისპირიდან 5-10 კმ-ზე აღინიშნებოდა ელქექური განმუხტვები. ამ დღეს რუისპირზე გადიოდა დაბალი წნევის ღარი. 800, 700, 500, 300 და 100 მბ დონეებზე უპირატესად განლაგებული იყო ღარის მარჯვენა და თხემის მარცხენა ნაწილები. ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით იზრდებოდა და მაქსიმალურ მნიშვნელობას 20 მ/წ-ს აღწევდა

200 მბ დონეზე – ჭავჭავაძის ნაკადი პუნქტიდან იმყოფებოდა 500 კმ-ზე.

1984 წლის 23 სექტემბერს სოხუმის ზემოთ იყო დაბალი წნევის ღარი. სამხრეთ-დასავლეთიდან აღინიშნებოდა ჰაერის თბილი ნაკადის შემოსვლა, ხოლო ჩრდილო-დასავლეთიდან – ცივი ჰაერის. დაკვირვების პუნქტის ზემოთ 700, 500 და 300 მბ დონეებზე იმყოფებოდა თხემის მარცხენა და ღარის მარჯვენა ნაწილი. ყველა დონეზე ქარის მიმართულება იყო სამხრეთ-დასავლეთის. ქარის მაქსიმალური სიჩქარე დაიკვირვებოდა 300 მბ დონეზე და შეადგენდა 25 მ/წ-ს. დაკვირვების პუნქტი იმყოფებოდა ჭავჭავაძის ნაკადის ღერძიდან მარცხენა მხარეს 100-150 კმ-ზე. ჭავჭავაძის ნაკადის მიმართულება იყო სამხრეთ-დასავლეთით, ღერძზე ქარის სიჩქარე შეადგენდა 35 მ/წ-ს. დაკვირვების პუნქტზე ღამით გაიარა ცივმა ფრონტმა, რომელიც ოზონოზონდის გაშვების მომენტში იმყოფებოდა 200-250 კმ-ზე სოხუმიდან დასავლეთით. ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვის დროს ელჭექის პროცესები აღინიშნებოდა 10-15 კმ-ზე სოხუმის დასავლეთით. მაშასადამე, აღინიშნულ დღეს სოხუმის ზემოთ ატმოსფერო იყო ძლიერ შეშფოთებული, რამაც განაპირობა განაწილების რთული სტრუქტურა ატმოსფეროს მთელ საკვლევე ფენაში.



ნახ. 4.3. ოზონის ვერტიკალური განაწილება ელჭექის დროს 1984 წლის 19 მაისს რუისპირში (1) და 1984 წლის 23 სექტემბერს სოხუშში (2).

ნახ. 4.1 და 4.3 და ცხრილების 4.1 და 4.2 შედარება გვაძლევს წარმოდგენას ელჭექის პროცესების არსებითი გავლენის შესახებ ოზონის ვერტიკალური განაწილების ვარიაციაზე ტროპოსფეროში. 23 სექტემბერს სოხუშის ზემოთ 0-10 კმ ფენაში აღინიშნებოდა ოზონის კონცენტრაციის ორი პიკი 220 მკგ/მ³ და 310 მკგ/მ³ (ფენაში 3.8-4.8 კმ და 6.2-7.5 კმ შესაბამისად). ოზონის საერთო რაოდენობა ტროპოსფეროს 10 კმ-იან ფენაში ელჭექის დროს 1.7-ჯერ აღემატებოდა იგივე ფენაში ოზონის საერთო რაოდენობას მოწმენდილი ამინდის დღეს. ელჭექის პროცესის გავლენით დაიკვირვებოდა ოზონის შემცველობის ცვალებადობა სტრატოსფეროშიც, 14 კმ-ის ზემოთ. აღინიშნებოდა ოზონის მაქსიმუმის ზონის ფენოვნება 20-27 კმ-ს შორის. 14 კმ ზემოთ აღინიშნებოდა 6 პიკი ოზონის კონცენტრაციით 330-დან 670 მკგ/მ³-მდე. ტროპოსფეროსი მოთავსებული ოზონი, 0-29 კმ-იანი ფენის ოზონის საერთო რაოდენობის 22%-ს შეადგენდა.

მაშასადამე ელჭექის პროცესები არსებით გავლენას ახდენენ ტროპოსფეროში ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე. მათ გარშემო დაიკვირვება ოზონის კონცენტრაციის მკვეთრი ზრდა, რომელიც სიდიდით უტოლდება ოზონის კონცენტრაციის სტრატოსფერულ მაქსიმუმს. ტროპოსფეროში ოზონის კონცენტრაციების ფლუქტაციების ხანგრძლივობა თანაზომადია ელჭექის პროცესების არსებობის დროისა.

ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე, როგორც ზემოთ იყო ნათქვამი, აგრეთვე მოქმედებენ ჰაერის ვერტიკალური ნაკადები, ტურბულენტური აღრევები და სხვ. [10, 16-19].

ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე კვლევებმა ოზონოზონდებითა და თვითმფრინავით, რომელიც ტარდებოდა მ. ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტში, გამოავლინა დამოკიდებულება ოზონის ვერტიკალურ განაწილებასა და ატმოსფეროს ტურბულენტობას შორის [8].

ატმოსფეროს ტურბულენტობა ხასიათდება რიჩარდსონის რიცხვით (R_i). თუ R_i კრიტიკულზე მეტია, მაშინ ტურბულენტობა სუსტია, როდესაც R_i ნაკლებია კრიტიკულზე, მაშინ ტურბულენტური აღრევა ძლიერია. რიჩარდსონის რიცხვის კრიტიკულ მნიშვნელობად მიღებულია 0.25 [19].

1983 წლის 14 ოქტომბერს და 1984 წლის 17 მაისს რუისპირის ზემოთ მთელ ფენაში გამოთვლილ იქნა R_i . ის ორივე შემთხვევაში აღმოჩნდა ნაკლები 0.25-ზე ატმოსფეროს მთელ სვეტში, რაც მიუთითებს აღნიშნულ დღეებში ატმოსფეროში ძლიერი ტურბულენტობის არსებობაზე. პარალელურად ჩატარდა ოზონის ვერტიკალური განაწილების გაზომვები ელექტრო-ქიმიური ოზონოზონდებით. ოზონის ვერტიკალურ განაწილებას ორივე შემთხვევაში ჰქონდა ფენოვანი სტრუქტურა და ოზონის კონცენტრაცია 0-10 კმ-იან ფენაში ცვალებადობდა 80-220 მკგ/მ³ ინტერვალში. აღმოჩნდა, რომ ოზონის კონცენტრაციის პიკები ფაზაში იყო რიჩარდსონის რიცხვის რხევებთან სხვადასხვა სიმაღლეზე. დადგინდა, რომ მაღალი ტურბულენტობის ფენაში, ყოველ პროფილში, ოზონის კონცენტრაცია ნაკლები, ვიდრე ფენაში დაბალი ტურბულენტობით. მაშასადამე, როდესაც ატმოსფეროში ბევრი ფენებია, რომლებიც განსხვავდებიან ტურბულენტობის აღრევის ინტენსიურობით, ადგილი აქვს ოზონის გადატანას სუსტი ტურბუ-

ლენტობის უბანში და მის იქ დაგროვებას. ეს ეფექტი კარგად ჩანს, როდესაც ფენები სუსტი და ძლიერი ტურბულენტობით ერთმანეთს მოსდევს.

ოზონის ვერტიკალურ განაწილებაზე ჩატარებული კვლევები საშუალებას გვაძლევს გავაკეთოთ შემდეგი დასკვნები:

საქართველოში ჩატარებული ოზონოზონდირების მასალების ანალიზმა დაადასტურა ოზონის ვერტიკალური განაწილების თავისებურებანი: მცირე შემცველობა ტროპოსფეროში (ოზონის საერთო რაოდენობის მხოლოდ 8-10%), მისი პარციალური წნევის მკვეთრი ზრდა ოზონოპაუზიდან მაქსიმალურ მნიშვნელობამდე, რომელიც საშუალოდ 24-27 კმ-ზე მდებარეობს ზღვის დონიდან და მისი შემდგომი ექსპონენციალური შემცირება 80 კმ-მდე;

ოზონის ვერტიკალურ განაწილების ცვალებადობაზე, ძირითადად, გავლენას ახდენენ ატმოსფეროს ვერტიკალური მოძრაობები, ტურბულენტობა და ელჭექის პროცესები.

ელჭექის პროცესის მიმდინარეობისას ოზონის კონცენტრაცია ტროპოსფეროში შეიძლება გაუტოლდეს სტრატოსფერული ოზონის მაქსიმუმს;

ტროპოსფეროში ოზონის სიჭარბის ხანგრძლივობა თანაზომადია მისი წარმომქმნელი ელჭექის პროცესის არსებობის დროისა;

ანტიციკლონური ამინდის დროს ოზონის ძირითადი მასა მოთავსებულია ფენაში 20-30 კმ-ზე ზღვის დონიდან;

ოზონის შემცველობის ცვალებადობა მინიმალურია ფენაში 22-24 კმ-ზე ზღვის დონიდან.

ლიტერატურა

1. Груздев А.Н., Еланский Н.Ф. – Наблюдения озона в области горных подветренных волн. Изв. АН СССР. серия ФАО, т.20, №8, 1984.
2. Бойченко П.Ф., Брезгин Н.И., Кузнецов Г.И., Чижов А.Ф., Штырков О.В. – Одновременные измерения вертикального распределения озона ракетным и наземным спектрометрическим методами – В. кн: Современное состояние исследований озоносферы в СССР, Тр. Всесоюзного совещ. по озону, Москва, ноябрь 1977, М., Гидрометеиздат, 1980.

3. Ламжавин Б. – Вертикальное распределение озона в высотных циклонах и антициклонах, - В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона Тбилиси, 23-27 ноября, 1981 г., Материалы докладов, Тбилиси, «Мецниереба», 1982.
4. Осечкин В.В., Куликов Л.А. – Аэросиноптические условия формирования вертикальных профилей концентрации озона в тропосфере. – В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, 23-27 ноября 1981 г., Материалы докладов, Тбилиси, «Мецниереба», 1982.
5. Осечкин В.В. – О междусуточных изменениях вертикального распределения концентрации озона в тропосфере – Всесоюз. симп. по атмосферному озону: Тез. докл., Л., 15-17 мая 1985.
6. Перов С.П., Хргиан А.Х. – Современные проблемы атмосферного озона Л., Гидрометеиздат, 1980.
7. Реннебек К. – Методика определения содержания озона в слое атмосферы. Научные приборы, М., 1979.
8. Харчилава Д.Ф. – О связи между вертикальными скоростями воздуха и озона в атмосфере. Сообщ. АНГССР, Тбилиси, «Мецниереба», , т.47, №3, 1967.
9. Харчилава Д.Ф. – Некоторые результаты исследования вертикального распределения озона в атмосфере с метеорологическими явлениями - В. кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР, Тр. Всесоюзного совещ. по озону, Москва, ноябрь 1977, М., Гидрометеиздат, 1980.
10. Харчилава Д.Ф., Амиранашвили А.Г. – Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии. М.: МГК при президиуме АН СССР, ПИК ВИНТИ, 1988.
11. Хргиан А.Х., Кузнецов Г.И., Кондратьев А.В. – Исследование атмосферного озона. Метеорология, М.: Наука, №8, 1965.
12. Хргиан А.Х. – Физика атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1969.
13. Хргиан А.Х. – Физика атмосферного озона . Л.: Гидрометеиздат, 1973.
14. Dutch H.V. Rapid ozone variation in the lower stratosphere in early summer.- Two year of regular ozone soundings over Boulder. - NCAR Tech., 1966, January, p. 51-54.
15. Dutch H.F. - Two year of regular ozone soundings over Boulder, Colorado . National center for atmospheric research Boulder, Colorado, January, 1966.

16. Clarke I.F., Griffing G.W. Aircraft observations of extreme ozone concentrations near thunderstorms. – Atmos. Environ., 19, №7, 1985.
 17. Mani A., Sreedharan C.R., Haid Ali – Changes the vertical distribution of ozone associated with disturbances over northern India Proceedings of the joint Symposium of atmospheric ozone. Dresden, 9-17 August, Berlin, 1977, vol.I, 1976.
 18. Shlanta A., Moore C.B. Ozone and point discharge measurements under thunderclouds –J. Geoph. Res., vol.77, №24, 1972.
 19. Shlanta A. and Kuhn P.M. Ozone and water vapor injected into stratosphere from two isolated thunderstorms. Journal of Applied Meteorology, vol.12, №8, 1973.
- Kharchilava J., Tavartkiladze K. – The Peculiarities of the Vertical Distribution of Ozone in Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of sciences, 162, №1, 2000.

თავი 5.

საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული ნაკადების ცვლელბალობის ემპირიული მოდელი

კლიმატის ცვლილების გამომწვევ ერთ-ერთ ძირითად ფაქტორს მზის რადიაციის და ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური მდგომარეობის (ოპტიკური თვისებების) ცვლილება წარმოადგენს [1]. აღსანიშნავია, რომ კლიმატის გენეზისი და ცვლილებები მოიცავს დედამიწის გეოგრაფიულ გარსში მიმდინარე გლაციოჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების მთელ სპექტრს. დედამიწის რადიაციული ბალანსის კვლევის ფუნდამენტურმა მნიშვნელობამ განაპირობა სათანადო ინფორმაციის მზარდი როლი კლიმატის ცვლილების კანონზომიერების შესწავლაში [2,3].

საქართველოს ტერიტორიაზე აქტინომეტრიული დაკვირვებები 1904 წელს იღებს სათავეს. 1913 წელს თბილისის ობსერვატორიაში დაიწყო მზის რადიაციის ინტენსიურობაზე რეგულარული დაკვირვებები. ეს დაკვირვებები შეწყდა 1916 წელს. დაკვირვებების შედეგად მიღებული ინფორმაციის ანალიზის საფუძველზე ამ დაკვირვების ორგანიზატორმა შ.მოსიძემ თბი-

ღისისათვის დაადგინა ატმოსფეროს გამჭვირვალობის კოეფიციენტის წლიური სვლის კანონზომიერებანი [4]. 1927 წელს თბილისის ობსერვატორიაში განახლდა 1916 წელს შეწყვეტილი დაკვირვებები და დაიწყო რადიაციის რეგისტრაცია.

1954 წლიდან საქართველოს ტერიტორიაზე ფუნქციონირებას იწყებს აქტინომეტრიული სადგურების ქსელი. აქედან აქტინომეტრიული დაკვირვების 6 პუნქტი 1954-91 წლებში სისტემატურად ფუნქციონირებდა, ხოლო სამი სხვადასხვა ხანგრძლივობით სხვადასხვა პერიოდში.

აღსანიშნავია, რომ საქართველოში მიღებული აქტინომეტრიული დაკვირვებების მასალები ფართოდ იყო გამოყენებული სამეცნიერო ნაშრომებში, რომლებიც პირველ ნაბიჯებს დგამდნენ რადიაციული რეჟიმის შესწავლის დარგში [5-12 და სხვ.].

მცირერიცხოვანი აქტინომეტრიული სადგურების ქსელი შეძლებისდაგვარად მოიცავდა საქართველოს ძირითად ლანდშაფტურ ზონებს (სადგურები სოხუმი, ანასეული, სენაკი განლაგებულია დასავლეთ საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკულ ზონაში; თბილისი, სკრა და თელავი - აღმოსავლეთ საქართველოს ნახევრადარიდულ ზონაში; წალკა, ჯვრის გადასასვლელი და მ/მ ყაზბეგი - კავკასიონის მთიანი სისტემების შუამთის და მაღალი მთის ზონაში). მიუხედავად ამისა, ფაქტიური გაზომვებით მიღებული ინფორმაცია არ იყო საკმარისი საქართველოს, განსაკუთრებით მთიანი რეგიონების რადიაციული რეჟიმის შესასწავლად. ამ ხარვეზების შევსება წარმატებით ხორციელდებოდა გამოთვლითი მეთოდების და ემპირიული ფორმულების გამოყენებით, რომლებიც დისკრეტული აქტინომეტრიული მონაცემებით და გაცილებით ფართო მეტეოროლოგიური ქსელის დაკვირვების მასალების გამოყენებით სხვადასხვა რადიაციული ნაკადების უწყვეტი ველების აგების საშუალებას იძლეოდნენ მთელ ტერიტორიაზე. ამ მიმართულებით განსაკუთრებული როლი ითამაშა სანქტ-პეტერბურგის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში ნ.კალიტინის, ვ.კასტროვის, მ.ბუდიკოს, კ.კონდრატიევის, მ.ბერლიანდის, ს.სავეინოვის, ს.სიეკოვის და სხვათა შრომებმა, რომლებიც საფუძვლად დაედო ქვეყნილი ზედაპირების რადიაციული რეჟიმის ფართომასშტაბიან შესწავლას. ამ შრომებმა ჩაუყარეს საფუძველი საქართველოში რადიაციული რეჟიმისადმი

მიძღვნილ გამოკვლევებს, რომელთაც სათავეში ცნობილი ქართველი მეცნიერები შ.მოსიძე და ი.ცუცქირიძე ედგენენ.

შ.მოსიძის მიერ რადიაციული ბალანსის შესწავლისას მიღებული შედეგები დღესაც მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ საქართველოს ცალკეული რეგიონების (თბილისი, სოხუმი, ყაზბეგი და მათი შემოგარენი) კლიმატური რესურსების შეფასებისას [11,13,14].

ი.ცუცქირიძის შრომებში [15-22] საქართველოს ცალკეული პუნქტებისათვის მოცემულია რადიაციული ბალანსისა და მისი მდგენელების წლიური სვლის თავისებურებანი. მისივე მონოგრაფიაში [23] განხილულია საქართველოს ტერიტორიის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, დრუბლიანობის, მზის ნათების და ატმოსფეროს ოპტიკური მდგომარეობის მახასიათებლები, რადიაციული ბალანსისა და მისი კომპონენტების ტერიტორიული განაწილება, მზის პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების საუკუნეობრივი სვლა თბილისისათვის 1928-1962 წლების დაკვირვების მონაცემებით.

კ.თავართქილაძის მთელ რიგ შრომებში, მათ შორის [24,25]-ში, მოცემულია ეფექტური გამოსხივების გამოთვლის მეთოდი კავკასიის მთიანი რეგიონებისთვის: მის მიერვე ნ.გვასალიასთან ერთად დადგენილია თბილისისთვის ქარის რეჟიმის გავლენა ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე [26].

მზის სხივური ენერგიის ინტეგრალური ნაკადების შესწავლასთან ერთად მუშავდებოდა მისი სპექტრული შემადგენლობის გამოთვლის მეთოდები. თ.დავითიას და კ.თავართქილაძის [27] მიერ თბილისის აქტინომეტრიული და აეროლოგიური დაკვირვების მასალების გამოყენებით გამოთვლილი იქნა მზის პირდაპირი რადიაციის საშუალო თვიური მნიშვნელობების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით, ქვეყნილი ზედაპირიდან 10 კმ-მდე თავისუფალ ატმოსფეროში, გამოსხივების ულტრაიისფერ, ხილულ და ინფრაწითელ დიაპაზონებში.

საქართველოს და კავკასიის მთიანი რეგიონებისათვის რადიაციული ბალანსისა და მისი მდგენელების სივრცულ-დროითი განაწილების მათი საუკუნეობრივი ცვლილებების თავისებურებები შესწავლილია შრომებში [28-40 და სხვ.].

აქტინომეტრიულ ქსელში დაახლოებით 10 წლის განმავლობაში (1955-65 წწ) დაგროვილი დაკვირვებების მასალებზე

დაყრდნობით 1968 წელს გამოიცა აქტინომეტრიული ცნობარი [41], რომელიც საქართველოს ტერიტორიის რადიაციული რეჟიმის შესწავლის ძირითად საფუძველს იძლეოდა. მოგვიანებით ეს მასალები შეივსო 1980 წლამდე მონაცემებით [42].

ზემოთქმულიდან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ საქართველოს ტერიტორიის რადიაციული რეჟიმი საკმაოდ *საფუძვლიანად*აა შესწავლილი. მაგრამ ამ ბოლო დროს გლობალური ჰავის დათბობის ფონზე, დიდი მნიშვნელობა აქვს დათბობის პროცესის ძირითადი მიზეზის, რადიაციული ნაკადების ცვლილების შესწავლას დროში. ამ მიმართულებით, არსებული ლიტერატურული წყაროების მიხედვით გამოკვლევების ძალიან მცირე რაოდენობა მოიპოვება, განსაკუთრებით მთაგორიანი რეგიონებისათვის. წინამდებარე ნაშრომის ერთ-ერთი მიზანი სწორედ ამ ხარვეზების შევსებაა.

