

სოხუმის სახელმწიფო
უნივერსიტეტი

მერაბ გონგაძე

ზოგადი კლიმატოლოგია

ლექციების კურსი

ძირითადი კლიმატწარმოშობი პროცესები

§ 1. კლიმატის რადიაციული ფაქტორი

მზის რადიაცია ძირითადი კლიმატწარმოშობი ფაქტორია, რომელიც განაპირობებს ატმოსფეროში სხვადასხვა ფიზიკური პროცესების წარმოშობასა და განვითარებას. მზის ენერჯია, განსაკუთრებით კი რადიაციული ბალანსი, წარმოადგენს გეოგრაფიულ გარემოში მიმდინარე ყველა ბუნებრივი პროცესის (კლიმატური, ჰიდროლოგიური, ნიადაგური, გეომორფოლოგიური და სხვ.) ძირითად წყაროს; იგი ჩვენი პლანეტის ჰაერის, წყლისა და ხმელეთის გათბობის მთელ სისტემას ქმნის და დედამიწის ზედაპირზე ტემპერატურათა გადანაწილებას ახდენს. რადიაციული ბალანსის რაოდენობრივ მაჩვენებელზეა დამოკიდებული სითბური ბალანსის ყველა კომპონენტის რიცხობრივი სიდიდეები. თუ ცნობილია სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტები, მაშინ ადვილად აიხსნება არა მარტომოცემული რაიონის კლიმატური თავისებურებანი, არამედ შესაძლებელი გახდება ამა თუ იმ კომპონენტზე ზემოქმედების მეშვეობით თვით კლიმატური პირობების შეცვლაც.

სითბური ბალანსი მოიცავს ისეთ კლიმატწარმოშობ ბუნებრივ ციკლს, როგორცაა დედამიწისა და ატმოსფეროს შორის სითბოსა და ტენზიონის პროცესები. ორივე პროცესი ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებთანაა მჭიდრო კავშირში; რადგან ეს უკანასკნელი ეკვატორსა და პოლუსებს შორის თბილი და ცივი ჰაერის ადვექციური გაცვლის შედეგად ძირითადად განსაზღვრავს დედამიწის ზედაპირზე სითბოსა და ტენიის განაწილების კანონზომიერებას. მართლაც, სხივური წონასწორობის პირობებში, ე. ი. როდესაც ადგილი აქვს მოცემულ განედზე მიღებულ და გაცემულ რადიაციას შორის ტოლობას, საშუალო წლიური ტემპერატურა პოლუსებზე იქნებოდა -44° , ხოლო ეკვატორზე $+39^{\circ}$, ე. ი. განსხვავება მიადწევდა 83° -ს; სინამდვილეში კი ზემოაღ-

ნიშნული პროცესების შედეგად ტემპერატურა პოლუსებზე -22° -ია, ეკვატორზე $+26^{\circ}$; ხოლო განსხვავება 48° -ს შეადგენს.

სითბური ბალანსის განტოლება მიახლოებით შეიძლება დაიწეროს შემდეგნაირად:

$$B + VL + P + A = 0, \quad (1)$$

ხოლო

$$B = Q(1 - \alpha) - E_{\text{ფ}}, \quad (2)$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, $Q = s' + i$ — მთლიანი რადიაცია (s' — პირდაპირი, ხოლო i — გაბნეული რადიაცია), α — ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო, $E_{\text{ფ}}$ — ეფექტური გამოსხივება, VL — აორთქლებასზე (V) დახარჯული სითბო (L), P სითბოს ტურბულენტური ნაკადია ნიადაგის (წყლის) ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, A სითბოს ნაკადია ნიადაგის (წყლის) ზედაპირსა და სიღრმის ფენებს შორის.

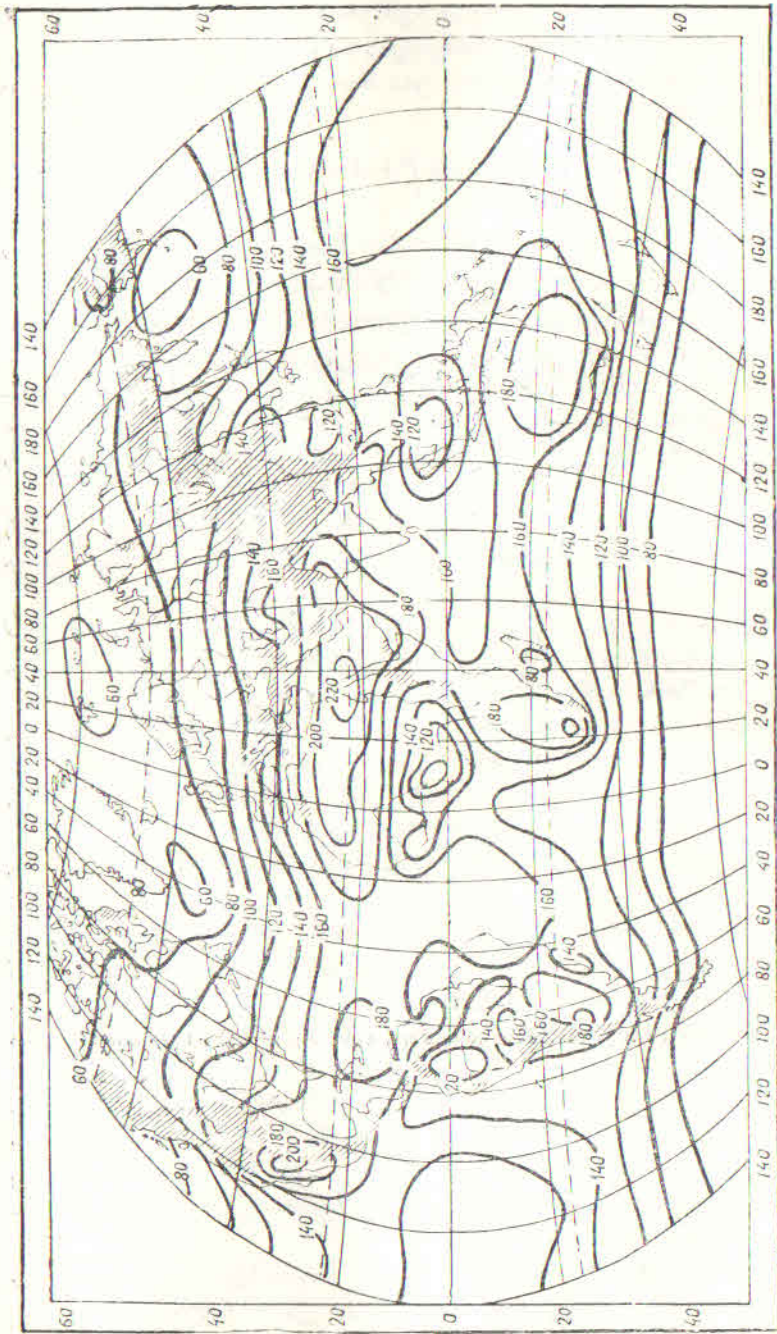
ხმელეთისათვის წლის განმავლობაში A ნულის ტოლია, რადგან ნიადაგის სიღრმის სხვადასხვა ფენის მიერ ზაფხულში მიღებული სითბო ზამთარში ისევ ზედაპირს უბრუნდება.

სითბური ბალანსის სქემის სიმარტივის მიუხედავად (1 ფორმულა) მასში ჩაქსოვილია ცალკეული პროცესების მთელი ერთობლიობა, რომელთა შორის წამყვანი როლი მზიდან მიღებულ რადიაციულ პროცესებს ენიჭება; ეს უკანასკნელი განაპირობებენ არა მარტო სითბოსა და ტენზიონის დედამიწისა და ატმოსფეროს შორის, არამედ ზოგად ცირკულაციურ პროცესებსაც, რომლებიც უშუალოდ რადიაციის ზემოქმედების შედეგს წარმოადგენს.

სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების ცვლილება დროსა და სივრცეში შეიძლება დავახასიათოთ ლენინგრადის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში მ. ბუდიკოს ხელმძღვანელობით შესრულებულ სითბური ბალანსის ატლასის საფუძველზე. ვინაიდან მთლიანი რადიაცია მზიდან მიღებული სითბოს ძირითად ნაკადს წარმოადგენს, ამიტომ დახასიათებაც, სასურველია, ამ კომპონენტით დავიწყოთ.

მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი დედამიწის ზედაპირზე იცვლება 60-დან 220 კკალ/სმ² წლ. და მეტად (ნახ. 1). ზომიერ და მაღალ განედებზე იგი შედარებით ზონალურად იცვლება, მაშინ როდესაც ტროპიკულ და სუბტროპიკულ განედებზე მის განაწილებას აზონალური ხასიათი აქვს.

როგორც ნახ. 1-დან ჩანს, მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი მნიშვნელოვანი სიდიდეებით (180—220 კკალ) ხასიათდება ტრო-



ნახ. 1. მზის მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამები (კკალ/სმ² წლ.)

პიკული და სუბტროპიკული დინამიკური ანტიციკლონის ზონაში, სადაც ჰაერის დაღმავალი დენები ამცირებს ტენიანობას და მოლრუბლულობას და ამით ხელს უწყობს პირდაპირი რადიაციის ნაკადის გაძლიერებას. მისი მაქსიმალური სიდიდეები გასაკუთრებით კონტინენტების უდაბნოთა ზონაშია შენიშნული (აფრიკის ჩრდილო-აღმოსავლეთით — 220 კკალ, ჩრდილოეთ ამერიკის სამხრეთით — 200 კკალ). ეკვატორული და ეკვატორული მუსონების სარტყელში მთლიანი რადიაცია გადიდებული მოლრუბლულობის გამო მკვეთრად მცირდება (100—120 კკალ). ტროპიკიდან ჩრდილოეთ პოლუსისაკენ მთლიანი რადიაცია 60 კკალ-მდე მცირდება; ეს გამოწვეულია არა მარტო ასტრონომიული ფაქტორით (ზამთარში მზე პორიზონტს ქვემოთ იმყოფება), არამედ მოლრუბლულობის მნიშვნელოვანი გადიდებითაც. მსგავსად ამისა, სამხრეთ ნახევარსფეროს მაღალ განედებზე მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი კლებულობს 60—70° განედამდე (70 კკალ-მდე), ხოლო უფრო სამხრეთით, ანტარქტიდაში, ნაკლები მოლრუბლულობისა და ჰაერის მაღალი გამჭვირვალობის გამო (რაც გაპირობებულია ანტარქტიდის დიდი სიმაღლით ზღვის დონიდან) იგი მატულობს 100—120 კკალ-მდე. აღნიშნული მიზეზებითაა გამოწვეული ის გარემოება, რომ არქტიკის რაიონი ვაბნეული რადიაციის სახით მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე პირდაპირი რადიაციით, ხოლო ანტარქტიდაში პირდაპირი რადიაციის წილი მთლიან რადიაციაში გაცილებით სჭარბობს ვაბნეულს.

ზამთარში როგორც ჩრდილოეთ, ისე სამხრეთ ნახევარსფეროზე მთლიანი რადიაცია ტროპიკებიდან პოლუსებისაკენ შედარებით ზონალურად იცვლება. ამ შემთხვევაში ასტრონომიული ფაქტორი განსაზღვრავს რადიაციის სიდიდეს. დეკემბერში მთლიანი რადიაციის ნულოვანი იზოხაზი თითქმის პოლარულ წრეებს გაუყვება პარალელურად. ორივე ნახევარსფეროს შესაბამის ზაფხულში თითქმის ყველა განედზე, გარდა პოლარულისა, მთლიანი რადიაცია აზონალობას განიცდის. იგი ხასიათდება მაქსიმალური სიდიდეებით ტროპიკული სარტყელის კონტინენტთა ზედაპირზე (იენისში 20—22 კკალ), განსაკუთრებით კი უდაბნოებისა და ნახევრად უდაბნოების პირობებში; ამ ზონიდან ეკვატორისაკენ და ორივე ნახევარსფეროს 55—60° განედებამდე მთლიანი რადიაცია მოლრუბლულობისა და ტენიანობის გადიდებით კლებულობს (10—12 კკალ-მდე). მაღალ განედებზე (პოლუსებისაკენ) რადიაციის მატებას აქვს ადგილი, მაგრამ ზემოაღნიშნული მიზეზების გამო მატების ინტენსივობა უფრო ანტარქტიდის ზონაშია შემჩნეული. იენისში ჩრდილოეთ