5.1 მზის რადიაციის ცვალებადობა

დედამიწის ცალკეული პუნქტების, რაიონებისა და რეგიონებისათვის რადიაციის მახასიათებლების რყევებისა და ცვლილებების საკითხები განხილულია საკმაო რაოდენობის ნაშრომებში. მრავალი შრომაა მიძღვნილი ყოფილი საბჭოთა კავშირის და აშშ-ის აქტინომეტრიული სადგურების ინფორმაციის ანალიზისადმი [43]-ში მოცემულია მზის რადიაციის მრავალწლიური ცვლილებები მოწმენდილი ცის შემთხვევაში. დადგენილია აღნიშნული სიდიდის შემცირების ტენდენცია ბუნებრივი (ვულკანური ამოფრქვევა) და ანთროპოგენური ფაქტორების ზეგავლენით. [44]-ში ყოფილი საბჭოთა კავშირის რამდენიმე პუნქტისთვის, რომლებიც მოიცავენ როგორც ევროპულ, ასევე აზიურ ნაწილს, განხილულია მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის საუკუნეობრივი სვლის თავისებურებები ღრუბლიანობის საშუალო პირობებში. კერძოდ, დადგენილია 40-იანი წლების შემდგომი პერიოდისათვის მზის პირდაპირი რადიაციის შემცირების და გაბნეული რადიაციის ზრდის ტენდენციები ცალკეულ პუნქტებში.

ჯამური რადიაციის, რადიაციული ბალანსის, ატმოსფერული ნალექების და სიმშრალის ინდექსის ცვლილებების სინქრონული სურათია მიღებული [45]-ში პოტსდამში 80 წლიანი პერიოდისათვის (1893-1972 წწ). აქვე ბრატისლავაში 36 წლიანი პერიოდისათვის (1940-1975 წწ) განხილულია ჯამური

რადიაციის ცვლილება. დადგენილია უკანასკნელ ათწლეულში მისი წლიური ჯამების შემცირების ტენდენცია.

ჰავის, განსაკუთრებით რადიაციული ჰავის ცვლილებაში თავისებური ინდიკატორის როლს ასრულებენ მთის მყინვარები, რომელთა რყევები, ზღვის მყინვარებისგან განსხვავებით, ძირითადად, მზის სხივური ენერგიის ხარჯზე ხდება. ეს გამოწვეულია მათი დიდ აბსოლუტურ სიმაღლეებზე განლაგებით, სადაც ტემპერატურის როლი მათ აბლიაციაში უმნიშვნელოა.

1955-1975 წლების ინფორმაციის ანალიზის საფუძველზე ჰამბურგისათვის დადგინდა მოკლე და გრძელტალღიანი ბალანსის რყევების სიდიდეები ნორმასთან შედარებით: გრძელტალღიანი რადიაციისათვის 7%, მზის პირდაპირი რადიაციისათვის 35% [45].

მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსიურობის ზრდა ხაზგასმულია ევროპის კონტინენტზე 1910-1940 წლების განმავლობაში [46]. მზის პირდაპირი რადიაციის ორი მაქსიმუმის სინქრონული ხასიათი (1910წ, 1950-იანი წლების დასაწყისი) დადგინდა ათენისა და ევროპის კონტინენტისათვის ათენის 1901-1960 წლების ინფორმაციის ანალიზის საფუძველზე.

მზის პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ანალიზის საფუძველზე (ყოფილი საბჭოთა კავშირის რვა სადგურისათვის) აღინიშნა მათი მაქსიმუმი მეცხრამეტე საუკუნის უკანასკნელ ათწლეულში [44]. მოსკოვისა და სვერდლოვსკისათვის ეს მაქსიმუმი აღინიშნა 1950-იან წლებში [46].

1901-1960 წლების დაკვირვების მასალების ანალიზის საფუძველზე ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტისათვის (კანადა) დაგინდა მზის პირდაპირი რადიაციის მაქსიმუმი 1921-1940 წლების განმავლობაში [47].

აშშ-ს ტერიტორიის დასავლეთი დაბლობი ნაწილისათვის გაანალიზებულია მზის ნათების ხანგრძლივობის საუკუნეობრივი მსვლელობის თავისებურებები, რომლებიც ამავე პერიოდისათვის კონტრფაზაში აღმოჩნდნენ საბჭოთა კავშირის სტეპების ზონაში ამ ელემენტის სვლის თავისებურებებთან [48]. საინტერესოა ის ფაქტი, რომ აშშ-ის მთელი ტერიტორიისათვის მზის ნათების ხანგრძლივობის საუკუნეობრივი სვლის (1950-1976 წწ) მრუდებზე დაწყებული 1964 წლიდან

აღინიშნა მისი შემცირება ნორმაზე ქვევით, 1972 წლიდან კი - უმნიშვნელო ზრდა.

იაპონიის ტერიტორიაზე თანაბრად განლაგებული 45 აქტინომეტრიული სადგურის ინფორმაციაზე დაყრდნობით (1890-1980 წწ) [48]-ში გაანალიზებულია მზის პირდაპირი რადიაციის და მზის ნათების ხანგრძლივობის თავისებურებები. მიღებული შედეგების შედარებამ პრაქტიკულად იმავე განედების დიაპაზონში განლაგებული აშშ-ის ტერიტორიის მონაცემებთან შემთხვევათა დიდი უმრავლესობისათვის უჩვენა დადებითი და უარყოფითი გადახრების პერიოდების სინქრონულობა.

კუნძულებზე იავა, დასავლეთ სამოა, მავრიკია განაწილებული სამი გრძელვადიანი ჰელიოგრაფიული რიგების მქონე სადგურისათვის დადგინდა მზის პირდაპირი რადიაციის ნორმები და ნორმებიდან გადახრის უმნიშვნელო სიდიდეები, რომლებიც არ აღემატებიან საშუალო კვადრატული გადახრის სიდიდეს [49].

განხილული მასალების ანალიზი გვიჩვენებს ჰავის რადიაციული მახასიათებლების ექსტრემალური მნიშვნელობების სინქრონულობის ნიშნებს, რაც მიუთითებს დედამიწის დიდ სივრცეებზე ატმოსფეროს ცირკულაციის ცვლილების ერთიანი მექანიზმის მოქმედებაზე, ამასთან განხილული წყაროების ანალიზიდან ჩანს, რომ საერთოდ ჰავის და კერძოდ, რადიაციული მახასიათებლების ცვლილებებს დედამიწის სხვადასხვა რეგიონში და წელიწადის სხვადასხვა სეზონში აქვს არაერთგვაროვანი ხასიათი.

დედამიწის ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსთვის ჰაერის ტემპერატურის და მზის რადიაციის საუკუნეობრივი სვლის საშუალო მრუდების ანალიზიდან ჩანს (მრუდები აგებულია ევროპისა და ამერიკის სადგურებისთვის 1880-1965 წლების მონაცემების გამოყენებით), რომ ადგილი აქვს მათ გარკვეულ თვისობრივ მსგავსებას [43], მიუხედავად იმისა, რომ ცალკეული წლებისთვის რადიაციის საუკუნეობრივი სვლის მრუდებზე აღინიშნა ცნობილი ვულკანების – კრაკატაუს, მონპელიეს, კატმაის გავლენა. ეს გარემოება მიუთითებს იმაზე, რომ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის ვარიაციებით განპირობებული მზის სხივური ენერგიის ინტენსიურობის ცვლილებები თამაშობენ ჰავის ცვლილებაში მნიშვნელოვან როლს სხვა

ფაქტორებთან შედარებით. მზის სხივური ენერგიის ინტენსიურობის შემცირება ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების პირობებში დამოკიდებულია ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეზე, რის შედეგად ჰაერის ტემპერატურის შემცირება მაღალ განედებში მეტია დაბალ განედებთან შედარებით. რადიაციით განპირობებული ტემპერატურული ველის ცვლილებები უკუგავლენას ახდენენ ატმოსფეროში და ჰიდროსფეროში მიმდინარე ცირკულაციურ პროცესებზე, რაც განაპირობებს ტემპერატურული ველის, ტენზონების და ატმოსფერული ნალექების შესაძენვე რყევებს.

იმ შრომების ციკლიდან, რომლებშიც გაანალიზებულია მზის რადიაციის მახასიათებლების რყევები და ცვლილება, აღსანიშნავია [43], რომელშიც ამერიკის შეერთებული შტატების და ყოფილი საბჭოთა კავშირის ჩრდილოეთი განედის 40-62°-იან სარტყელში განლაგებული აქტინომეტრიული სადგურების (მათ შორის, თბილისის) მონაცემების საფუძველზე მოცემულია მზის პირდაპირი რადიაციის მრავალწლიური ცვლილებების თავისებურებები და მათი გამომწვევი ბუნებრივი (ვულკანების ამოფრქვევა) და ანთროპოგენური ფაქტორების დახასიათება მოწმენდილი ცის პირობებში.

[44]-ში განხილულია ღრუბლიანობის საშუალო პირობებში ყოფილი საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე განლაგებული რამდენიმე მოკლეპერიოდოანი პუნქტისთვის (მათ შორის თბილისისთვისაც) მზის პირდაპირი, გაბნეული და ჯამური რადიაციის ცვლილება. თბილისისთვის მცოცავი 10 წლიანი საშუალოების გამოყენების შედეგად 40 წლიანი პერიოდის შემთხვევაში (1930-1970 წლები) დადგენილია მზის პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების შემცირების, გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამების ზრდის და ჯამური რადიაციის შემცირების (1950-იან წლებამდე), შემდეგ კი ზრდის (70-იანი წლების დასაწყისამდე) ტენდენციები. მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის ცვლილებების აღნიშნული ტენდენციები არა მარტო თბილისში, არამედ სხვა პუნქტებშიც განპირობებულია ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ზრდით ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად. პარალელურად თბილისისათვის (1890-1970 წლებში) [44]-ში განხილულია მზის ნათების ხანგრძლივობის და საერთო ღრუბლიანობის საუკუნეობრივი სვლის

მრუდების დამახასიათებელი თავისებურებები. განსაკუთრებით აღსანიშნავია გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამების სვლის განსხვავებული ტენდენციები მზის პირდაპირი რადიაციის იდენტური ცვლილებების განსხვავებული დონის მქონე პუნქტებისათვის: მაგალითად, თბილისში მზის რადიაციის ინტენსიურობის მნიშვნელოვანი შემცირების პირობებში, უკანასკნელი 10 წლის განმავლობაში გაბნეული რადიაციის სიდიდე იცვლებოდა უმნიშვნელოდ, ტაშკენტში ადგილი ჰქონდა გაბნეული რადიაციის მკვეთრ ზრდას, ხოლო ოდესაში – შემცირებას. ატმოსფეროს მზარდი გაჭუჭყიანება ცალსახად ამცირებს რა მზის პირდაპირ რადიაციას, სხვადასხვაგვარად მოქმედებს გაბნეული რადიაციას სიდიდეზე, მასში წყლის ორთქლის და აეროზოლის შემცველობაზე და ანთროპოგენური აეროზოლური ნაწილაკების ბუნებაზე დამოკიდებულებით.

[23]-ში თბილისისათვის მოცემულია სხივისადმი ნორმალურ სიბრტყეში მზის პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების საუკუნოვანი სვლის მრუდები ცალკეული წლების, 5 და 11 წლიანი მცოცავებისათვის. 1928-1970 წლების ინფორმაციის ანალიზის საფუძველზე ნაჩვენებია, რომ მზის პირდაპირი რადიაციის ჯამები (11 წლიანი მცოცავი საშუალოების მრუდი) აღნიშნული პერიოდის განმავლობაში განიცდიდნენ შემცირებას. ამასთან, 1940-1950 წლებამდე მათი მნიშვნელობა რჩებოდა ნორმაზე (120 კკალ/სმ²) მეტი, 50-იან წლებში იგი გადავიდა ნორმაზე და დარჩა მასზე დაბლა, შემდგომ პერიოდში შემცირების მზარდი ტენდენციით. ამ პერიოდის განმავლობაში რადიაციის ჯამები შემცირდა 130-დან 117 კკალ/სმ²-მდე. ე.ი. 13 კკალ/სმ²-ით.

მზის რადიაციის ჯამების შემცირება თბილისში დაკავშირებულია ატმოსფეროს მზარდ გაჭუჭყიანებასთან, რომელშიც ძირითადი წვლილი შეაქვს ტრანსპორტს.

მზის პირდაპირი რადიაციის საუკუნეობრივი სვლის მრუდების თავისებურებებია გაანალიზებული თბილისისათვის, აგრეთვე [34, 35].

წინამდებარე ნაშრომში საქართველოს რადიაციული რეჟიმის ცვლილებების დადგენა განზრახულია არსებული აქტუალური ქსელის დაკვირვებების ინფორმაციის ანალიზზე დაყრდნობით. როგორც ცნობილია, რადიაციული რეჟიმის მას-

ასიათებლების ცვლილებების დადგენა სათანადო სიზუსტით შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, თუ არსებული ინფორმაცია იძლევა მახასიათებლების ნორმების (მრავალწლიური საშუალო სიდიდეების) სტაბილური მნიშვნელობების დადგენის შესაძლებლობას. [44]-ის თანახმად, საშუალო მნიშვნელობების სიზუსტე და მათ მისაღებად დაკვირვებათა რიგების საჭირო ხანგრძლივობა მოითხოვს საკმარის მოცულობის დაკვირვებების ინფორმაციას. აქტინომეტრიული რიგების მიზანშეწონილი ხანგრძლივობის საკითხები განხილულია [50,51]-ში. ზ.პიოვკა-როვას თანახმად [44], საშუალო თვიური და წლიური ჯამების 0.90-ის ტოლი სანდო აღბათობით მისაღებად საკმარისია 30-35 წლიანი პერიოდი მოკლექტალდიანი რადიაციისათვის, 15-20 წლიანი პერიოდი – რადიაციული ბალანსისათვის. 30-35 წლის შემდეგ ჯამური და პირდაპირი რადიაციის საშუალო, ხოლო 15-20 წლის შემდეგ რადიაციული ბალანსის საშუალო ხდება მუდმივი და პრაქტიკულად აღარ არის დამოკიდებული რიგების ხანგრძლივობაზე.

საქართველოს აქტინომეტრიული სადგურების ქსელის დაკვირვებების ინფორმაცია, რომელიც გამოყენებული იქნა რადიაციული რეჟიმის თავისებურებების და რადიაციული მახასიათებლების ცვლილებების დადგენის მიზნით, მოიცავს 35-40 წლიან პერიოდს, რაც აკმაყოფილებს [44, 50, 51]-ში დადგენილი კრიტერიუმების მოთხოვნებს.

რადიაციული რეჟიმის მახასიათებლების ცვლილების შესწავლის მიზნით გამოყენებულია საქართველოს აქტინომეტრიული სადგურების (თელავი, თბილისი, წალკა, ანასუფლი, სოხუმი, სენაკი) მრავალწლიური დაკვირვებების (1954-1991 წწ.) ინფორმაცია ცხრ. 5.1-ში.

წინასწარ დადგინდა დაკვირვებების რიგების ერთგვაროვნება, რომელიც აუცილებელია რადიაციული მახასიათებლების მრავალწლიური რეჟიმების კვლევის პროცესში. როგორც ცნობილია, რიგების არაერთგვაროვნება განპირობებულია აქტინომეტრიული სადგურის ადგილმდებარეობის, დაკვირვების მეთოდების, ხელსაწყოების განლაგების და ტიპების შეცვლით, ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური თვისებების ცვლილებებით, დამკვირვებლის სუბიექტური ცდომილებებით, ჯამების სიდი-

დეების გამოთვლით თვითმწერების ან დაკვირვებების ინფორმაციის გამოყენებით.

საქართველოს აქტინომეტრიული ქსელისათვის მზის პირდაპირი (მართობულ - S და ჰორიზონტალურ - S' ზედაპირებზე), გაბნეული D და ჯამური Q საშუალო (თვიური, სეზონური, წელიწადის თბილი და ცივი პერიოდები) და საშუალო წლიური ჯამების ცვლილების სიდიდეები მოცემულია ცხრ. 5.2-5.3.

როგორც ამ ცხრილში მოყვანილი ინფორმაციის ანალიზიდან ჩანს, მზის პირდაპირი რადიაციის ჯამები სხივისადმი ნორმალურ ($ΣS$) და ჰორიზონტალურ სიბრტყეებში ($ΣS'$) მაქსიმალურია ივნისში, გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამები კი – ივლისსი, როდესაც ადგილი აქვს ატმოსფეროს მაქსიმალურ გაჭუჭყიანებას, ($ΣQ$) დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირეთში განლაგებული პუნქტებისათვის (ანასეული, სოხუმი, სენაკი) მაქსიმალურია ივნისში, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში კი (თბილისი, თელავი) – ივლისში.

ცვლილებების სიდიდის (R) დამოკიდებულება წელთა თანმიმდევრობაზე (N) აპროქსიმირებულია წრფივი ფუნქციის ($R=aN+b$) სახით. ჩატარებული კვლევების შედეგების ანალიზიდან ჩანს, რომ მზის პირდაპირი რადიაციის თვიური, სეზონური და წლიური ჯამები სხივისადმი მართობულ და ჰორიზონტალურ ზედაპირზე დაკვირვების პერიოდის განმავლობაში განიცდიდა შემცირებას ყველა სადგურზე. მხოლოდ სადგურ წალკაში გაზაფხულის თვეებში და სექტემბერში ადგილი ჰქონდა თვიური ჯამების მატების ტენდენციას. მართობულ ზედაპირზე წლიური ჯამების ცვლილების (შემცირების) სიდიდემ მაქსიმუმს მიაღწია დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე ანასეულში და სენაკში (-1.04 და -1.18 კკალ/სმ² წელი, შესაბამისად). აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებზე თბილისსა და თელავში იგი შედარებით ნაკლები იყო, ხოლო წალკაში შემცირებამ შეადგინა -0.24 კკალ/სმ² წელი, ჰორიზონტალური ზედაპირისათვის შემცირების სიდიდე მართობულ ზედაპირთან შედარებით ნაკლებია, თუმცა ცვლილებების საერთო სურათი სადგურებისთვის რჩება უცვლელი. სეზონური ჯამები წელიწადის თბილი და ცივი პერიოდისთვის განიცდიდნენ შემცირებას, ამასთან, თბილი პერიოდისთვის შედარებით მეტი ინტენსიურობით ყველა სადგურზე, წალკის

გარდა, სადაც შემცირების სიდიდე ცივი პერიოდისთვის აღმოჩნდა მეტი თბილ პერიოდთან შედარებით. განხილულ პერიოდში ადგილი ჰქონდა რადიაციული ბალანსის ძირითადი მდგენელის – ჯამური რადიაციის თვიური, წლიური და სეზონური (X-III, IV-IX) ჯამების შემცირების ტენდენციას ყველა სადგურზე. მიუხედავად იმისა, რომ წალკისთვის ცალკეულ თვეებში (I,II,III,VI,VII,IX,XI) აღინიშნა ცვლილების დადებითი ტენდენცია შედარებით დაბალი აბსოლუტური მნიშვნელობებით, მან გავლენა ვერ იქონია ამ სადგურში წლიური და სეზონური ჯამების ცვლილების საერთო მიმართულებაზე. ჯამური რადიაციის წლიური ჯამების შემცირების სიდიდე მაქსიმალურია ანასეულში და სენაკში, მინიმალური – მთიან სადგურ წალკაში. აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებზე აღინიშნა შემცირების შედარებით დაბალი სიდიდეები, მასთან, წელიწადის თბილ პერიოდში სეზონური ჯამების სიდიდეები მცირდებოდა მეტი ინტენსივობით ცივ პერიოდთან შედარებით, სადგური წალკის გარდა, სადაც ადგილი ჰქონდა ჯამების სიდიდის ზრდას.

ცხრილი 5.1. მზის რადიაციული ნაკადების ჯამების საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობები (კკალ/სმ². თვე)

ΣS

სადგური	თვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	5.35	5.63	6.72	8.03	10.08	10.82	8.0	8.54	8.87	8.92	6.57	5.09	92.62	38.27	54.35
სოხუმი	5.03	5.24	7.24	8.05	11.01	13.07	12.31	12.66	11.64	10.09	6.17	4.37	106.88	38.13	68.74
სენაკი	4.81	5.18	7.11	8.31	11.29	12.24	9.37	10.01	10.37	9.54	6.34	4.64	99.20	37.62	61.59
თბილისი	4.42	4.97	6.72	8.22	10.68	12.80	12.81	11.99	10.16	8.07	4.11	3.89	98.84	32.19	66.65
თელავი	5.78	5.90	6.74	8.44	11.06	13.31	13.24	12.45	11.03	9.18	5.85	5.56	108.56	39.01	69.55
წალკა	7.31	7.70	8.46	8.68	10.03	12.04	12.00	11.28	10.09	9.09	6.37	6.66	109.80	45.67	64.13

ΣS'

სადგური	თვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	1.93	2.51	4.02	5.50	7.33	7.85	5.89	5.98	5.50	4.63	2.64	1.72	55.50	17.45	38.05
სოხუმი	1.84	2.46	4.27	5.47	7.96	9.50	8.88	8.72	7.04	5.07	2.46	1.47	65.14	17.56	47.58
სენაკი	1.71	2.34	4.00	5.62	8.06	8.94	6.79	7.12	6.40	4.88	2.47	1.49	59.82	16.89	42.93
თბილისი	1.69	2.37	3.97	5.81	7.97	9.68	9.77	8.65	6.35	4.29	1.79	1.38	63.73	15.48	48.25
თელავი	2.11	2.80	3.99	5.70	8.08	9.86	9.69	8.68	6.71	4.66	2.37	1.94	66.59	17.88	48.71
წალკა	2.75	3.59	5.11	5.87	7.33	8.73	8.61	7.77	5.94	4.60	2.64	2.24	65.19	20.93	44.25

ΣD

სადგური	თვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	1.89	2.53	3.71	4.73	5.63	5.88	6.19	5.40	3.78	2.96	1.93	1.65	46.27	14.67	31.69

სოხუმი	2.00	2.77	4.19	5.18	6.46	6.74	7.16	6.09	4.47	3.29	2.11	1.71	52.18	16.08	36.10
სენაკი	2.00	2.40	3.36	4.48	5.18	5.34	5.64	4.79	3.60	2.91	2.01	1.76	43.48	14.45	29.03
თბილისი	2.26	2.96	4.48	5.40	6.25	5.99	6.34	5.63	4.31	3.27	2.22	1.84	50.94	17.04	33.91
თელავი	2.37	3.09	4.56	5.38	6.36	6.31	6.55	5.77	4.31	3.04	2.11	1.82	51.67	16.99	34.68
წაღკა	2.86	3.66	5.40	5.53	6.39	6.62	7.01	5.81	4.72	3.36	2.51	2.43	56.30	20.22	36.02

ΣQ

სადგური	თვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	3.81	5.04	7.73	10.23	12.96	13.73	12.08	11.38	9.28	7.59	4.57	3.38	101.77	32.12	69.0
სოხუმი	3.84	5.23	8.47	10.65	14.42	16.24	16.04	14.81	11.52	8.36	4.57	3.19	117.32	33.64	83.0
სენაკი	3.70	4.74	7.37	10.11	13.23	14.28	12.43	11.90	10.00	7.79	4.49	3.26	103.30	31.34	71.0
თბილისი	3.95	5.33	8.45	11.21	14.23	15.67	16.11	14.27	10.66	7.57	4.00	3.22	114.67	32.52	82.0
თელავი	4.48	5.89	8.56	11.08	14.44	16.16	16.24	14.45	11.02	7.70	4.48	3.76	118.26	34.86	83.0
წაღკა	5.61	7.25	10.51	11.40	13.72	15.35	15.62	13.58	10.66	7.96	5.15	4.67	121.49	41.16	80.0

ცხრილი 5.2.მართობულ (S და პორიზონტალურ (S') ზედაპირებზე მზის პირდაპირი, გაბნეული (D) და ჯამური (Q) რადიაციების თვიური (სეზონური, წლიური) ჯამების ცვლილება (კკალ/სმ². თვე) საშუალოდ 1 წლის მანძილზე, 1954-91 წლებში

სადგური	თვე												წელი	ცივი სეზ.	თბილი სეზ.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
ΣS															
ანასეული	-0.080	-0.091	-0.073	-0.050	-0.067	-0.076	-0.113	-0.163	-0.061	-0.127	-0.072	-0.67	-1.04	-0.509	-0.529
სოხუმი	-0.037	-0.08	-0.017	-0.032	-0.035	-0.089	-0.126	-0.118	-0.033	-0.047	-0.063	-0.043	-0.648	-0.216	-0.432
სენაკი	-0.077	-0.046	-0.046	-0.078	-0.093	-0.139	-0.180	-0.17	-0.082	-0.112	-0.098	-0.064	-1.018	-0.443	-0.741
თბილისი	-0.019	-0.049	-0.014	-0.007	-0.069	-0.078	-0.098	-0.100	-0.029	-0.082	-0.043	-0.10	-0.596	-0.217	-0.380
თელავი	-0.027	-0.080	-0.041	-0.032	-0.068	-0.073	-0.152	-0.161	-0.046	-0.141	-0.50	-0.058	-0.929	-0.397	-0.532
წალკა	-0.018	-0.026	0.0132	0.0197	0.0173	-0.002	-0.047	-0.076	0.148	-0.080	-0.004	-0.043	-0.232	-0.158	-0.074
ΣS'															
ანასეული	-0.028	-0.045	-0.043	-0.028	-0.046	-0.050	-0.082	-0.110	-0.038	-0.065	-0.030	-0.024	-0.591	-0.236	-0.355
სოხუმი	-0.013	-0.004	-0.010	-0.018	-0.021	-0.064	-0.086	-0.081	-0.025	-0.023	-0.025	-0.013	-0.381	-0.087	-0.294
სენაკი	-0.028	-0.019	-0.025	-0.056	-0.063	-0.096	-0.125	-0.124	-0.047	-0.053	-0.038	-0.018	-0.691	-0.181	-0.511
თბილისი	-0.009	-0.030	-0.012	-0.006	-0.069	-0.076	-0.091	-0.096	-0.026	-0.053	-0.023	-0.008	-0.498	-0.135	-0.363
თელავი	-0.010	-0.039	-0.026	-0.022	-0.05	-0.054	-0.112	-0.112	-0.028	-0.072	-0.020	-0.021	-0.566	-0.188	0.378
წალკა	-0.007	-0.011	0.0029	0.012	0.0078	-0.009	-0.033	-0.051	0.0091	-0.043	-0.003	-0.017	-0.143	-0.078	-0.065
ΣD															
ანასეული	-0.03	-0.026	-0.053	-0.050	-0.070	-0.068	-0.067	-0.055	-0.020	-0.033	-0.026	-0.025	-0.522	-0.192	-0.330
სოხუმი	0.009	-0.004	0.0041	0.0082	0.0037	0.0101	0.051	0.0519	0.0294	0.0041	-0.009	0.0002	0.1586	0.0044	0.1543
სენაკი	-0.020	-0.028	-0.016	-0.036	-0.056	-0.043	-0.068	-0.035	-0.034	-0.027	-0.022	-0.023	-0.410	-0.137	-0.273
თბილისი	-0.011	-0.005	-0.018	-0.005	-0.009	0.0073	0.0451	0.0328	0.0075	-0.013	-0.014	-0.007	0.0114	-0.067	0.0786
თელავი	-0.015	-0.004	-0.030	-0.046	-0.055	-0.022	-0.003	0.0008	0.0003	-0.007	-0.025	-0.013	-0.219	-0.094	-0.125
წალკა	0.0145	0.0184	0.0064	-0.019	-0.020	0.0297	0.0383	0.0093	0.0224	0.0059	0.006	0.0092	0.121	0.0603	0.0607
ΣQ															
ანასეული	-0.058	-0.071	-0.096	-0.077	-0.116	-0.118	-0.149	-0.165	-0.058	-0.099	-0.056	-0.049	-1.11	-0.428	-0.684
სოხუმი	-0.004	-0.008	-0.006	-0.009	-0.017	-0.054	-0.035	-0.029	0.0047	-0.019	-0.034	-0.013	-0.222	-0.083	-0.139
სენაკი	-0.049	-0.047	-0.040	-0.092	-0.120	-0.139	-0.139	-0.159	-0.081	-0.08	-0.060	-0.041	-1.10	-0.316	-0.784
თბილისი	-0.020	-0.035	-0.030	-0.011	-0.078	-0.068	-0.046	-0.063	-0.018	-0.066	-0.037	-0.014	-0.486	-0.202	-0.285
თელავი	-0.025	-0.043	-0.056	-0.068	-0.105	-0.076	-0.115	-0.112	-0.028	-0.079	-0.045	-0.035	-0.785	-0.282	-0.503
წალკა	0.0086	0.007	0.0158	-0.006	-0.009	0.0253	0.0055	-0.042	0.0223	-0.044	0.0027	-0.008	-0.20	-0.017	-0.003

ცხრილი 5.3.მართობულ (S) და პორიზონტალურ (S')
 ზედაპირებზე მზის პირდაპირი, გაბნეული (D) და ჯამური (Q)
 რადიაციების თვიური (სეზონური, წლიური) ჯამების ცვლილება
 38 წლის მანძილზე, (1954-1991 წწ) %-ში

საღებური	თვე												წელი	ცივი სეზ.	თბილი სეზ.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
S															
ანახეული	-56.8	-62.1	-41.2	-23.9	-25.2	-26.7	-53.8	-72.3	-26	-54.4	-41.7	-49.9	-42.7	-50.8	-37
სოხუმი	-30.1	-7.4	-9.1	-15.1	-11.9	-26	-38.7	-35.4	-10.6	-17.6	-38.9	-37.8	-23.2	-22	-23.9
სენაკი	-60.4	-33.8	-24.8	-35.4	-31.3	-43	-73	-64.6	-30	-44.7	-58.7	-52.3	-45.4	-44.7	-45.7
თბილისი	-16.5	-37.3	-7.8	-3	-24.8	-23	-29.7	-31.6	-10.7	-37.2	-39.4	-12	-23	-25.5	-21.8
თელავი	-17.8	-51.3	-23.1	-14.6	-23.5	-20.7	-43.7	-49	-15.9	-58.3	-32.5	-39.8	-32.5	-38.7	-29.1
წალკა	-9.4	-12.9	-10.8	-6.3	-6.6	-0.7	-15	-20.1	-0.6	-38.6	-2.3	-24.5	-8.2	-13.3	-4.5
S'															
ანახეული	-55.3	-68.3	-40.7	-19	-23.9	-24.3	-53	-70	-26.5	-53.6	-43.8	-53.2	-40.4	-51.4	-35.4
სოხუმი	-26	-5.7	-8.8	-12.2	-9.8	-25.5	-37	-35.1	-13.3	-17.2	-37.8	-34.4	-22.2	-18.8	-23.4
სენაკი	-62.4	-30.7	-23.4	-38	-29.5	-40.7	-69.8	-66.2	-28.1	-41.1	-58.9	-45.5	-43.9	-40.6	-45.2
თბილისი	-20	-47.8	-11.3	-3.8	-32.7	-29.6	-35.5	-42	-15.4	-47	-49	-21.2	-29.7	-33	-28.6
თელავი	-18.2	-52.9	-24.4	-14.5	-23.5	-20.8	-43.9	-49.2	-16	-58.4	-32.2	-41.3	-32.3	-39.9	-29.5
წალკა	-8.2	-12.1	-7	-8.7	-5.8	-1.9	-14.5	-25	-0.1	-40.8	-4.6	-28.7	-8.2	-14.1	-5.5
D															
ანახეული	-60.3	-38.3	-54.2	-39.8	-47.3	-44	-41	-38.8	-19.9	-42.8	-50.6	-57.1	-42.9	-49.8	-39.6
სოხუმი	-17.1	-4.9	-3.7	-6	-2.2	-5.7	-27.1	-32.4	-25	-4.7	-16.9	-0.4	-11.6	-1	-16.2
სენაკი	-38.6	-44.3	-18.1	-30.5	-41.2	-30.8	-45.9	-28	-36	-35.5	-41.6	-50.1	-35.8	-35.9	-35.7
თბილისი	-17.8	-6.3	-15	-3.8	-5.4	-4.6	-27	-22.1	-6.6	-14.9	-24.5	-13.8	-0.9	-15	-8.8
თელავი	-24.4	-4.3	-25.1	-32.5	-32.6	-13.2	-2	-0.5	-0.3	-9	-45.2	-28	-16.1	-21.1	-13.7
წალკა	-19.3	-19.1	-4.5	-13.3	-11.8	-17	-20.8	-6.1	-18	-6.7	-9.1	-14.4	-8.2	-11.3	-6.4
Q															
ანახეული	-57.9	-53.2	-47.2	-28.6	-34.1	-32.7	-46.8	-55.2	-23.8	-49.4	-46.6	-55	-41.5	-50.7	-37.3
სოხუმი	-3.6	-5.3	-2.6	-3.3	-4.5	-12.6	-8.4	-7.3	-1.6	-8.5	-28.3	-15.7	-7.2	-9.3	-6.3
სენაკი	-49.7	-37.6	-20.9	-34.7	-34.1	-37	-58.9	-50.9	-30.9	-39	-51	-47.8	-40.5	-38.5	-41.4
თბილისი	-18.9	-24.7	-13.3	-3.8	-20.7	-16.5	-10.9	-16.7	-6.5	-33.1	-35.5	-17	-16.1	-23.6	-13.2
თელავი	-21.4	-27.4	-24.7	-23.3	-27.5	-17.8	-27	-29.3	-9.6	-38.9	-38.3	-34.9	-25.2	-30.7	-22.9
წალკა	-5.8	-3.7	-5.7	-2	-2.4	-6.3	-1.3	-11.7	-7.9	-20.8	-2	-6.3	-0.6	-1.6	-0.2

5.2 ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის ცვალებადობა

რამდენადაც ჰავეის ჩამოყალიბების ძირითად ფაქტორს რადიაციული ბალანსი წარმოადგენს, მის შესახებ სრული ინფორმაციის ცოდნა ჰავეის შესწავლისა და მისი ცვლილების კანონზომიერებათა დადგენისათვის უმთავრეს საფუძველს ქმნის.

ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის ინტენსიურობის და ჯამების სიდიდეები დამოკიდებულია იმ ფაქტორებზე, რომლებიც განაპირობებენ მისი მდგენელების სიდიდის ფორმირებას. ჰორიზონტალური ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის განტოლებას აქვს შემდეგი სახე:

$$B=(S'+D-R_k)-B_g=Q(1-A)-B_g \quad (1),$$

სადაც S არის მზის პირდაპირი, D – ცის თაღის მიერ გაბნეული, R – ქვეფენილი ზედაპირიდან არეკლილი რადიაცია, $Q=S'+D$ – ჯამური რადიაცია, $B_k=Q(1-A)$ – მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსი, A – ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო, B_g – გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი (ეფექტური გამოსხივება). მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსი წარმოადგენს ქვეფენილი ზედაპირის მიერ შთანთქმულ რადიაციას.

ამრიგად რადიაციული ბალანსის ძირითადი მდგენელებია ჯამური რადიაცია და ეფექტური გამოსხივება. ღამით რადიაციული ბალანსის სიდიდე განისაზღვრებოდა მხოლოდ ეფექტური გამოსხივების სიდიდით (B_g), რომელიც დამოკიდებულია ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურაზე, ღრუბლიანობაზე და ატმოსფეროს სტრატეფიკაციაზე. დღიური B_g -ს სიდიდე ძირითადად განისაზღვრება ჯამური რადიაციის და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოს სიდიდით, რომელიც დამოკიდებულია მზის სიმაღლეზე, ღრუბლიანობაზე, ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე და ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკურ თვისებებზე.

ეს პარაგრაფი ეძღვნება რადიაციული ბალანსისა და მისი დანარჩენი მდგენელების საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობების შესწავლასა და საუკუნეობრივი ცვალებადობის კანონზომიერებათა გამოვლენას.

საქართველოს აქტინომეტრიული ქსელისთვის მოკლეტალღიანი და გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსებისა და ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის ჯამებისათვის და ალბედოს საშუალო მნიშვნელობებისათვის ცხრ. 5.4–ში მოცემულია საშუალო თვიური, საშუალო სეზონური და საშუალო წლიური მონაცემები

ცხრილი 5.4.რადიაციული ბალანსისა და მისი ზოგიერთი მდგენელის ჯამების საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობები

ΣB_k

სადგური	ოვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	2.67	3.39	5.81	8.05	10.25	10.93	9.56	8.95	7.28	5.97	3.64	2.51	78.91	23.89	55.02
სოხუმი	2.77	3.86	6.60	8.40	11.37	12.77	12.61	11.55	8.87	6.38	3.48	2.39	91.05	24.48	65.56
სენაკი	2.69	3.51	5.73	7.95	10.46	11.34	9.78	9.28	7.79	6.01	3.45	2.45	80.44	23.84	56.60
თბილისი	3.12	4.30	7.15	9.52	12.06	13.40	13.81	12.19	9.03	6.30	3.31	2.62	96.82	26.81	70.01
თელავი	2.99	3.88	6.59	8.78	11.38	12.91	12.98	11.46	8.71	6.05	3.55	2.81	92.09	25.87	66.21
წალკა	2.98	3.53	6.62	9.09	10.84	12.10	12.33	10.76	8.40	6.21	3.71	2.98	89.55	26.03	63.52

ΣB_g

სადგური	ოვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	-2.26	-2.17	-2.55	-2.56	-2.55	-2.61	-2.15	-2.39	-2.38	-2.90	-2.48	-2.10	-28.94	-14.3	-14.6
სოხუმი	-2.26	-2.35	-97	-266	-2.97	-2.99	-2.82	-3.18	-2.96	-3.27	-2.45	-2.10	-32.99	-15.4	-17.6
სენაკი	-2.11	-2.07	-42	-54	-2.65	-2.54	-2.37	-2.63	-2.59	-2.87	-2.19	-1.98	-28.85	-13.5	15.3
თბილისი	-2.22	-2.42	-2.93	-3.19	-3.22	-3.27	-3.61	-3.77	-3.27	-3.14	-2.33	-2.18	-35.53	-15.2	-20.3
თელავი	-2.58	-2.55	-2.76	-3.05	-3.22	-3.31	-3.59	-3.77	-3.32	-3.22	-2.59	-2.61	-36.57	-16.3	-20.3
წალკა	-2.61	-2.72	-3.15	-3.12	-3.11	-3.12	-3.19	-3.17	-3.05	-3.27	-2.74	-2.61	-35.96	-17.1	-18.9

ΣB

სადგური	ოვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	0.050	1.19	3.21	5.43	7.58	8.24	7.34	6.49	4.86	2.93	1.03	0.37	49.16	9.22	39.94

სოხუმი	0.46	1.47	3.59	5.69	8.32	9.69	9.71	8.31	5.88	3.05	0.97	0.25	57.38	9.78	47.60
სენაკი	0.58	1.45	3.31	5.41	7.82	8.79	7.41	6.65	5.20	3.23	1.27	0.47	51.59	10.30	41.68
თბილისი	0.90	1.88	4.22	6.3	8.84	10.13	10.19	8.42	4.76	3.17	1.00	0.45	61.29	11.31	49.68
თელავი	0.35	1.30	3.68	5.63	8.09	9.49	9.31	7.53	5.31	2.78	0.87	0.10	54.45	9.08	45.36
წაღკა	0.37	0.80	3.47	5.86	7.73	8.99	9.14	7.59	5.35	2.94	0.97	0.37	53.59	8.93	44.66

ΣA_k

სადგური	თვე												წელი	X-III	IV-IX
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
ანასეული	0.30	0.33	0.25	0.21	0.21	0.20	0.21	0.21	0.22	0.21	0.23	0.25	0.24	0.26	0.21
სოხუმი	0.28	0.26	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	0.24	0.24	0.25	0.23	0.25	0.22
სენაკი	0.27	0.26	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24	0.23	0.24	0.21
თბილისი	0.25	0.25	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.20	0.22	0.20	0.22	0.18
თელავი	0.33	0.34	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	0.25	0.23	0.26	0.21
წაღკა	0.46	0.51	0.37	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.28	0.36	0.29	0.37	0.21

როგორც ცხრ. 5.4-დან ჩანს, ΣB_g , ΣB_k და ΣB -ს სიდიდეები, 38 წლიანი პერიოდის ინფორმაციის გამოყენებით დადებითია მთელი წლის განმავლობაში, ხოლო [23]-ში მოკლექპერიოდის (1954-1965 წლები) რიგების ანალიზის შედეგად მიღებული დეკემბრის თვიური ჯამები - ΣB სოხუმში, თელავში და ანასეულში იყო უარყოფითი (-0.6, -0.2 და -0.1 კკალ/სმ², შესაბამისად), ხოლო თბილისისათვის (1957-1961 წლები) - დადებითი.

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამები მინიმალურია ანასეულსა და სენაკისთვის (49.2 და 51.6) და მაქსიმალურია თბილისისათვის - 61.3 კკალ/სმ², თელავში იგი შეადგენს 54.4 კკალ/სმ², ე.ი. საქართველოს ბარში განედური მიმართულებით დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ადგილი აქვს ΣB -ს სიდიდეების მატებას. ΣB -ს შედარებით მაღალი მნიშვნელობა სოხუმში (57.4 კკალ/სმ²) განპირობებულია მზის ნათების ხანგრძლივობის მატებით.

ეფექტური გამოსხივების (ΣB_g) თვიური და წლიური ჯამები, პირიქით, მაქსიმალურია აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში (მერყეობს 35.6-36.6 კკალ/სმ² ფარგლებში) და მინიმალურია შავი ზღვის სანაპიროზე (28.8-33.0 კკალ/სმ²). რადიაციული ბალანსისა და ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამების სიდიდეებში აღნიშნული განსხვავება განპირობებულია ამ რაიონების ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ჰავის პირობების (ღრუბლიანობის რეჟიმი, ატმოსფეროს ტენიანობა), აგრეთვე, ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური თვისებების განსხვავებით, რომელთა სინქრონული მოქმედების შედეგად ადგილი აქვს დასავლეთ საქართველოს ბარში ეფექტური გამოსხივების შემცირებას, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში - მის ზრდას. მიუხედავად იმისა, რომ აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ეფექტური გამოსხივება სჭარბობს დასავლეთ საქართველოს ბარში არსებულ შესაბამის სიდიდეებს. აქ ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ჯამების მრავალწლიური საშუალო სიდიდეები მეტია კოლხეთის დაბლობთან შედარებით (სოხუმის გამოკლებით), რაც მიუთითებს იმ რაიონში ქვეფენილი ზედაპირის ენერგეტიკული პოტენციალის მაღალ დონეზე. ეს მოვლენა განპირობებულია აღმოსავლეთ საქართველოში ღრუბლიანობის საერთო რაოდენობის შემცირების, და ამის შედეგად ქვეფენილი ზედაპირის მოკლე-

ტაღლიანი რადიაციული ბალანსის უპირატესი ზრდის ტენდენციით ეფექტური გამოსხივების ზრდასთან შედარებით.

ბალანსოგრაფის მონაცემების თანახმად 1957-1961 წლებში დღე-ღამეების რაოდენობა უარყოფითი ბალანსით დეკემბერში მერყეობდა 6-20-ის, იანვარში კი 3-15-ის ფარგლებში, ხოლო 1958 წლის დეკემბერში ΣB-ს სიდიდე აღმოჩნდა უარყოფითი და შეადგინა -0.2 კკალ/სმ². გრძელპერიოდის რიგების (38 წელი) ანალიზის საფუძველზე, როგორც აღინიშნა, თბილისში რადიაციული ბალანსის საშუალო თვიური მრავალწლიური ჯამი დეკემბერში აღმოჩნდა 0.5 კკალ/სმ²-ის ტოლი.

რადიაციული ბალანსის, ალბედოს, მოკლეტაღლიანი რადიაციისა და ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამების ცვლილების სიდიდეები დაკვირვების პერიოდის (1954-91 წწ) განმავლობაში მოცემულია ცხრ. 5.5-ში, ხოლო მისი პროცენტული მნიშვნელობები ცხრ. 5.6-ში.

დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე (სოხუმი, სენაკი) აღნიშნული პერიოდის განმავლობაში აღგილი ჰქონდა ქვეყნის ზედაპირის ალბედოს საშუალო წლიური სიდიდეების შემცირების ტენდენციას, ანასეულში კი იგი ფაქტიურად უცვლელი დარჩა. აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებზე ალბედოს საშუალო წლიური მნიშვნელობები გაიზარდა. შედარებით ინტენსიური ზრდა აღინიშნა თბილისში და წალკაში (ნახ. 5.1).

აღნიშნული პერიოდის განმავლობაში ალბედოს ცვლილებებში (აბსოლუტურ ერთეულებში ΔA·100) ანასეულისთვის აღინიშნა დადებითი და უარყოფითი გადახრების ურთიერთნივლიერება, სენაკისთვის წლის განმავლობაში, ივნისისა და ივლისის გარდა, ჭარბობს უარყოფითი, ივნის-ივლისში კი დადებითი გადახრები, რომელთა მაქსიმალურმა სიდიდემ შეადგინა, შესაბამისად, -2.3 და $+0.5\%$ (ნახ. 5.2)

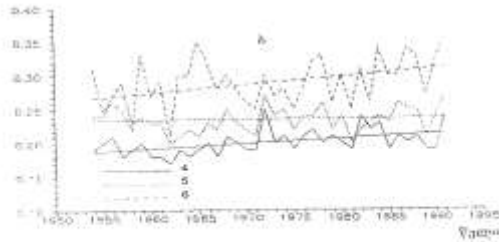
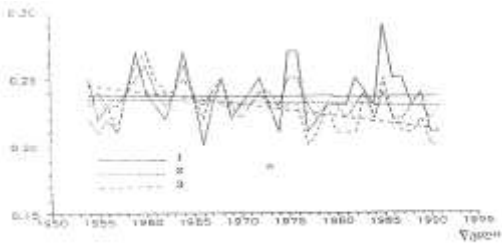
ცხრილი 5.5. მოკლეტალღიანი (Bk), გრძელტალღიანი (Bg) და რადიაციული ბალანსის (B) თვიური (სეზონური, წლიური) ჯამების (კალ/სმ²) და ალბედოს (A) საშუალო მნიშვნელობების ცველილება საშუალოდ 1 წლის მანძილზე, 1954-91 წლებში.

სადგური	თვე												წელი	ცივი სეზ.	თბილი სეზ.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Bk															
ანასეული	-0.043	-0.039	-0.075	-0.064	-0.097	-0.100	-0.124	-0.132	-0.046	-0.078	-0.044	-0.036	-0.876	-0.315	-0.562
სოხუმი	-0.004	-0.006	0.0012	0.0039	-0.007	-0.042	-0.032	-0.027	0.0002	-0.014	-0.025	-0.009	-0.161	-0.058	-0.103
სენაკი	-0.032	-0.027	-0.028	-0.066	-0.086	-0.111	-0.152	-0.116	-0.058	-0.055	-0.041	-0.024	-0.795	-0.207	-0.589
თბილისი	-0.022	-0.048	-0.035	-0.016	-0.07	-0.063	-0.044	-0.056	-0.017	-0.053	-0.029	-0.012	-0.465	-0.200	-0.265
თელავი	-0.021	-0.043	-0.047	-0.053	-0.073	-0.050	-0.086	-0.082	-0.017	-0.057	-0.033	-0.025	-0.586	-0.226	-0.360
წალკა	-0.008	-0.034	-0.014	-0.003	-0.015	0.0113	0.0056	-0.043	0.0199	-0.034	-0.009	-0.007	-0.129	-0.105	-0.024
Bg															
ანასეული	0.0292	0.0295	0.0286	0.0306	0.0564	0.04	0.0389	0.0557	0.0162	0.0414	0.0308	0.0298	0.4271	0.1893	0.2378
სოხუმი	0.0114	0.0137	0.0202	0.0166	0.0241	0.0245	0.0372	0.0418	0.0209	0.0311	0.0266	0.0157	0.2839	0.1187	0.1652
სენაკი	0.018	0.0113	0.0077	0.0213	0.036	0.0261	0.0356	0.0352	0.0092	0.028	0.0221	0.0142	0.2648	0.1014	0.1635
თბილისი	0.0004	0.0268	-0.003	-0.014	-0.010	-0.001	-0.036	-0.024	-0.029	0.0205	-0.002	-0.006	-0.077	0.0369	-0.114
თელავი	0.0028	0.022	0.0094	0.0081	0.0186	0.008	0.0181	0.0234	-0.016	0.0157	0.0046	-0.008	0.107	0.047	0.06
წალკა	-0.019	0.0079	-0.009	-0.008	0.0122	0.0027	0.0041	0.0079	-0.015	-0.0011	-0.017	-0.017	-0.049	-0.053	0.0044
B															
ანასეული	-0.014	-0.009	-0.047	-0.033	-0.040	-0.060	-0.085	-0.076	-0.030	-0.036	-0.013	-0.006	-0.449	-0.125	-0.324
სოხუმი	0.007	0.0073	0.0214	0.0205	0.0173	-0.018	0.0053	0.0153	0.0212	0.017	0.0018	0.0067	0.1231	0.0612	0.0619
სენაკი	-0.014	-0.016	-0.020	-0.045	-0.050	-0.085	-0.116	-0.081	-0.048	-0.027	-0.019	-0.010	-0.531	-0.105	-0.425
თბილისი	-0.022	-0.021	-0.038	-0.030	-0.081	-0.064	-0.079	-0.080	-0.046	-0.032	-0.031	-0.018	-0.542	-0.163	-0.380
თელავი	-0.013	-0.019	-0.024	-0.035	-0.047	-0.031	-0.060	-0.041	-0.024	-0.036	-0.020	-0.021	-0.371	-0.133	-0.238
წალკა	-0.026	-0.026	-0.022	-0.010	-0.003	0.014	0.0097	-0.035	0.005	-0.033	-0.026	-0.025	-0.178	-0.158	-0.020
A															
ანასეული	0.0001	-0.002	0.0001	0.0003	0.0004	0.0005	0.0005	0.0002	0	0	0.0002	-2e-4	0	-3e-4	0.0003
სოხუმი	0.0006	0	-0.001	-0.001	-0.001	0	0.0002	0.0003	0.0003	-1e-4	-3e-4	-1e-4	-1e-4	-1e-4	-1e-4
სენაკი	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	0	-1e-4	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.002	-0.001	-0.001	-0.001
თბილისი	0.002	0.0039	0.0014	0.0006	0.0005	0.0005	0.0003	0.0003	0.0002	-1e-4	-2e-4	0.0002	0.0008	0.0012	0.0004
თელავი	0.0015	0.0028	0.0004	0	-0.001	-0.001	-4e-4	-4e-4	-0.001	-0.001	-0.001	-1e-4	0.0001	0.0006	-4e-4
წალკა	0.0022	0.0052	0.0017	-0.001	0.0003	0.0003	0	0.0007	0.0006	0.001	0.0018	0.001	0.0012	0.0022	0.0002

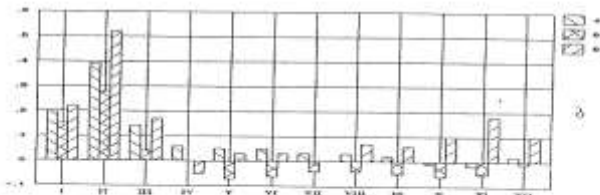
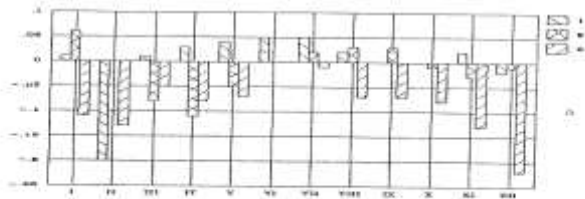
ცხრილი 5.6.

მოკლეტალღიანი (Bk), გრძელტალღიანი (Bg) და რადიაციული ბალანსის (B) თვიური (სეზონური, წლიური) ჯამების (კალ/სმ²) და ალბედოს (A) საშუალო მნიშვნელობების ცვლილება 38 წლის მანძილზე, (1954-91 წწ) %-ში.

სადგური	ოქტ												წელი	კვივი სეზ.	თბილი სეზ.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Bk															
ანასეული	- 61.1	- 43.7	- 49.3	- 30.1	-36	- 34.8	- 49.1	- 55.9	- 24.1	- 49.5	- 47.1	-53.9	-42.2	-50	-38.8
სოხუმი	-6	-5.9	0.7	1.8	-2.3	- 12.6	-9.6	-8.7	0.1	-8.4	- 27.1	-14.3	-6.7	-8.5	-6
სენაკი	- 44.8	- 29.4	- 19.2	- 31.6	-31	- 37.1	-59	- 47.6	-28	- 34.8	-45	-36.9	-37.6	-33.1	-39.5
თბილისი	1	- 12.4	3.4	14.7	-3	0.5	6.6	0.4	12.2	- 14.5	- 16.2	3	1.6	-6.1	4.5
თელავი	- 26.9	- 42.3	- 26.8	-23	- 24.2	- 14.6	- 25.1	- 27.1	-7.3	- 35.9	- 35.3	-33.5	-24.2	-33.2	-20.6
წალკა	-7.9	- 36.4	-4	-0.3	-4.2	4.9	1.7	- 15.3	4.8	- 25.1	-8.8	-9.1	-5.4	-15.2	-1.4
Bg															
ანასეული	- 52.6	- 51.7	- 42.6	- 45.4	-84	- 58.2	- 68.8	- 88.6	- 25.9	- 54.2	- 47.2	-53.9	-56.1	-50.3	-61.7
სოხუმი	- 19.2	- 22.2	- 25.8	- 23.7	- 30.8	- 31.1	- 50.1	- 49.9	- 26.8	- 36.1	- 41.3	-28.4	-32.7	-29.3	-35.7
სენაკი	- 32.4	- 20.7	- 12.1	- 31.9	- 51.6	-39	- 57.1	- 50.9	- 13.5	- 38.3	- 38.3	-27.3	-34.9	-28.5	-40.6
თბილისი	-0.7	- 42.1	4	17	12.3	0.8	37.7	24.5	33.4	- 24.8	3.3	9.8	8.3	-9.2	21.4
თელავი	-4.1	- 32.8	- 12.9	- 10.1	-22	-9.2	- 19.2	- 23.6	18.5	- 18.5	-6.7	10.9	-11.1	-11	-11.3
წალკა	27.5	-11	10.4	9	- 14.9	-3.3	-4.9	-9.5	18.6	-1.3	23.6	25.2	5.1	11.8	-0.9
B															
ანასეული	- 61.6	- 19.2	- 48.7	- 18.8	- 15.5	- 23.8	- 40.3	- 40.5	- 20.7	-32	- 38.4	-16.4	-29	-37.9	-26.9
სოხუმი	95.8	30	27	17	11.4	-2.9	5	9.5	15.7	28.2	28.6	174.8	12.7	35	8.1
სენაკი	- 89.8	- 41.7	- 24.3	- 31.5	-24	- 36.6	- 59.6	- 46.3	- 35.3	- 31.9	- 56.3	-77.6	-39.1	-39.2	-39.1
თბილისი	4.6	25.9	2.9	13.5	-8.6	0.3	-4.4	- 10.4	0.1	-4.2	- 61.2	-29.6	-2.3	-1.9	-2.4
თელავი	- 140	- 56.1	-25	- 23.5	- 21.9	- 12.5	- 24.6	- 20.8	-17	- 48.5	- 88.2	-809	-25.9	-55.8	-19.9
წალკა	- 258	-123	-17	-5.4	0.1	7.7	4	- 17.7	-3.1	- 51.8	-101	-251	-12.5	-66.7	-1.7
A															
ანასეული	1.3	-23	1.5	5.4	7.2	9.5	9	3.6	0	0	3.3	-3	0	-4.4	5.4
სოხუმი	8.1	0	- 13.8	- 19.9	-9	0	3.6	5.2	5	-1.6	-4.8	-1.5	-1.7	-1.5	-1.7
სენაკი	- 15.5	-19	-8.6	- 14.5	- 12.7	0	-1.8	- 12.1	- 12.1	- 13.2	- 21.5	-34.8	-13.2	-19	-9
თბილისი	30.4	59.3	28	12	10	10.6	6.3	6.3	4	-1.9	-3.8	3.5	15.2	20.7	8.4
თელავი	17.3	31.3	6.6	0	- 12.7	- 11.4	-7.6	-7.2	-9	- 10.9	-9	-1.5	1.7	8.8	-7.2
წალკა	18.2	38.7	17.5	-9.5	5.4	5.4	0	12.7	10.9	17.3	24.4	10.6	15.7	22.6	3.6



ნახ. 5.1. აღბედის ცვლილება დაბადების (ა) და იქნის —
საქართველოში 1954-1991 წლებში
(1-სახელის, 2-სახელის, 3-სახელის, 4-სახელის,
5-სახელის, 6-სახელის)



ნახ. 5.2. აღბედის ცვლილება აბსოლუტურ ერთეულებში
(ΔA-100) თვეების მიხედვით 1954-1991 წლებში დასაქმების
(ა) და აღმოსავლეთი (ბ) საქართველოში
(1-სახელის, 2-სახელის, 3-სახელის, 4-სახელის, 5-სახელის,
6-სახელის)

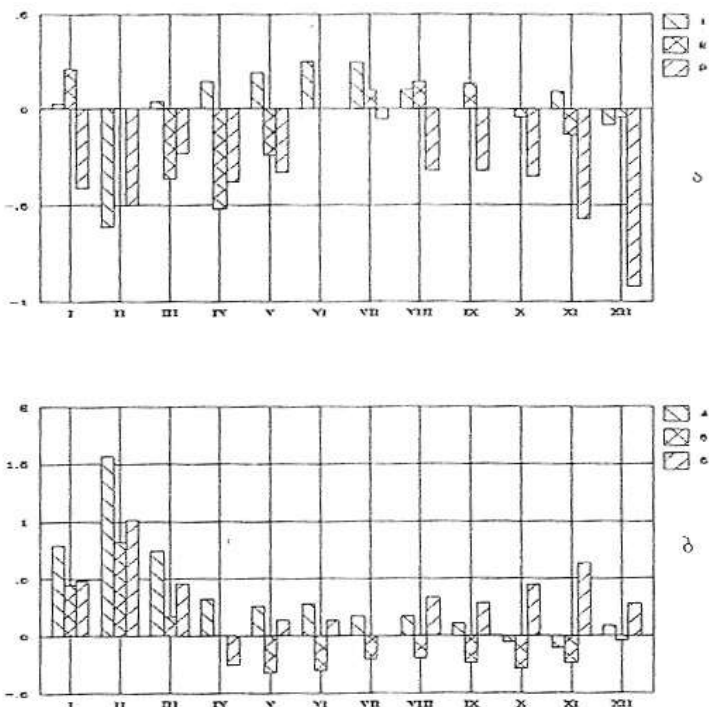
წალკისთვის აღბედის ვარიაციებში წლის განმავლობაში
(აპრილის გარდა) ჭარბობს დადებითი გადახრები აბსო-

ლუტური მაქსიმუმით თებერვალში (+5.2%), აპრილში კი უარყოფითი გადახრის სიდიდემ შეადგინა -0.4%. თბილისისთვის იანვარ-სექტემბერში და დეკემბერში გადახრები დადებითია, დანარჩენი თვეების (X, XI) კი - უარყოფითი. დადებითი გადახრების მაქსიმალურმა სიდიდემ შეადგინა 3.8%, უარყოფითი გასახრებისამ კი -0.2%. თელავში გადახრები დადებითია სამი თვის (I, II, III) განმავლობაში, ხოლო დანარჩენი ცხრა თვისათვის იგი უარყოფითია. დადებითი გადახრების აბსოლუტური სიდიდეები გაცილებით მეტია უარყოფითი გადახრების აბსოლუტურ სიდიდეებზე, რომელთა მაქსიმუმი არ აღემატება -0.6%-ს (ნახ. 5.2).

აღბედოს ცვლილება ფარდობით ერთეულებში $\Delta A \cdot 100\%$ საშუალოდ 1 წლის მანძილზე განსახილველი პერიოდის განმავლობაში (1954-91 წწ) ანასეულში თებერვალში, ოქტომბერში და ნოემბერში იყო უარყოფითი, დანარჩენ თვეებში კი დადებითი (ნახ. 5.3). უარყოფითი გადახრების მაქსიმუმმა შეადგინა - 5.3% (II), დადებითი გადახრებისამ კი - 0.35% (VI). სოხუმი ოთხი თვის (I, VII, VIII, IX) განმავლობაში აღინიშნა დადებითი, დანარჩენი რვა თვისათვის კი უარყოფითი გადახრები: პირველ შემთხვევაში გადახრის აბსოლუტურმა მაქსიმუმმა შეადგინა 3.4% (I), მეორე შემთხვევაში კი -5.1% (IV). თბილისში ათი თვის განმავლობაში (I-X, XII) ადგილი აქვს აღბედოს ცვლილების დადებით ტენდენციას, რომლის მაქსიმუმი ფარდობით ერთეულებში თებერვალში შეადგენს 1.6%-ს, ოქტომბერში და ნოემბერში ადგილი აქვს უმნიშვნელო უარყოფით გადახრებს (-0.1-0.2%) აღბედოს დადებითი გადახრები აღინიშნა იანვარში, თებერვალში და მარტში თელავშიც, მაქსიმუმით თებერვალში (1.6%). წელიწადის დანარჩენ თვეებში კი, უარყოფითი გადახრები მინიმუმით მაისში, ივნისში და ოქტომბერში (0.3%).

წალკაში ადგილი ჰქონდა აღბედოს ცვლილების დადებით ტენდენციას ათი თვის განმავლობაში (I-III, V-VI, VIII-XII), რომლის მაქსიმუმმა თებერვალში შეადგინა 1.6% (I-X, XII), აპრილში იქ აღინიშნა აღბედოს ცვლილების უარყოფითი, ივლისში კი - ნულოვანი ტენდენცია. უარყოფითი გადახრის მინიმუმმა აპრილში შეადგინა - 0.25% წელიწადში (ნახ. 5.3). მოკლევადიანი რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების (ΣBk) ცვლილებების ტენდენცია (ნახ.5.4) დასავლეთ

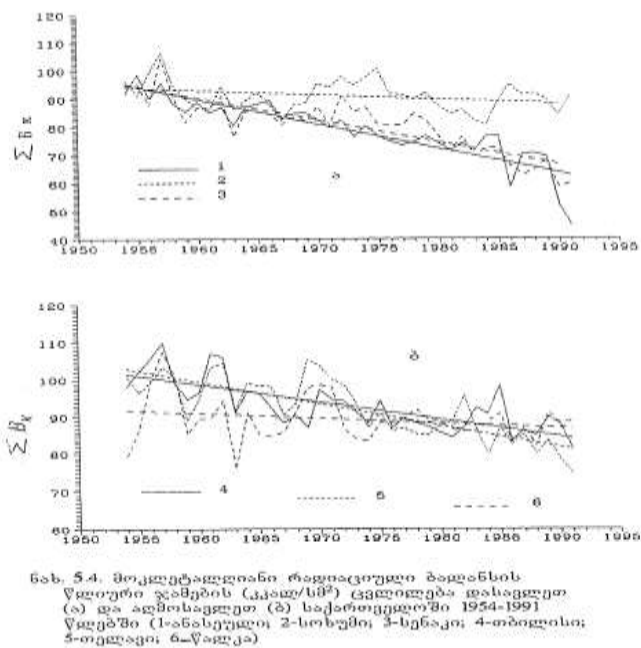
საქართველოს სადგურებზე უარყოფითია. აღნიშნულ პერიოდში წლიური ჯამების ინტენსიური შემცირება აღინიშნა ანასეულსა და სენაკში (საშუალოდ 30.0 კკალ/სმ²), სოხუმში ΣBk-ს სიდიდე შემცირდა დაახლოებით 6.0 კკალ/სმ²-ით.



ნახ. 5.3. აღბედოს ცვლილება ფარდობით ერთეულებში
 $(\frac{\Delta A}{A} \cdot 100)$ თვეების მიხედვით 1954-1991 წლებში დასავლეთ
 (ა) და აღმოსავლეთ (ბ) საქართველოში
 (1-ანასეული; 2-სოხუმი; 3-სენაკი; 4-თბილისი; 5-თელავი;
 6-წალკა)

ΣBk-ს (წლიური ჯამების) შემცირების ტენდენცია აღინიშნა აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებზეც: თბილისში და თელავში იგი შემცირდა 20 კკალ/სმ²-ით, სამხრეთ საქართველოში (სადგური წალკა) ΣBk-ს სიდიდე შემცირდა 5.0

კკალ/სმ²-ით. თბილისში, თელავსა და წალკაში მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების შემცირება ძირითადად განპირობებულია ამ სადგურებზე ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოს ცვლილების დადებითი ტენდენციებით; რაც შეეხება ანასეულს, სოხუმს და სენაკს, ამ სადგურებზე ΣBk-ს შემცირების ტენდენცია. მიუხედავად ალბედოს შესამჩნევი შემცირებისა სენაკში და უმნიშვნელო ცვლილებებისა ანასეულში და სოხუმში, განპირობებულია არა ქვეფენილი ზედაპირიდან არეკლილი რადიაციის წლიური ჯამების ზრდით, არამედ მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის მეორე მდგენელის – ჯამური რადიაციის შესაბამისი ცვლილებებით (შემცირებით) ღრუბლიანობის ცვლილებების შემცირების გავლენის შედეგად.

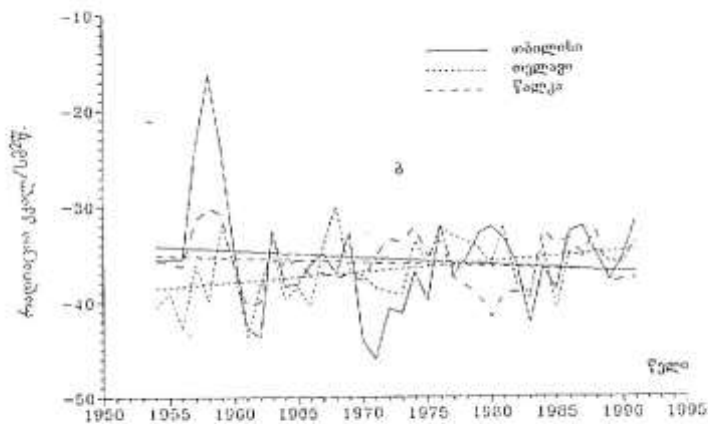
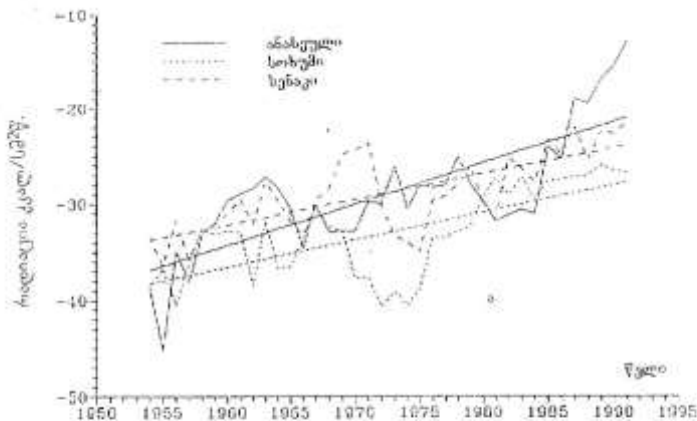


ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის სეზონური ჯამები წელიწადის თბილი (IV-IX) და ცივი (X-III) პერიოდებისათვის ძირითადად განიცდიდნენ შემ-

ცირებას (თბილისის გარდა, რომლისთვისაც თბილ პერიოდში აღინიშნა დადებითი ტენდენცია – 0.083 კკალ/სმ² წელი). ჯამების შემცირების ინტენსივობა მეტია თბილი პერიოდისათვის ცივ პერიოდთან შედარებით ყველა სადგურზე, გარდა წალკისა, რომლისთვისაც ადგილი აქვს შებრუნებულ მოვლენას. იგი განპირობებულია ამ სადგურზე ცივ პერიოდში სეზონური თოვლის საფარის მეტი ხანგრძლივობით (სხვა სადგურებთან შედარებით) და ალბედოს მაღალი მნიშვნელობით. თბილისისათვის სეზონური ჯამების ცვლილების დადებითი ტენდენცია განპირობებულია ქვეყნილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამების ცვლილების დადებითი ტენდენციებით (IV, VI, VII, VIII, IX). მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამები (ΣBk) უარყოფითია შემთხვევების დიდი უმრავლესობისათვის, რამაც განაპირობა წლიური და სეზონური ჯამების ცვლილებების ანალოგიური ტენდენციები. ΣBk-ს ცვლილებების დადებითი ტენდენცია აღინიშნა ზოგიერთ თვეში სოხუმში (III, IV), წალკაში, (VI, VII, IX), თბილისში (IV, VI, VII, VIII, IX), ნულოვანი ტენდენცია დაფიქსირდა სოხუმში (X).

გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების (ΣBg) ცვლილების ტენდენცია დასავლეთ საქართველოს სადგურებისათვის (ანასეული, სოხუმი, სენაკი) უარყოფითია. აღნიშნული პერიოდის განმავლობაში ΣBg მაქსიმალურად (15.0 კკალ/სმ²) შემცირდა ანასეულში, სოხუმში და სენაკში ΣBg-ს ვარდნის სიდიდემ შეადგინა შესაბამისად 10.0 და 9.0 კკალ/სმ² (ნახ.5.5).

აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებზე ΣBg-ს საუკუნეობრივ სვლას თბილისში და წალკაში აქვს დადებითი, თელავში კი უარყოფითი ტენდენცია. ამასთანავე, მისი ცვლილებების დიაპაზონი ორივე შემთხვევისათვის გაცილებით ნაკლებია დასავლეთ საქართველოსთვის დაფიქსირებულ ΣBg-ს ცვლილებების დიაპაზონთან შედარებით. აღნიშნულ პერიოდში ΣBg-მ საშუალოდ მოიმატა თბილისში 2.0 კკალ/სმ²-ით, თელავში კი შემცირდა 4% კკალ/სმ²-ით (ნახ.5.5).



სურ. 3.5
გრაფიკულიადაა რეგისტრირებული ბალანსის წლიური ჯამების
ცვლილება 1954 - 1991 წლებში
ა) ანასეული საქართველო
ბ) თბილისი, თსკალტუბო, ვალკა

გრძელტალღიანი რადიაციის ბალანსის წლიური ჯამების (ΣBg) ცვლილების ინტენსივობამ დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე შესაბამისად შეადგინა ანასეულში 0.427, სოხუმში 0.284, სენაკში 0.265 კკალ/სმ² წელი, აღმოსავლეთ საქართველოში თბილისისა და ვალკაში, შესაბამისად, -0.077 და -0.049

კკალ/სმ²წელი, ხოლო თელავში – 0.107 კკალ/სმ² წელი. აღსანიშნავია, რომ დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე წლიური და სეზონური (თბილი, ცივი პერიოდები) ჯამების ცვლილების ინტენსივობის ტენდენციებს აქვთ ერთი მიმართულება, აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურ თელავშიც აღნიშნულია ანალოგიური მოვლენა, მაშინ, როდესაც თბილისში და წალკაში სეზონური ჯამების ცვლილების ინტენსივობის ტენდენციები თბილი და ცივი პერიოდისათვის არის ურთიერთსაწინააღმდეგო.

რადიაციული ბალანსი განსაზღვრავს ქვეფენილი ზედაპირის ენერგეტიკულ პოტენციალს, და მისი ცვლილებების სიდიდის და ტენდენციის დადგენას ჰავის ცვლილების შესწავლის თვალსაზრისით აქვს განსაკუთრებული მნიშვნელობა. აღნიშნული პერიოდის განმავლობაში სენაკსა და ანასეულში ადგილი ჰქონდა რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების (ΣB) შემცირებას, შესაბამისად, 20.0 და 13.0 კკალ/სმ²-ით, სოხუმში კი ზრდას 8.0 კკალ/სმ²-ით, აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებზე – თბილისში, თელავში და წალკაში, ΣB-ს სიდიდეები, შესაბამისად, შემცირდა 20.0, 14.0 და 7.0 კკალ/სმ²-ით (ნახ. 5.6.).

ამრიგად განხილულ სადგურებზე (სოხუმის გარდა) როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების ცვლილებების მიმართულება ემთხვევა ერთმანეთს: ადგილი აქვს ΣB-ს შემცირებას, სოხუმში ΣB იზრდება. წლიური ჯამების შემცირების ინტენსივობა (კკალ/სმ²წელი) მაქსიმალურია სენაკისათვის (0.531), მინიმალურია თბილისისათვის (-0.037). სოხუმში ΣB-ს ზრდის ინტენსივობა წელიწადში შეადგენს 0.191 კკალ/სმ²-ს. წელიწადის თბილი პერიოდისათვის სეზონური ჯამების ცვლილების ინტენსივობა აღემატება ცივი პერიოდისათვის მიღებულ ანალოგიურ სიდიდეებს ანასეულისათვის 3-ჯერ, სენაკისათვის 4-ჯერ, თბილისისათვის 5-ჯერ, თელავისათვის 2-ჯერ, წალკისთვის 1.3-ჯერ.

1954-1991 წლების განმავლობაში, მოღრუბულობის საშუალო პირობებში, საქართველოში ადგილი ჰქონდა ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების შემცირებას. დასავლეთ საქართველოში ჯამების მაქსიმალური შემცირება აღინიშნა ანასეულსა და სენაკში, მინიმალური – სოხუმში: აღმოსავლეთ საქართველოში ჯამების მაქსიმალური შემცირება აღინიშნა თელავსა და თბილისში, მინიმალური წალკაში.

აღნიშნულ პერიოდში გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის (ეფექტური გამოსხივება) წლიური ჯამები შემცირდა დასავლეთ საქართველოში სამივე სადგურზე (ანასეული, სენაკი, სოხუმი) – მაქსიმალური შემცირება აღინიშნა ანასეულში. აღმოსავლეთ საქართველოში სადგურებზე თბილისი და თელავი ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამები უმნიშვნელოდ გაიზარდა, წალკაში კი ასევე უმნიშვნელოდ შემცირდა.

ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის (მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის და ეფექტური გამოსხივების ჯამი) წლიური ჯამების სიდიდე აღმოსავლეთ საქართველოს სამივე სადგურებზე შემცირდა (მაქსიმალურად თბილისში, მინიმალურად წალკაში). დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე აღინიშნა რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების ცვლილების ურთიერთსაწინააღმდეგო ტენდენციები: სოხუმში ზრდა, სენაკში და ანასეულში შემცირება. რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების ცვლილების აღნიშნული ტენდენციები განაპირობა მისი კომპონენტების მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის და ეფექტური გამოსხივების აბსოლუტურმა სიდიდეებმა და ტენდენციებმა. აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურებისთვის რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების სიდიდეების და ცვლილებების ტენდენციების ფორმირებაში მთავარი როლი ითამაშა მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის სიდიდეებმა (ეფექტური გამოსხივება შეიცვალა უმნიშვნელოდ) და ცვლილების ტენდენციებმა (შემცირებამ), რასაც მოყვა რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების შემცირება სამივე სადგურზე. დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე (სენაკი და ანასეული) მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების შემცირების სიდიდე და შემცი-

რების ტენდენცია ძირითადად განსაზღვრა გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის (ეფექტური გამოსხივების) ცვლილების სიდიდემ და ზრდის ტენდენციამ, რის შედეგად რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამები განსახილველი პერიოდის განმავლობაში საგრძნობლად დაეცა. სოხუმში კი აღნიშნულ პერიოდში მოკლელტალღიანი რადიაციული ბალანსი უმნიშვნელოდ შემცირდა, გრძელტალღიანი კი – მნიშვნელოვნად. ამან განაპირობა ქვეყნილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების ზრდის ტენდენცია.

მოკლელტალღიანი რადიაციული ბალანსის სიდიდების ფორმირებაზე და ცვლილებების ტენდენციებზე გარკვეული როლი ითამაშა ქვეყნილი ზედაპირის საშუალო წლიური ალბედოს ცვლილებების ტენდენციებმა. დასავლეთ საქართველოს სადგურებზე: ანასეული და სოხუმი, 1954-1991 წლების განმავლობაში აღვილი ჰქონდა ალბედოს უმნიშვნელო ზრდას, სენაკში კი – საგრძნობ შემცირებას, მაშინ როდესაც აღმოსავლეთ საქართველოს სამივე სადგურზე აღინიშნა ალბედოს ზრდის ტენდენციები მაქსიმუმით წალკაში და მინიმუმით თელავში.

ლიტერატურა

1. Кондратьев К.Я. Радиационный баланс Земли, аэрозоль и облака. М., 1983.
2. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Энергоактивные зоны северной Атлантики, как проявление межгодовой изменчивости радиационного баланса. «Исследование Земли из космоса», 1984.
3. Кондратьев К.Я. Современный этап Радиационных исследований. Радиационная климатология и прикладные аспекты актинометрии. Иркутск, 1984.
4. Мосидзе Ш.В. Годовой ход прозрачности атмосферы в Тбилиси по актинометрическим наблюдениям 1914-1915 гг. Метеорологический вестник, №12, 1927.
5. Батыгина А.И. Фактор мутности земной поверхности для некоторых пунктов СССР, Тр. ГГО, т.1, 1934.
6. Цуцкиридзе Я.А. Наблюдения над рассеянной радиацией в Тбилиси 19 июня 1936г. во время затмения Солнца. «Техника და შრომა», №3, Тбилиსი, 1937.

7. Мосидзе Ш.В., Рухадзе П.А., Чхаидзе Ш.М., Векуа Л.В. Актинометрическая характеристика курортов Бахмаро, Шови, Сухуми, Абастумани, Ликани. Тр. ГГО, вып. 1(63), 1947.
8. Цуцкиридзе Я.А. Напряжение рассеянной радиации в Тбилиси. Тр. местных обсерваторий, вып. 1, 1947.
9. Берлянд Т.Г. Годовой ход суммарной радиации по данным фактических наблюдений. Тр. ГГО, вып. 48(110), 1954.
10. Кондратьев К.Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеиздат, Л., 1954.
11. Мосидзе Ш.В. Радиационный и тепловой баланс Тбилиси и его окрестностей. Тр. ТбилНИГМИ, вып.1, 1956.
12. Радиационный баланс деятельности поверхности и методика его обработки. Тр. ГГО, вып.61, 1956.
13. Мосидзе Ш.В. Радиационный и тепловой баланс Сухуми и его окрестностей. Тр. ТбилНИГМИ, вып.2, 1957.
14. Мосидзе Ш.В. Радиационный в условиях высокогорной зоны Казбеги. Тр. ТбилНИГМИ, вып.7, 1961.
15. Цуцкиридзе Я.А. Суммарная радиация в Тбилиси. Тр. ТбилНИГМИ, вып.2, 1957.
16. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный баланс под культурой чая в районе Анасеули. Тр. ТбилНИГМИ, вып.2, 1957.
17. Цуцкиридзе Я.А. Режим солнечной радиации в Тбилиси. Тр. ТбилНИГМИ, вып.2, 1957.
18. Цуцкиридзе Я.А. Альbedo некоторых культурных растений и других естественных поверхностей. Тр. ТбилНИГМИ, вып.8, 1961.
19. Цуцкиридзе Я.А. Радиационные факторы климата Грузии. Тр. ТбилНИГМИ, вып.10, 1962.
20. Цуцкиридзе Я.А. Солнечный кадастр Грузии. Тр. ТбилНИИГМИ, вып.12, 1963.
21. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный баланс территории Закавказья. Тр. ТбилНИГМИ, вып.15(21), 1964.
22. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный баланс зоны вечных снегов и ледников Центральной части Большого Кавказа. Тр. ТбилНИГМИ, вып.20, 1966.
23. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный и термический режимы территории Грузии. Гидрометеиздат, Л., 1967.
24. Таварткиладзе К.А. О формуле для вычисления эффективного излучения. Сообщ. АНГССР. т. XXXIII, 1963.

- 25.Таварткиладзе К.А. Учет влияния высоты местности при вычислении эффективного излучения. Тр. ЗакНИГМИ, вып.35, 1970.
- 26.Таварткиладзе К.А., Гвасалия Н.В. Прозрачность атмосферы и её зависимость от ветра в условиях Тбилиси. Сообщ. АНГССР. т.73, №3, 1974.
- 27.Давитая Ф.Ф., Таварткиладзе К.А. Проблема борьбы с градобитием и морозами в субтропиках и другими стихийными бедствиями. «Мецниереба», Тбилиси, 1982.
- 28.Котария А.Ф. К вопросу о климатическом расчете суммарной радиации в условиях пересеченного рельефа Грузии. Сообщ. АНГССР. т.26, №2, 1961.
- 29.Котария А.Ф. К вопросу о распределении эффективного излучения на территории Грузии. Тр. ТГУ, т.231, Тбилиси, 1964.
- 30.Гвасалия Н.В. Тепловой баланс Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1986.
- 31.Самукашвили Р.Д. Суммарная радиация на территории Кавказа. Тр. ВГИ, вып. 43, 1979.
- 32.Самукашвили Р.Д. Эффективное излучение и радиационный баланс на территории Кавказа. Тр. ВГИ, вып. 46, 1980.
- 33.Самукашвили Р.Д. Рассеянная радиация на Кавказе. Тр. ВГИ, вып. 46, 1980.
- 34.Асланикашвили Н.А. Вековой ход интенсивности прямой солнечной радиации. В кн. «Актинометрия и оптика атмосферы». Л., Гидрометеиздат, 1969.
- 35.Асланикашвили Н.А. О вековом ходе солнечной радиации в Тбилиси. Тр. ЗакНИГМИ, вып.35, Л., 1970.
- 36.Шенгелия И.А. Моделирование спектрального радиационного поля на территории Западной Грузии. Сообщ. АНГССР, вып. 130, №1, 1988.
- 37.Шенгелия И.А. Распределение фотосинтетически активной радиации (ФАР) на территории Западной Грузии. Тр. ЗакНИИ, вып.90(97), 1990.
- 38.Гагуа В.П. К вопросу расчета спектральной рассеянной радиации на территории Грузии. Тр. ЗакНИИ, вып.54(60), 1977.
- 39.Долидзе Д.Ш. Фотосинтетически активная радиация (ФАР) в условиях Анасеули. Субтропические культуры, №5(133), 1974.

40. კ.თავართქიდაძე, ი.შენგელია. ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა. თბილისი, 1999.
41. Справочник по климату СССР, вып.14. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияниею Л., Гидрометеиздат, 1968.
42. Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Э.В. Возобновляемые энергоресурсы Грузии. Л., Гидрометеиздат, 1987.
43. Пивоварова З. И. Многолетние изменения интенсивности солнечной радиации по наблюдениям актинометрических станций. Тр. ГГО, вып. 223, 1968. ллю
44. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР. Гидрометеиздат, Л., 1967.
45. Murinova G., Ostrozlik M. Variations of air temperature in the Tatra Mountains and the possible connection with geomagnetic activity. Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences. Series of Meteorology, v.10, Bratislava, 1990.
46. Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. Гидрометеиздат, Л., 1967.
47. Powell I. Change in amounts of sunshine in British Columbia, 1901-1960. – Quart, J. Roy. Meteor. Soc., v.91, №387, 1965.
48. Берлянд Т.Г. О вековом ходе продолжительности солнечного сияния на территории Великих равнин США. Тр. ГГО, вып.365, 1976.
49. Shmidt T., Koopen K., Shmidt F. On climate variations in Indonesia. Verh. №41, Kometerian perhuburgan Djawadan Meteorologidan Geophisik. Djakarta, 1951.
50. Будыко М.И., Дроздов О.А. О применении осреднения в климатических исследованиях. Метеорология и гидрология, №10, 1966.
51. Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Что следует называть климатологическими нормами? Изв. АН СССР, сер. геогр., №1, 1966.

თავი 6.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველი და მისი ცვალებადობა საქართველოში

ბუნება, რომელიც ცალკეული კომპონენტებისაგან შედგება, წარმოადგენს ერთ მთლიან სისტემას, სადაც ურთულეს ფიზიკურ, ქიმიურ და ბიოლოგიურ პროცესებს მზე-ატმოსფერო-დედამიწის ენერგეტიკული მდგომარეობა განაპირობებს. მის კომპონენტებს შორის (რელიეფი, კლიმატი, წყალი, ნიადაგი, მცენარეული საფარი და ცხოველთა სამყარო) მჭიდრო ურთიერთკავშირები არსებობს. ერთის შეცვლა იწვევს მეორის შეცვლას, მეორის შეცვლა გავლენას ახდენს სხვებზე და ა.შ. მაგალითად, ჰავის ცვლილებას, რომლისთვისაც ათეული წლებიც საკმარისია, მოსდევს წყლის ბალანსის შეცვლა, შემდეგ ფლორისა და ა.შ. აღსანიშნავია, რომ ნიადაგის ბუნებრივ ცვლილებას ათასეული წლები ესაჭიროება, მაშინ როცა ანთროპოგენური ფაქტორების შედეგად შესაძლებელია მისი ფიზიკური თვისებების, პირველყოფლისა ტემპერატურული ველის მკვეთრი ცვლილება დროის მოკლე პერიოდში. ეს კი, თავის მხრივ გავლენას მოახდენს მთელ რიგ ატმოსფერულ პროცესებზე [1,9].

საქართველოს ჰავის ცვლილების ენერგო-ბალანსური მოდელის შექმნისათვის, ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი წინაპირობაა ქვეფენილი ზედაპირის, კერძოდ, მისი ყველაზე მგრძნობიარე ფენის – ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველის შესწავლა. ამ საკითხს ეძღვნება წინამდებარე თავი, რომლის მიზანია საქართველოში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე მრავალწლიურ დაკვირვებათა მონაცემების სრულყოფილი ანალიზი, ქვეფენილი ზედაპირის თერმული რეჟიმის დადგენა, მისი ცვლილების განსაზღვრა უკანასკნელ ათწლეულებში და მონაცემთა ბაზის შექმნა, რომელიც შემდგომში ენერგო-ბალანსური მოდელის ასაგებად იქნება გამოყენებული.

6.1. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველის რეჟიმი საქართველოში

საქართველოში ნიადაგის ტემპერატურული რეჟიმის შესწავლისადმი მიძღვნილი გამოკვლევები საკმაოდ მცირერიცხოვანია, მათ შორის მნიშვნელოვანია შ. გაგაშელის საქართველოს, და განსაკუთრებით, კოლხეთის დაბლობის ნიადაგების თერმული რეჟიმის გამოკვლევა [10,11] და, აგრეთვე, მ.

კორძაძის ნაშრომი “საქართველოს ჰავა” [2]. 1960 წლამდე მონაცემებით, მთელი საქართველოსათვის, შედგენილია ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის განაწილების რამოდენიმე რუკა აპრილის, ივლისისა და ოქტომბრის თვეებისათვის [12]. რაც შეეხება ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის დროში ცვლილებას, იგი დღემდე თითქმის შეუსწავლელია.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა იზომება ნიადაგის ვერცხლისწყლის თერმომეტრით, რომელიც თავსდება ჰორიზონტალურად ისე, რომ მისი რეზერვუარი ნახევრად ჩაფლულ მდგომარეობაშია ნიადაგის სწორ, მოშიშვლებულ (მცენარეებისაგან თავისუფალ) ზედაპირზე. დღისით, მოწმენდილი ცის პირობებში, თერმომეტრის რეზერვუარი ენერგიას ღებულობს უშუალოდ მზისგან. რადგან ნიადაგისა და რეზერვუარის შთანთქმის უნარი სხვადასხვაა, ფაქტიურ და გაზომილ ტემპერატურებს შორის მნიშვნელოვანი განსხვავება მიიღება [13].

ნიადაგის ტემპერატურის გასაზომად, მინის რეზერვუარიანი თერმომეტრებისაგან განსხვავებით, გაცილებით ზუსტია ელექტრული თერმომეტრები. მაგრამ, ასეთი თერმომეტრები მხოლოდ ბოლო პერიოდში დაინერგა ჰიდრომეტქსელში და მათი მონაცემები კლიმატის ცვლილების შეფასებისას შეიძლება გამოვიყენოთ მხოლოდ რეზერვუარიანი თერმომეტრების გაზომვის სიზუსტის შესაფასებლად. ასეთი შეფასებების შედეგად [13-17] დადგინდა, რომ დღისით, განსაკუთრებით მოწმენდილი ცის შემთხვევაში, გაზომვის ცდომილებამ რამდენიმე გრადუსს შეიძლება მიაღწიოს. რეზერვუარიანი თერმომეტრები უდრუბლო ცის დროს, დღისით ფაქტიურად შედარებით ნაკლებ ტემპერატურას უჩვენებენ. 1958 წელს, თბილისის ობსერვატორიის მეტეოროლოგიურ მოედანზე ნიადაგის ზედაპირის მინის რეზერვუარიანი თერმომეტრები შედარებულ იქნა ნიადაგის ზედაპირის თერმოელექტრულ თვითმწერის მონაცემებს, რომელიც გაზომვის მაღალი სიზუსტით გამოირჩევა [13]. ორი თვის მანძილზე დღე-ღამის განმავლობაში ყოველ ნახევარ საათში ერთდროულად ხდებოდა ანათვლების აღება ნიადაგის ზედაპირის სამ თერმომეტრზე და მათი საშუალო მნიშვნელობა შედარებულ იქნა თერმოელექტრული თვითმწერის მონაცემებს. აღმოჩნდა, რომ დღე-ღამის განმავლობაში მათ შორის განსხვავება მხოლოდ დღისით

ადინიშნებოდა მოწმენდილი ცის, ან მცირე მოღრუბულობის დროს. თერმომეტრები საშუალოდ 1.0°C-მდე ნაკლებს უჩვენებდნენ, ვიდრე თერმოელექტრული თვითმწერი. მოღრუბული ცის დროს და ღამის განმავლობაში მათ შორის განსხვავება უმნიშვნელო იყო.

გარდა მიკროკლიმატური პირობების განმსაზღვრელი ფაქტორებისა, ნიადაგის ტემპერატურულ რეჟიმზე დიდ გავლენას ახდენს ნიადაგის სტრუქტურა და, განსაკუთრებით, მისი მინერალური შემადგენლობა. მათი ერთდროული მოქმედება ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე უაღრესად რთულია, და ამიტომაც მისი მხოლოდ მიახლოებით განსაზღვრა თუ შეიძლება.

დღე-ღამის განმავლობაში ნიადაგის ზედაპირი განიცდის ტემპერატურის მეტ რყევას, ვიდრე მას მინიმალური და მაქსიმალური თერმომეტრები აღრიცხავენ. გამოჩენილმა რუსმა კლიმატოლოგმა ა. ვოეიკოვმა შენიშნა, რომ რელიეფის ფორმაც დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურის დღე-ღამურ ამპლიტუდაზე. მან გამოიკვლია, რომ ნიადაგის ჩაზნექილ ზედაპირებზე ტემპერატურის ამპლიტუდა უფრო დიდია, ვიდრე ამოზნექილ ზედაპირზე. თუმცა აღნიშნული კანონზომიერებანი დრუბლიანობამ მნიშვნელოვნად შეიძლება დაარღვიოს. თუ ცა მთელი დღე-ღამის განმავლობაში დრუბლების სქელი ფენით არის დაფარული, ამპლიტუდა თითქმის უმნიშვნელოა. გასათვალისწინებელია ქარის მიმართულებისა და სიჩქარის ფაქტორებიც. საქართველოს ტერიტორიაზე მისი გავლენა ყველგან ერთნაირი არ არის. მაგალითად, რიონის ხეობაში, გაზაფხულზე აღმოსავლეთის ქარების (ფიონების) დროს ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მაღლა იწევს რამოდენიმე გრადუსით, ხოლო დასავლეთის ქარების დროს პირიქით. ქარის მიმართულებასთან და მის სიჩქარესთან მიმართებაში, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება და მასთან დაკავშირებული ამპლიტუდები უფრო ლოკალური ცირკულაციური პროცესებით აიხსნება. თუმცა, ადგილობრივი კლიმატის შესწავლისას, მათ დიდი მნიშვნელობა ენიჭებათ.

ნიადაგის ზედაპირის თერმული რეჟიმის შესწავლა, უწყვეტი ზედაპირული თერმული ველის აგება და მისი დროში ცვლილების დადგენა, საქართველოს რთული ფიზიკურ-გეოგ-

რაფიული პირობების გამო, დიდ სირთულეს წარმოადგენს. ამ სირთულეს განაპირობებს საქართველოში 30-მდე განსხვავებული ტიპის ნიადაგის არსებობა, ნიადაგის ტემპერატურაზე დაკვირვების გრძელვადიანი მონაცემების სიმცირე და არსებული მონაცემების არაერთგვაროვნება. ერთგვაროვნების შემოწმება და გამოტოვებული პერიოდების აღდგენა ჩვენს მიერ განხორციელდა შემთხვევითი ფუნქციის ორთოგონალურ მდგენელებად დაშლის მეთოდის და მიწისპირა ჰაერის ტემპერატურების გამოყენებით [3]. აღდგენის სიზუსტე თითქმის ყოველთვის 95%-ზე მაღალი იყო, რაც ნიადაგის ზედაპირისა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის მაღალმა კორელაციურმა კავშირებმა განაპირობა.

საქართველოს უმეტეს ტერიტორიაზე, წლის ყველა სეზონში, ნიადაგის ზედაპირის საკმაოდ მაღალი ტემპერატურები აღინიშნება. გამოთვლებმა გვიჩვენა, რომ მთელი საქართველოს ნიადაგის ზედაპირის საშუალო ტემპერატურა 12.2°C -ია და იგი თითქმის ორი გრადუსით მეტია მიწისპირა ჰაერის ტემპერატურაზე (10.3°C) შესაბამისი წყლის ორთქლის დრეკადობის (10.3 მმ) და ფარდობითი სინოტივის (74%) პირობებში.

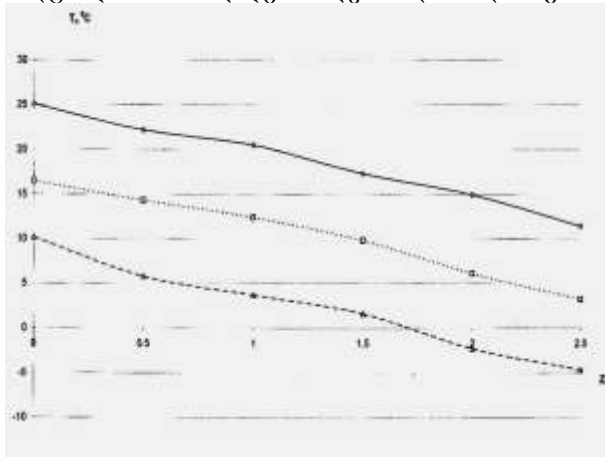
ნიადაგის ზედაპირის თერმული რეჟიმის შესასწავლად და დროში მისი ცვლილების დასადგენად გამოყენებულია 1954-1991 წლების პერიოდის დაკვირვებათა მონაცემები (ცხრილი 6.1) საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული 88 მეტეოსადგურისათვის. ცხრილში 6.2 მოცემულია აშნიშნული სადგურებისათვის თვის, წლის და ცივი და თბილი სეზონების ნიადაგის ზედაპირის საშუალო ტემპერატურები 1954-1991 წლებისათვის. წლის განმავლობაში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მკვეთრად იცვლება ერთი მაქსიმუმით (ივლისში) და ერთი მინიმუმით იანვარში მისი განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის ტემპერატურის განაწილების ანალოგიურია. ყველაზე მაღალი ტემპერატურა დაიკვირვება კოლხეთის დაბლობსა და შავიზღვისპირა ზონაში, განსაკუთრებით აფხაზეთში (ლესელიძეში ნიადაგის საშუალო წლიური ტემპერატურა 17.1°C -ია), ასევე მტკვრისა და ალაზნის ნაპირების გასწვრივ. აღმოსავლეთ საქართველოში ყველაზე მაღალი საშუალო-წლიური ტემპერატურა აღინიშნება გარდაბანში (16.3°C).

საქართველო ტიპური მთიანი ქვეყანაა. ტერიტორიის ნახევარზე მეტს მთები შეადგენენ. ზღვის დონიდან სიმაღლეები 0-დან 5000 მეტრამდე იცვლება. აქედან გამომდინარე, იგი ვერტიკალური ნიადაგობრივ-კლიმატური ზონებისა და ქვეზონების მრავალსახეობის კლასიკურ მაგალითს წარმოადგენს.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით როგორც საშუალო წლიური, ასევე თბილი და ცივი სეზონებისათვის წარმოდგენილია ნახ. 6.1. როგორც ნახ. აზიდან ჩანს ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება ადგილის სიმაღლის მიხედვით თბილი და ცივი სეზონებისათვის სტაბილურია და განიცდის ყოველ 100 მეტრზე შემცირებას 0.57°C -ით. საშუალო წლიური ტემპერატურებისათვის ანალიზურად ეს კავშირი შეიძლება გამოისახოს განტოლებით:

$$T_0 = 16.44 - 5.69z_0$$

სადაც z_0 ადგილის სიმაღლეა ზღვის დონიდან კმ-ში.



ნახ. 6.1. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით (Δ – ცივი სეზონი; $\square$ – საშუალო სეზონი; $\diamond$ – თბილი სეზონი)

ცხრილი 6.1. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა (°C)

მეტეო სადგური	სი- მაღლე ზღვის დონიდან მ-ში	თვეები														
		I	II	II	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII	X-III	IV-IX
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
აბასთუმანი	1265	-6.5	-5.1	1.2	10.2	16.1	19.8	23.9	23.4	17.4	9.2	2.2	-3.7	9.0	-0.5	18.4
ამბროლაური	544	-1.6	0.3	6.0	13.3	19.6	23.8	27.3	25.8	20.3	12.6	5.9	0.4	12.8	3.9	21.7
ანასეული	158	3.6	4.2	7.6	14.1	19.4	23.3	24.8	24.4	20.7	15.1	10.1	5.5	14.4	7.7	21.1
ახალქალაქი	1716	-7.8	-5.9	-1.4	7.6	13.7	18.5	22.9	21.6	16.2	8.3	0.8	-5.1	7.5	-1.8	16.8
ახალციხე	982	-3.9	-1.5	4.8	12.8	18.6	22.8	26.9	25.5	19.6	11.7	4.3	-1.8	11.9	2.7	21.0
ახმეტა	567	0.5	2.0	7.0	14.4	20.1	24.9	28.6	27.0	21.5	14.1	7.4	2.1	14.1	5.5	22.8
ბათუმი	2	5.3	6.3	8.9	14.5	20.4	25.0	26.5	25.6	21.9	16.2	10.8	7.2	15.7	9.1	22.3
ბარისახო	1325	-5.8	-3.8	0.8	8.1	13.2	17.0	20.2	19.5	14.7	8.3	2.1	-3.6	7.6	-0.3	15.5
ბახმარო	1926	-7.4	-6.7	-4.6	-0.6	6.9	14.5	17.5	16.6	11.8	4.7	-1.6	-5.6	3.8	-3.5	11.1
ბოლნისი	534	0.8	2.8	8.3	15.5	21.9	27.0	31.3	29.7	23.5	15.1	7.7	2.5	15.5	6.2	24.8
ბორჯომი	789	-30.	-1.7	4.5	12.0	16.9	20.9	24.3	23.8	18.0	10.3	4.6	-1.4	10.8	2.2	19.3
გაგრის ქედი	1644	-5.7	-5.5	-3.4	1.4	11.9	16.7	19.2	18.1	13.3	6.9	0.4	-3.7	5.8	-1.8	13.4
გალი	63	4.0	5.5	8.7	14.1	20.0	24.1	25.9	25.5	21.3	15.3	9.6	5.5	14.9	8.1	21.8
გარდაბანი	300	1.0	3.4	9.0	16.7	23.4	28.3	32.2	30.8	24.3	15.9	8.2	2.5	16.3	6.7	25.9
გორი	588	-0.9	1.0	6.4	13.4	18.8	23.4	26.8	25.8	20.6	12.7	5.7	0.9	12.9	4.3	21.4
გულაური	2194	-9.8	-8.9	-5.4	-1.0	6.9	14.0	17.2	16.6	11.5	4.0	-2.5	-8.8	2.8	-5.2	10.9
გუფრავანი	415	0.8	2.8	7.7	15.5	22.1	26.9	30.3	28.5	22.8	14.7	7.7	2.3	15.2	6.0	24.3
დიმი	25	2.9	3.7	8.0	14.9	20.9	25.1	27.7	27.0	21.9	14.9	9.1	5.0	15.1	7.3	22.9
ღმანისი	1256	-2.7	-1.4	2.9	10.5	16.2	21.0	24.6	23.3	18.0	11.1	4.4	-0.4	10.6	2.3	18.9
ღუშეთი	922	-2.6	-1.3	3.7	11.3	17.1	21.5	24.9	23.6	18.3	10.8	4.4	-0.9	10.9	2.4	19.4
ეფრემოვკა	2112	-11.2	-10.0	-6.2	1.6	10.5	15.6	20.4	19.4	13.4	6.1	-2.0	-7.6	4.2	-5.2	13.5
ზუგდიდი	117	3.6	4.8	7.8	13.7	19.1	23.0	24.9	24.7	20.6	14.4	9.4	5.4	14.3	7.6	21.0
თბილისი	403	0.8	2.8	8.0	15.8	22.1	26.9	30.7	29.0	22.8	14.2	6.9	2.2	15.2	5.8	24.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
თელავი	568	0.3	1.8	6.8	14.3	20.3	24.9	28.9	27.4	21.6	14.0	7.1	2.0	14.1	5.3	22.9
თიანეთი	1099	-4.9	-3.3	2.2	11.0	17.1	21.7	25.1	23.6	18.2	10.6	3.6	-2.6	10.2	0.9	19.5
კარწახი	1863	-8.9	-7.3	-2.4	5.9	11.7	16.1	20.6	19.6	14.2	6.9	0.3	-4.6	6.0	-2.7	14.7
ლაგოდეხი	435	1.0	2.8	7.8	15.2	21.0	25.9	29.8	28.1	22.4	15.0	8.3	3.0	15.0	6.3	23.6
ლათა	299	1.1	2.9	7.3	13.6	19.2	23.1	25.6	24.4	19.4	13.1	7.6	2.8	13.3	5.8	20.9
ლესელიძე	6	4.3	6.0	9.6	16.1	23.2	28.5	31.2	30.0	24.0	16.0	10.0	5.8	17.1	8.6	25.5
მესტია	1441	-7.6	-6.1	-1.8	6.9	13.5	17.5	21.0	19.5	14.0	7.1	0.6	-5.5	6.6	-2.2	15.4
მუხრანი	550	-0.5	1.4	7.0	14.3	20.4	25.2	28.8	27.4	21.4	13.4	5.9	1.2	13.8	4.7	22.9
ონი	788	-2.7	-1.2	4.0	11.8	17.1	21.6	25.2	24.2	18.4	11.1	4.4	-0.8	11.1	2.5	19.7
რადიონოვკა	2100	-10.1	-9.5	-5.3	3.2	10.3	14.5	18.7	17.7	12.2	5.1	-1.7	-7.3	4.0	-4.8	12.8
სამტრედია	25	4.0	4.9	8.9	15.1	21.1	25.4	27.4	26.8	22.1	15.7	9.8	5.8	15.6	8.2	23.0
საქარა	148	2.0	3.3	8.1	15.1	21.3	25.8	28.4	27.7	22.4	15.2	8.8	4.2	15.2	6.9	23.4
სოხუმი	116	4.4	5.6	8.9	14.5	20.3	25.3	27.7	27.2	21.9	15.6	10.0	6.3	15.6	8.5	22.8
ტყიბული	535	-0.1	0.6	4.8	12.5	18.6	22.2	24.3	24.0	19.8	12.7	6.5	1.8	12.3	4.4	20.2
ფასანაური	1074	-4.7	-2.9	2.5	10.6	16.3	20.8	24.0	23.0	17.7	10.5	3.7	-2.2	10.0	1.2	18.7
ფოთი	3	4.7	6.0	9.9	15.7	22.1	26.7	28.0	27.3	22.6	16.3	10.5	6.2	16.3	8.9	23.7
ფსხუ	685	-3.3	-2.0	2.2	11.4	18.6	22.7	25.5	23.8	18.0	11.1	4.4	-1.1	10.9	1.9	20.0
ქვეზანი	266	3.8	4.8	7.5	13.6	19.4	22.6	24.1	24.5	20.4	14.3	9.7	5.5	14.2	7.6	20.8
ყვარელი	449	1.2	2.7	7.6	14.9	21.0	25.6	29.1	28.2	22.0	14.6	7.8	2.6	14.8	6.1	23.5
შირაქი	555	-1.4	0.4	6.0	14.4	21.5	26.3	29.6	28.0	21.1	12.8	5.6	0.5	13.7	4.0	23.5
ჩაქვი	30	4.7	5.6	8.6	14.5	20.3	24.8	26.3	25.7	21.8	16.2	10.6	6.5	15.5	8.7	22.2
სენაკი	40	4.5	5.7	9.1	15.2	21.6	25.6	27.4	27.3	22.5	16.3	10.7	6.4	16.0	8.8	23.3
ცხინვალი	862	-1.9	-0.6	5.1	12.7	18.8	23.4	26.6	25.5	19.9	12.2	5.1	0.3	12.3	3.4	21.1
წალკა	1457	-5.2	-4.2	0.5	9.4	15.0	19.2	23.0	21.7	15.8	8.7	2.0	-3.2	8.5	-0.3	17.3
წიფა	637	-1.4	-0.7	3.8	11.7	17.5	22.2	24.7	24.5	19.4	11.8	5.6	0.5	11.6	3.3	20.0
ხაიში	730	-2.4	-0.6	5.0	13.4	19.8	23.4	26.7	25.5	19.7	11.9	4.1	-0.3	12.2	2.9	21.4
ხუთა	29	5.5	6.8	9.9	15.6	21.5	26.1	27.4	27.2	22.3	15.8	11.0	6.7	16.3	9.3	23.4
ხულო	823	-1.1	-0.8	3.5	12.7	18.8	22.9	25.5	25.0	19.9	13.1	6.1	0.9	12.2	3.6	20.8
ჯაფა	1109	-4.3	-3.3	2.0	10.9	17.3	21.9	25.8	24.7	18.3	10.7	3.9	-2.1	10.5	1.2	19.8

მეტი თვალსაჩინოებისთვის, საქართველოს ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის რიცხოვრივი მაჩვენებლები როგორც დასავლეთ, ისე აღმოსავლეთ საქართველოს სხვადასხვა რეგიონისათვის, ნიადაგობრივ-კლიმატური ვერტიკალური ზონალობის გათვალისწინებით წარმოდგენილია ცხრილებში 6.2 და 6.3. ვერტიკალური ზონების ფართობები აღებულია შრომიდან [18].

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა ზღვიდან დაშორებასთან ერთად, ლიხის ქედამდე (ხეთა-სენაკის მიდამოების გარდა) თითქმის ყველგან მცირდება. ყველაზე დაბალ მნიშვნელობას იგი აღწევს სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში, კერძოდ ჯავახეთის ზეგანზე. ეს ტერიტორია ჩვენი ქვეყნის ყველაზე ცივი მხარეა და მას “საქართველოს ციმბირსაც” უწოდებენ [4]. მეტეოსადგური ეფრემოვკა ($H=2112$ მ), რომელიც ამ რეგიონში მდებარეობს, 80მ-ით დაბლაა კავკასიონის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობზე მდებარე გუდაურთან შედარებით, მაგრამ 14°C -ით ცივია მასზე. იგი მიეკუთვნება ცივი მთამდელის ნიადაგურ-კლიმატურ ზონას, რომელიც მე-6 ვერტიკალურ სიმაღლებრივ ზონაშია მოთავსებული (ცხრილი 6.3)

ნოტიო სუბტროპიკული ზონის, კოლხეთის დაბლობის (0-200მ) საერთო ფართობი დაახლოებით 7600 კმ^2 -ს აღემატება. 3176 კმ^2 უჭირავს ყვითელმიწებსა და ყვითელმიწა-ეწერ ნიადაგებს; დაახლოებით 2258 კმ^2 - წითელმიწებსა და წითელმიწა-ეწერ ნიადაგებს; ჭაობის ტორფიან და ლებიან ნიადაგებს, ერთად აღებული, კი – 2010 კმ^2 [19]. აქ ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურა 14 -დან 17°C -მდე მერყეობს, იანვრის 3 -დან 5°C -მდე, ხოლო ივლისის 25 -დან 32°C -მდე (ცხრილი 6.2).

აღსანიშნავია, რომ კოლხეთის ჭაობიანი ნიადაგების გავრცელებას ხელს უწყობს ადგილის ზედაპირის ვაკიანობა, ჭარბი ატმოსფერული ნალექები, მაღალი სინოტივე და სხვ. მაღალი ჰუმუსის შემცველობის გამო ნიადაგს მუქი ფერი აქვს და, შესაბამისად მცირე ალბედო, რაც ხელს უწყობს სითბოს დიდი რაოდენობით შთანთქმას და მის აკუმულაციას ნიადაგში.

დაბლობის მოსაზღვრე მთისწინეთში ($201-400$ მ) ჭაობის ნიადაგები ნაკლებად არის გავრცელებული. აქ იანვრის ტემ-

პერატურა 1-დან 4°C-მდე მერყეობს, ივლისისა 24-დან 28°C-მდე, ხოლო წლიური –13-დან 15°C-მდე (ცხრილი 6.2)

ცხრილი 6.2. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურისა და ფართობების განაწილება სიმაღლის მიხედვით დასავლეთ საქართველოში

ვერტიკალური ზონები მ-ში	ნიადაგ-კლიმატური ზონები	ფართობი კმ ²	იანვარი T°C დან-მდე		ივლისი T°C დან-მდე		წლიური T°C დან-მდე	
0-200	თბილი	7673.2	3	5	25	32	14	17
201-400	ნოტიო	2464.5	1	4	24	28	13	15
401-600	სუბტროპიკული	2104.6	-2	2	24	29	12	14
601-1000	ზომიერად	4209.8	-4	2	23	26	10	13
1001-1400	თბილი	4144.7	-6	-5	19	24	7	8
1401-1800	მთა-ტყის	4028.6	-8	-6	19	22	6	7
1801-2200	ზომიერად	3594.3	-7	-	18	-	4	-
2201-2600	ცივი მთა-ტყის	2434.3						

ცხრილი 6.3. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურისა და ფართობების განაწილება სიმაღლის მიხედვით აღმოსავლეთ საქართველოში

ვერტიკალური ზონები მ-ში	ნიადაგ-კლიმატური ზონები	ფართობი კმ ²	იანვარი T°C დან-მდე		ივლისი T°C დან-მდე		წლიური T°C დან-მდე	
201-400	თბილი, შედარებით	3405.7	0	2	31	32	16	17
401-600	მშრალი სუბტროპიკული	4245.1	-2	0	27	31	12	15
601-1000	ზომიერად	7671.3	-4	0	25	29	10	14
1001-1400	თბილი მთა-	5851.7	-7	-3	21	26	8	12
1401-1800	ტყის	5708.1	-9	-6	18	23	5	8
1801-2200	ზომიერად	4651.7	-12	-9	18	22	3	7
2201-2600	ცივი მთა-ტყის	2933.8	-14	-13	14	17	0	2

დასავლეთ საქართველოს მთა-ტყის ზონა მოიცავს დიდ ტერიტორიას საშუალო მთიან სარტყელში. აქ ნიადაგის ძირითადი ტიპი ყომრალი ნიადაგებია. ნიადაგის ზედაპირის საშუალო ტემპერატურა იანვარში -8°C-მდე ეცემა, ივლისის 22°C-ს აღწევს, ხოლო წლიური 7°C-ს შეადგენს. აღსანიშნავია, რომ აღმოსავლეთ საქართველოში იმავე ვერტიკალურ ზონაში

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა იანვარში 1°C -ით ნაკლებია, ხოლო ივლისში საშუალოდ 1°C -ით მეტია, ვიდრე დასავლეთ საქართველოში, რაც მის მეტ კონტინენტურობაზე მიუთითებს.

მთა-მდელოს ნიადაგების გავრცელების არეალია სუბალპური და ალპური ზონა. დასავლეთ საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკებისაგან განსხვავებით, აღმოსავლეთ საქართველოში მშრალი სუბტროპიკები მოიცავს შიდა და ქვემო ქართლის ვაკეებს, იორის ზეგანსა და ალაზნის დაბლობს 201-დან 600-მდე. როგორც უკვე აღინიშნა, აქ, იანვრის საშუალო ტემპერატურა $1-1.5$ გრადუსით ნაკლებია, ვიდრე დასავლეთ საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკების შესაბამის ვერტიკალურ ზონაში, საშუალო წლიური ტემპერატურა კი მეტია $2-3$ გრადუსით, ზაფხულის მაღალი ტემპერატურების გამო (ცხრილი 6.3).

მაღალი თერმული რეჟიმით ხასიათდება აღმოსავლეთ საქართველოს ყავისფერი, შავმიწა, რუხი-ყავისფერი, მურა და დამლაშებული ნიადაგები. ეს უკანასკნელი განვითარებულია ალაზნის ველზე, იქ სადაც ნახევრად უდაბნოს ლანდშაფტებსაც კი ვხვდებით [5,20].

აღმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად თბილი მთა-ტყის ზონას დიდი ფართობი უკავია როგორც ჩრდილოეთ, ასევე სამხრეთ კავკასიონის მთის შუა და ზედა ნაწილში. აქ ზედაპირის ტემპერატურა მერყეობს -4°C -დან -9°C -მდე იანვარში და 18°C -დან 29°C -მდე ივლისში (ცხრილი 6.3)

აღმოსავლეთ საქართველოს ზონებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს სამხრეთ საქართველოს ნიადაგები, სადაც უმეტესად გავრცელებულია მთის შავმიწები, რომლებიც 1500-2200 მ სიმაღლეზე მდებარეობენ. აქ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა წლის ცივ პერიოდში ძალზე დაბალია, იანვარში -12°C -ზე დაბლაც კი ეცემა.

მთებში ინტენსიურად მიმდინარეობს ეროზიული პროცესები, ყოველწლიურად იზრდება საშიში ბუნებრივი პროცესების სიხშირე და ინტენსივობა. წინათ ტყით დაფარული ადგილები ახლა მთლიანად უტყეო და მოშიშვლებულია. თუ როგორ შემცირდა ტყის ფართობები, ამისათვის საკმარისია დავასახელოთ XVIII საუკუნის ცნობილი ქართველი გეოგრაფის ვახუშტი ბაგრატიონის ფუნდამენტური შრომა [6] სა-

დაც ის იმერეთს (საერთოდ მთელ კოლხეთს) ახასიათებს როგორც ძალზედ ტყიანს.

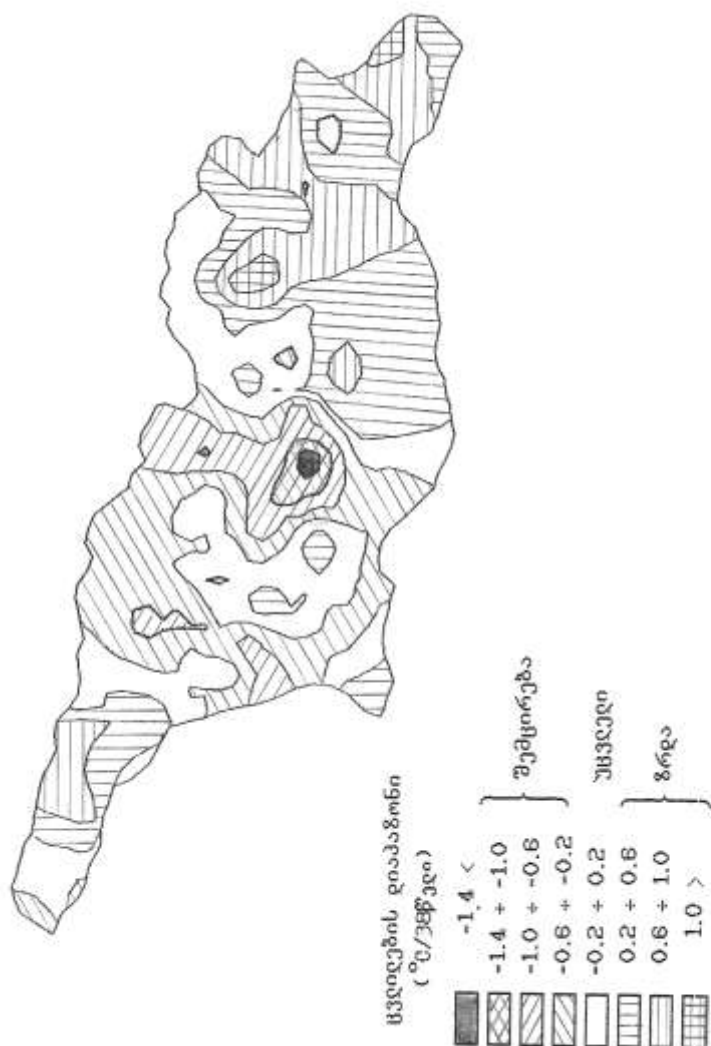
1950-1985 წლებში, სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებმა დიდი ცვლილება განიცადა სხვადასხვა ხარისხის ეროზიის, წიაღისეული რესურსების ღია წესით მოპოვების, წყალდიდობების და სხვა მიზეზების გამო [4,7,8,20,21] ასევე დიდ ცვლილებებს განიცდის საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროც [22].

6.2. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული ველის

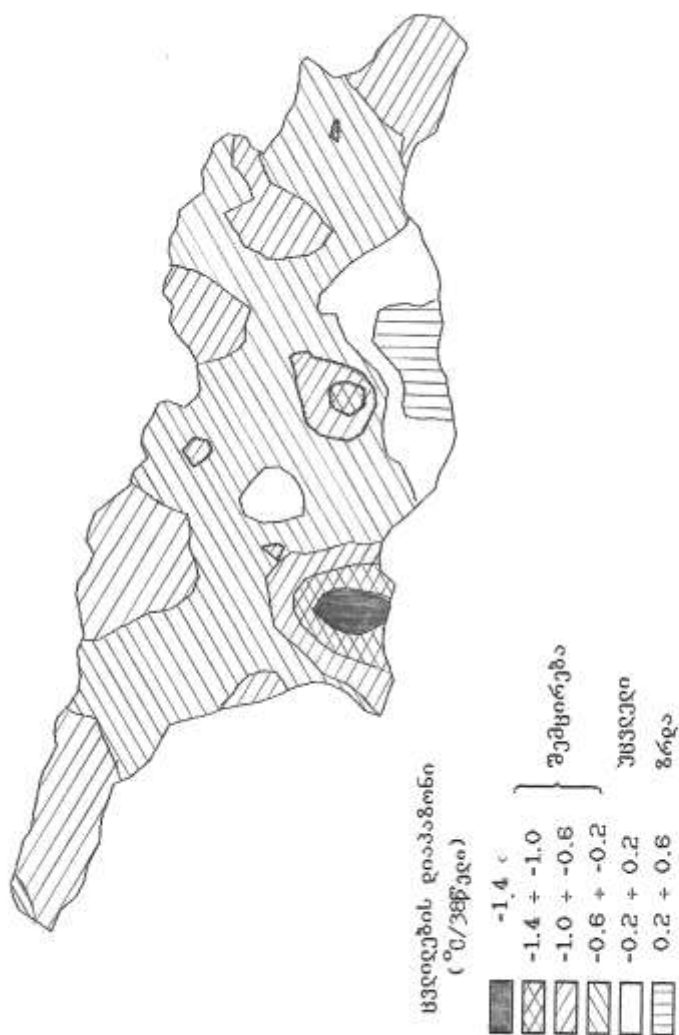
ცვალებადობა

წინა პარაგრაფში აღნიშნული პროცესები რადიკალურად ცვლიან ქვეფენილი ზედაპირების თერმულ რეჟიმს. როგორც უკვე აღინიშნა, საქართველო დიდ ანთროპოგენურ ზეგავლენას განიცდის. ამიტომაც, ასეთ პატარა ტერიტორიაზე, ქვეფენილი ზედაპირების მრავალფეროვნებასთან და აღნიშნულ ცვლილებებთან დაკავშირებით, ნიადაგის ზედაპირს განსხვავებული ტემპერატურები გააჩნია, ხოლო მათ დროში ვარიაციებს სხვადასხვა სიჩქარე და მიმართულება აქვთ. ეს კარგად ჩანს ჩვენს მიერ შედგენილი ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილების რუკებიდანაც (ნახ. 6.2-6.6), რომლებიც აიგო იანვრის, ივლისის, წლიური, თბილი (IV-IX) და ცივი (X-III) პერიოდების ტემპერატურათა ცვლილებების მიხედვით.

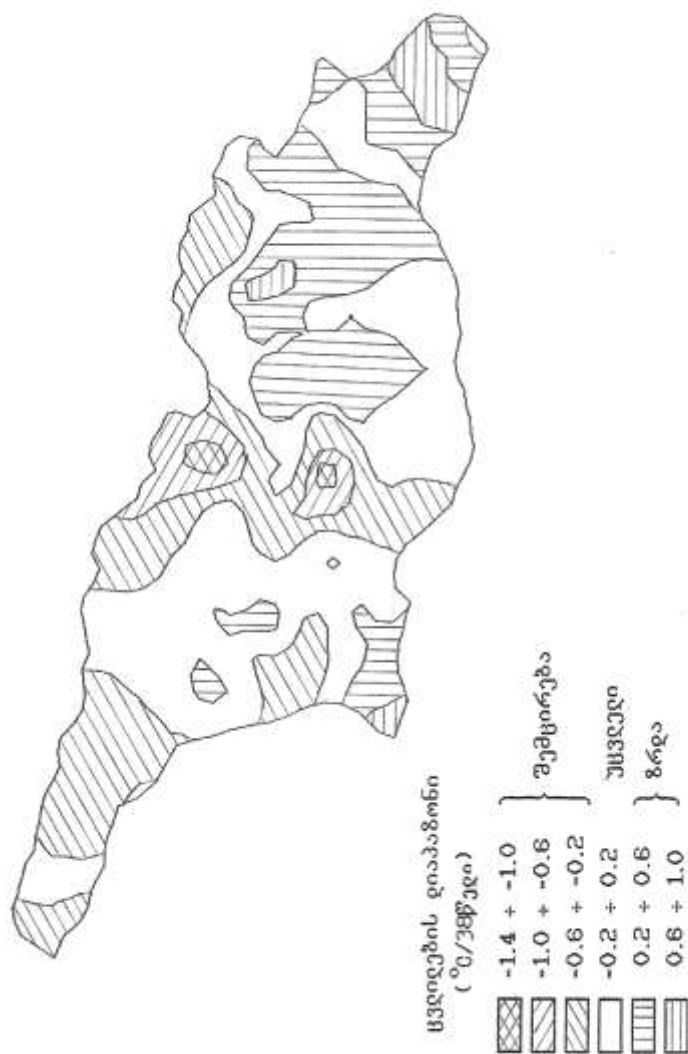
ნიადაგის ტემპერატურული ველის ცვლილებების გამო-სავლენად გამოყენებული იქნა ორი კრიტერიუმი: პირველი – 1973-91 და 1954-72 წლების ნიადაგის ტემპერატურის ანომალიათა შორის არსებული სხვაობები ($\Delta T^{\circ} = T^{\circ}_{1973/91} - T^{\circ}_{1954/72}$) და მეორე – ნიადაგის ტემპერატურის ანომალიათა ვარიაციების წრფივი აპროქსიმაცია, რომელიც დაკვირვების მთელ პერიოდს (1954-1991) მოიცავს.



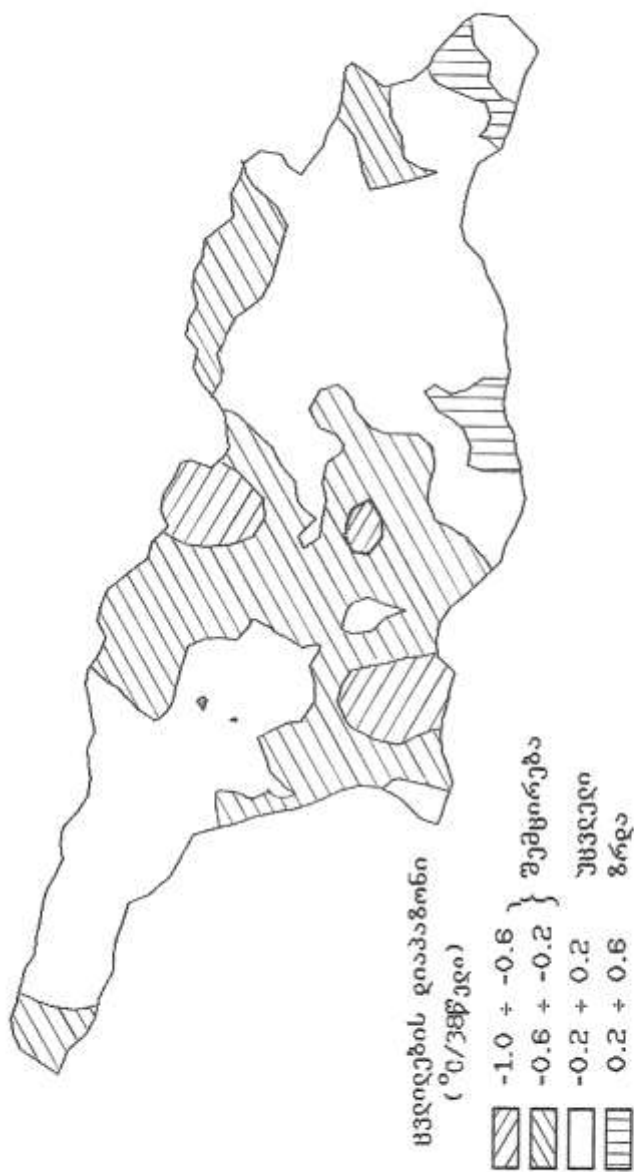
ნახ. 6.3. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება ივლისში საქართველოს ტერიტორიაზე 1954-1991 წლებში



ნახ. 6.4. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება
წლის ცივ ხეზონში (ოქტომბერი-მარტი) საქარ-
თეთლის ტერიტორიაზე 1954-1991 წლებში



ნახ. 6.5. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება წლის თბილ სეზონში
(აპრილი-სექტემბერი) საქართველოს ტერიტორიაზე 1954-1991 წლებში



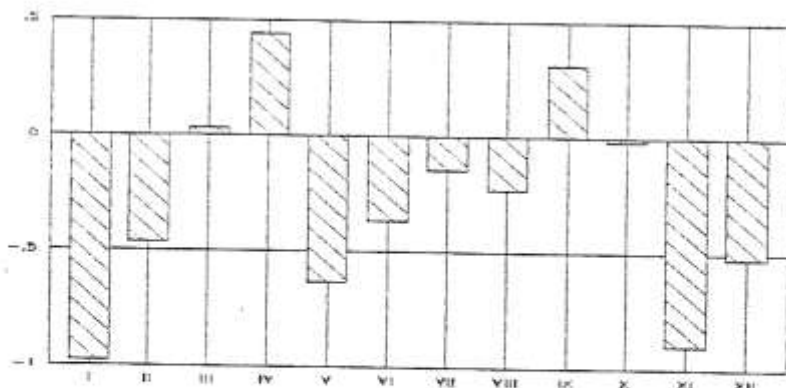
ნახ. 66. ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება საქართველოს ტერიტორიაზე 1954-1991 წლებში

1973-91 და 1954-72 წლების პერიოდებს შორის სხვაობები გვიჩვენებს, რომ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა კლებულობს საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე. ეს კლება შეიმჩნევა ნოემბრიდან მოყოლებული თებერვლის ჩათვლით, განსაკუთრებით იანვარსა და ნოემბერში, როდესაც ტემპერატურათა სხვაობამ 1°C -ს მიაღწია. აღსანიშნავია, რომ აპრილსა და ნაწილობრივ სექტემბრის თვეში ტემპერატურა უმნიშვნელოდ, მაგრამ მაინც მატულობს (ნახ. 6.7). კლების ასეთივე სურათი გვაქვს, როდესაც ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილების ანომალიები გამოთვლილია, ახლა უკვე, 1954-1991 წლების პერიოდისათვის. ცვლილების დადებით ანომალიებს აქაც ადგილი აქვს ასევე აპრილსა და ივლისის თვეში (ნახ. 6.8). ეს კიდევ ერთხელ ადასტურებს ჩვენი გამოთვლების საფუძველზე მიღებული დასკვნის სისწორეს, იმის შესახებ, რომ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა კლებულობს მთელს საქართველოში. თითქმის ყველა თვეში, აპრილის და სექტემბრის გარდა.

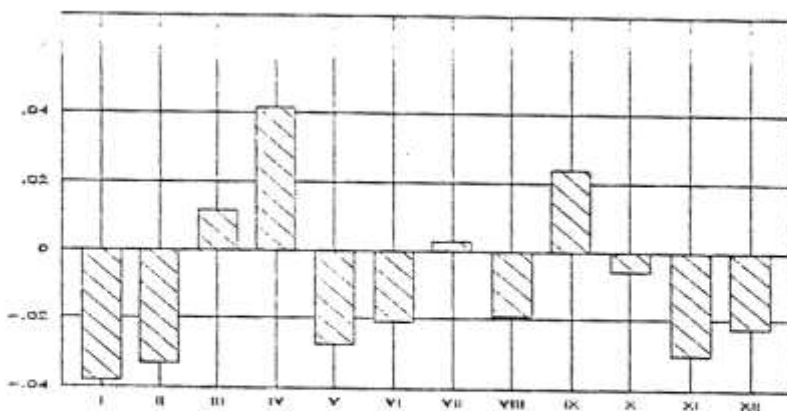
ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილების ყველაზე მევეთრი ანომალიებით, როგორც კლების, ისე ზრდის თვალსაზრისით, შირაქი (მაქსიმალური ანომალიები ზრდის მიმართულებით) და ონი (მინიმალური ანომალიები კლების მიმართულებით) გამოირჩევა (ნახ. 6.9). როგორც ნახაზიდან ჩანს, ონში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა შესამჩნევად კლებულობს წლის თბილ პერიოდში, (განსაკუთრებით მაისში) და კლების საშუალო სიჩქარე ყოველწლიურად – 0.12°C -ს შეადგენს. ასეთი პროცესი დამახასიათებელია თითქმის მთელი დასავლეთ საქართველოსათვის, მხოლოდ ნაკლები ინტენსიურობით. რაც შეეხება აღმოსავლეთ საქართველოში, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილებას, აქ, იგი თითქმის შეუმჩნეველია და მაქსიმალური ზრდის სიჩქარე (შირაქში) წელიწადში 0.05°C -ს არ აღემატება.

ჩვენს მიერ დადგენილი კანონზომიერება კიდევ ერთხელ დასტურდება ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის მსვლელობიდანაც. დასავლეთ საქართველოში, რომელიც ამ შემთხვევაში წარმოდგენილია 3 მეტეოსადგურის (სოხუმის, სენაკის და ანასეულის) მონაცემებით, შეიმჩნევა ტემ-

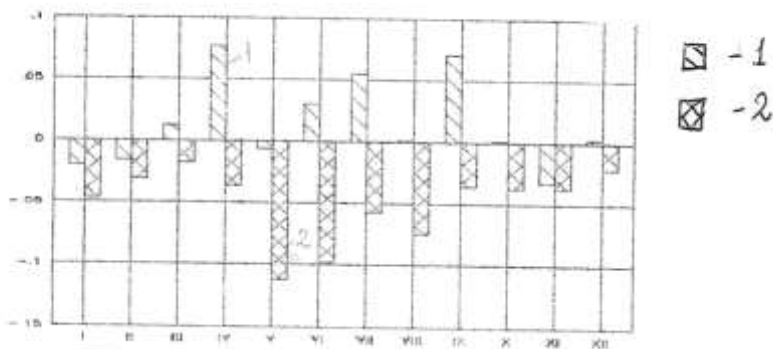
პერატურის კვების ტენდენცია შავი ზღვის სანაპირო ზოლში,
კერძოდ, სოხუმისა და ანასეულის მიმდებარე ტერიტორიაზე.



ნახ. 6.7 ნიადაგის ზედაპირის 1973-91 და 1954-72 წლების საშუალო წლიური ტემპერატურების სხვაობები თვეების მიხედვით



ნახ. 6.8. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ანომალიები 1954-91 წლებში თვეების მიხედვით



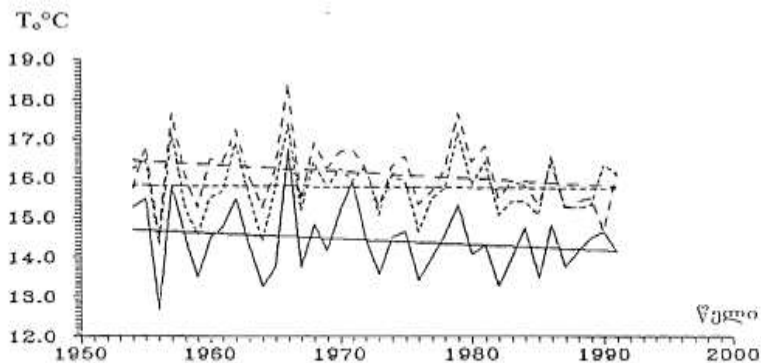
ნახ. 6.9. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის
მაქსიმალური (1-შირაქი) და მინიმალური (2-ონი)
ანომალიები თვეების მიხედვით 1954-91წლების
მონაცემებით

ზღვიდან ცოტა დაშორებით, მაგალითად სენაკში, ეს მაჩვენებელი მრავალწლიური ნორმის [19,23] ფარგლებშია, ე.ი. მის საუკუნეობრივ სვლაში არც მატების და არც კლების ტენდენცია არ აღინიშნება (ნახ. 6.10).

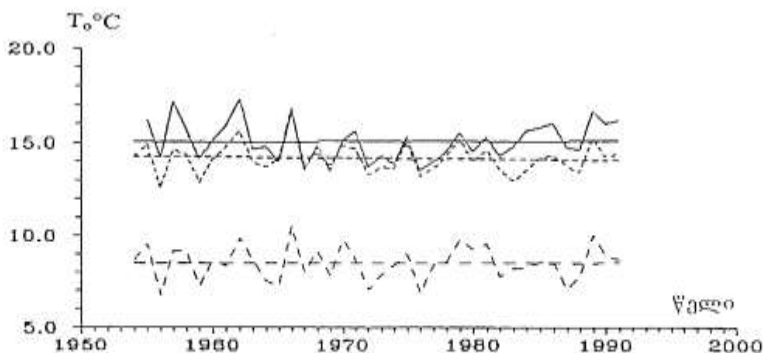
აღმოსავლეთ საქართველოში საკვლევი ელემენტის ცვლილება ნაკლები ინტენსიურობითაა გამოხატული, რასაც აღმოსავლეთ საქართველოს სამი პუნქტისათვის (თბილისი, თელავი, წალკა) ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება გვიჩვენებს (ნახ. 6.11) იგივე პერიოდისათვის.

ნახაზზე 6.12 მოცემულია ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის საუკუნეობრივი მსვლელობები საქართველოს ტერიტორიაზე დაკვირვების იმ პუნქტებისათვის, რომლებიც ყველაზე ნაკლები შემცირებით (ონი) და ზრდით (დმანისი) ხასიათდებიან. ნახაზზე დატანილია მრუდები, რომლებიც აგებულია მოცემული წერტილების მესამე რიგის პოლინომითი აპროქსიმაციით. მიუხედავად იმისა, რომ მათ

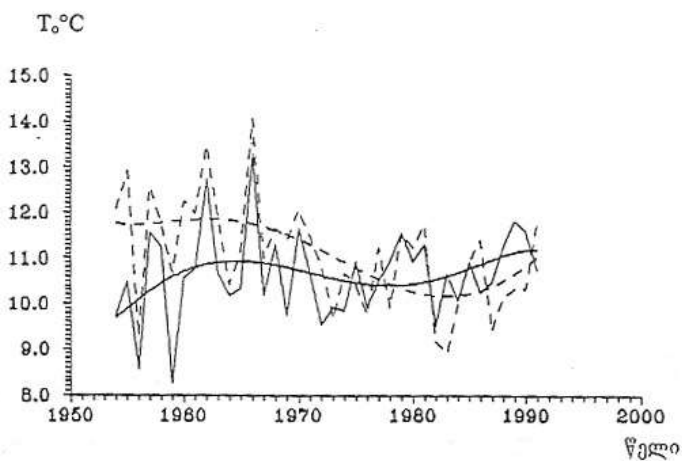
საქართველოს ტერიტორიაზე ცვლილების ყველაზე მკვეთრად გამოხატული ურთიერთსაწინააღმდეგო ტენდენციები გააჩნიათ, მოკლეპერიოდური ვარიაციების გამორიცხვის შემდეგ, ისინი თითქმის სინქრონულობით ხასიათდებიან და ამავე დროს მათი მსვლელობები თვალნათლივ მიუთითებს ტემპერატურის ცვლილებაში ციკლური პროცესების არსებობაზე.



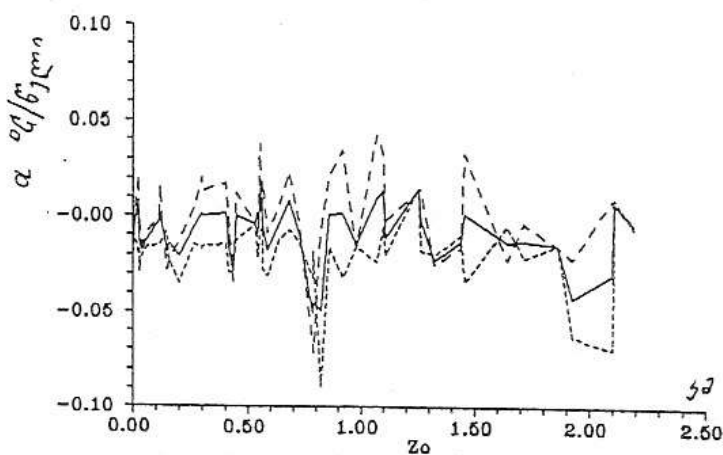
ნახ. 6.10. ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება 1954-91 წლებში დასავლეთ საქართველოს სამი პუნქტისათვის (— ანანსეული, - - - სოხუმი, სენაკი)



ნახ. 6.11. ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება 1954-91 წლებში აღმოსავლეთ საქართველოს სამი პუნქტისათვის (— თბილისი, - - - თელავი, ვალსაძე)



ნახ. 6.12. ნიადაგის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება ყველაზე მკვეთრად გამოხატული ზრდის (— დმანისი) და შემცირების (- - - ონი)



ნახ. 6.13. a კოეფიციენტის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით (—საშუალო წლიურ; - - -თბილისი სეზონი;ცივი სეზონი)

აღსანიშნავია, რომ ისევე როგორც ჰაერის ტემპერატურის დროს, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის მრავალწლიური ცვლილების ამპლიტუდა სიმაღლის მიხედვით არ იცვლება. ეს ნათლად ჩანს ნახაზიდან 6.13, რომელზედაც დატანილია დაკვირვების ყველა სადგურისათვის ნიადაგის ზედაპირის მრავალწლიური საშუალო ცვლილების (ცხრ. 6.2) სიდიდეები, სიმაღლის მიხედვით.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე არსებული ემპირიული მასალების სრულყოფის შემდეგ, განისაზღვრა საქართველოს ტერიტორიაზე დისკრეტულ წერტილებში ტემპერატურის დროში ცვლილების მიმართულებები და სიდიდეები. ასევე, კომპიუტერის მიერ მატრიცული მოგლუვების მეთოდით აიგო ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის განაწილების უწყვეტი ველები.

ამრიგად, გლობალური კლიმატის საერთო დათბობის ფონზე, საკვლევ პერიოდში, დასავლეთ საქართველოს უმეტეს ტერიტორიაზე ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა $0.1-0.3^{\circ}\text{C}$ -ით კლებულობს, თუმცა აპრილსა და სექტემბერში შეიმჩნევა მისი მატებაც. რაც შეეხება აღმოსავლეთ საქართველოს, აქ, ეს მაჩვენებელი პრაქტიკულად მრავალწლიური ნორმის ფარგლებშია.

ლიტერატურა

1. დ. მუშლაძე. ბუნების კომპონენტები და მათი ეკოლოგიური ასპექტები. ეკონ. ურთიერთ. თბილ. სახელ. ინსტიტუტის შრომები. ტომი1. თბილისი, 1997.
2. მ. კორძაია. საქართველოს ჰავა. თბილისი, 1961.
3. კთავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუშლაძე, ჯ.ვანნაძე. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბილისი, 1999.
4. დ. მუშლაძე. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. თბილისი, 1991.
5. საქართველოს სსრ ნიადაგების რუკა. თბილისი, 1984.
6. ვახუშტი. აღწერა სამეფოსა საქართველოსა (საქართველოს გეოგრაფია). თბილისი, 1941.

7. ნ. ელიზბარაშვილი, ნ.ქუდენტი საქართველოს ზოგიერთი ეკოლოგიური პრობლემა. ეკონ. ურთიერთ. თბილ. სახელ. ინსტიტუტის შრომები. ტომი1. თბილისი, 1997.
8. ვ. ჯაოშვილი. საქართველოს სოციალურ-ეკონომიკური გეოგრაფია. თბილისი, 1996.
9. Давитая Ф.Ф. Климатические нормы и взаимосвязь различных природных факторов. Мет. и Гид. №3, 1966.
10. Гавашели Ш.Г. Температура почвы на Колхидской низменности. Труды ЗапНИГМИ, вып. 28(34), 1956.
11. Гавашели Ш.Г. Температура почвы. Труды ЗапНИГМИ, вып. 44(50), 1971.
12. Атлас Грузинской ССР. Тбилиси-Москва, . 1964.
13. Таварткиладзе К.А. Термоэлектрический самописец температуры почвы. Тр. ЗапНИГМИ, вып. 7, 1960.
14. Айзенштат Б.А. Прибор для регистрации температуры поверхности почвы – надпочвенный термограф. Тр. ТГО, вып. 7(8), 1958.
15. Воробьев И.Е. Некоторые данные измерения температуры поверхности почвы различными методами. Тр. ТГО, вып. 52(114), 1955.
16. Куалин Н.Я., Чижевская А.Ф. Погрешность изменения температуры поверхности почвы ртутными термометрами. Тр. ТГО, вып. 86, 1958.
17. Куганов М.А., Чудновский А.Ф. Прибор для изменения температуры поверхности. Тр. АФИ, вып.5, 1952.
18. Владимиров Л.А., Апхазава И.С. и др. К гипсометрии речных бассейнов Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. XXVIII, №4, 1962.
19. Почвы. В кн.: Колхидская низменность. Л., Гидрометеиздат, 1989.
20. Уклеба Д.Б. Антропогенные ландшафты Грузии и их классификация. В сб.: Человек и природа в географической науке., Тбилиси, 1981.
21. Природные ресурсы Грузии и проблемы их рационального использования. Тбилиси, 1991.
22. Зенкович В.П., Кикнадзе А.Г. Изучение морских берегов Грузии. В сб.: Человек и природа в географической науке. Тбилиси, 1981.
23. Климатический справочник СССР. Тбилиси, 1965.

თავართქილაძე კუკური ანდროს ძე
ბეგალიშვილი ნოდარი ალექსანდრეს ძე
ხარჩილავა ჯუმბერი თომას ძე
მუმლაძე დავი გიორგის ასული
ამირანაშვილი ავთანდილი გიორგის ძე
ვაჩნაძე ჯემალი ირაკლის ძე
შენგელია ირაკლი აბესალომის ძე
ამირანაშვილი ვაჟა ავთანდილის ძე

ISBN 99928-885-4-7

© ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

აიწყო ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტში

კომპიუტერული დიზაინი ა.გიორგიშვილი
დამკაბადონებელი ნ.არუთინიანი

დაისტამბა ბაკურ სულაკაურის გამომცემლობის სტამბაში

გამოიცა ავტორთა ხარჯით

ტირაჟი 500 ეგზ.



ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY
ИНСТИТУТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

თბილისი – TBILISI - ТБИЛИСИ
2006