პოლუსის რაიონში რადიაციის სიდიდე 16 კკალ/სმ² აღწევს, მაშინ როდესაც დეკემბერში სამხრეთ პოლუსის რაიონში (აქ ზაფხულია) იგი 24—30 კკალ-ის შეადგენს.

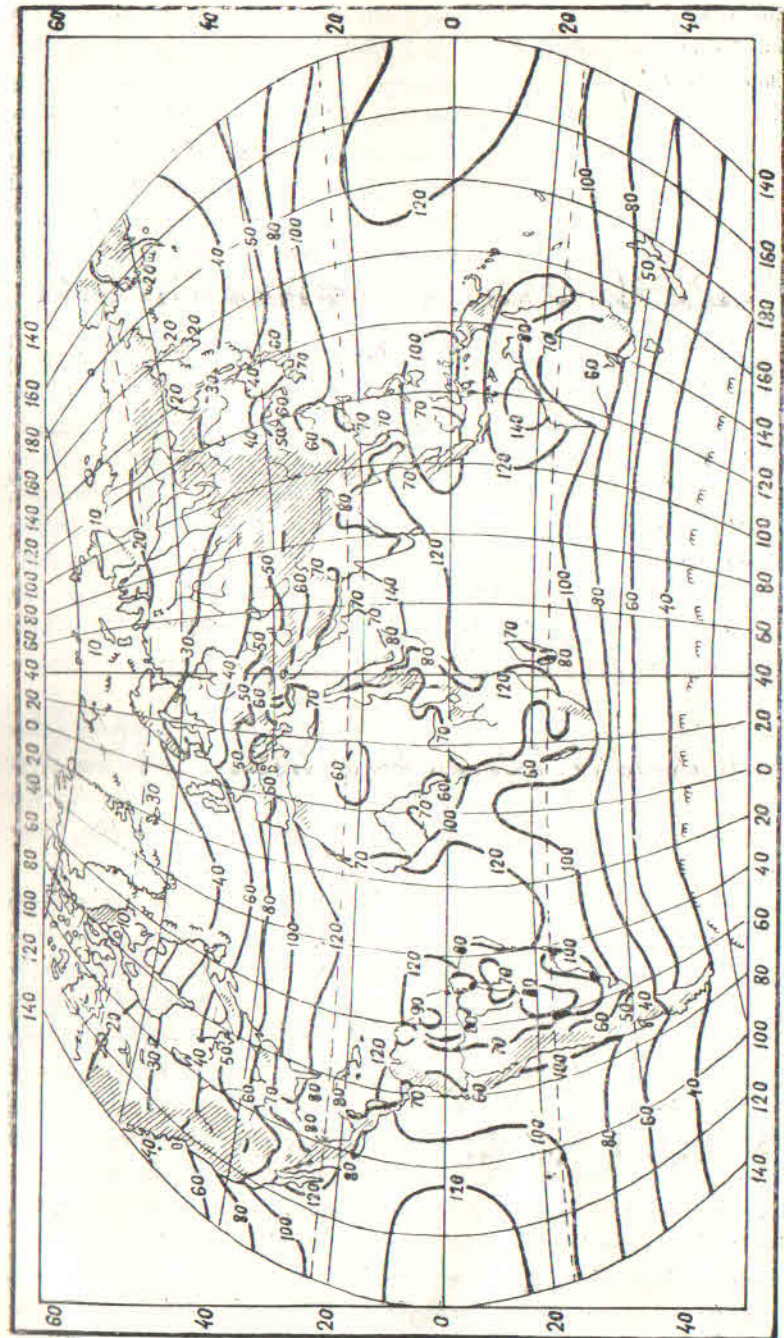
შთანთქმული რადიაციის Q ($1-\alpha$) განაწილება ძლიერ ეთანხმება მთლიანისას, მაგრამ ხმელეთისა და ოკეანეთა საზღვარზე შთანთქმული რადიაცია ალბედოს (α) ძლიერი ცვლილების გამო თითქმის წყვეტას განიცდის. რაც შეეხება ეფექტურ გამოსხივებას (E_{eff}), მისი სივრცითი ცვლილება მთლიან რადიაციასთან შედარებით მნიშვნელოვნად ნაკლებია. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ტემპერატურის ზრდა იწვევს აბსოლუტური ტენიანობის გაზრდას, ხოლო ორივე ელემენტი გამოსხივებაზე საწინააღმდეგო მიმართულებით მოქმედებს: ტემპერატურის გადიდებით იგი მატულობს, ხოლო ტენიანობის ზრდით — მცირდება.

ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამი დედამიწაზე იცვლება 30—40 კკალ-დან (ეკვატორული ზონა) 80—90 კკალ-მდე (ტროპიკული უდაბნოები). ზომიერ და მაღალ განედებზე მისი მნიშვნელობა მერყეობს 30—50 კკალ-ის შორის. არქტიკაში იგი 30—40, ხოლო ანტარქტიკაში 25—30 კკალ-ის შეადგენს.

როგორც ცნობილია, რადიაციული ბალანსი ანუ ნარჩენი რადიაცია წარმოადგენს სხვაობას შთანთქმულ რადიაციასა და ეფექტურ გამოსხივებას შორის. მთლიანი რადიაციის ეს ნარჩენი სითბო იხარჯება აორთქლებასზე და ქვეფენილი ზედაპირისა და ჰაერის გათბობასზე.

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი წყლისა და ხმელეთის საზღვარზე, ალბედოს მკვეთრი ცვლილების გამო (წყლის ალბედო გაცილებით ნაკლებია ხმელეთისაზე) წყვეტას განიცდის. ამიტომაც, რომ ერთ და იმავე განედზე ოკეანეებისა და ზღვების რადიაციული ბალანსი გაცილებით აღემატება ხმელეთისას (ნახ. 2 და 1-ლი ცხრ.).

როგორც მე-2 ნახ.-დან ჩანს, დედამიწის ზედაპირზე რადიაციული ბალანსი დადებითია; გამონაკლისს წარმოადგენს გრენლანდიისა და ანტარქტიდის რაიონები, სადაც იგი მუდმივი ყინულისა და თოვლის პირობებში უარყოფით მნიშვნელობას ღებულობს. არქტიკის ცენტრალურ ნაწილში ნარჩენი რადიაცია 0-დან +2 კკალ-ის შორის მერყეობს. მაქსიმალურ სიდიდეებს (120—140 კკალ) იგი ეკვატორული და ტროპიკული ზონის ოკეანეების ზედაპირზე აღწევს. იმავე ზონების ხმელეთის ზედაპირზე რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა 60—80 კკალ-მდე მცირდება. ტროპიკებიდან მაღალი განედებისაკენ ოკეანეთა ზედაპირზე, ხმელეთთან შედარებით, მას ჩვეულებრივი ზონალური განაწილება ახასიათებს, მაგრამ



ნახ. 2. რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამები (კკალ/სმ² წლ.)

მისგან განსხვავებით ბალანსის დაცემის ინტენსივობა აქ გაცილებით მეტია. წლის განმავლობაში რადიაციული ბალანსის განაწილებაზე წარმოდგენა რომ ვიქონიოთ, ამისათვის განვიხილოთ ამ სიდიდეების განაწილება დეკემბერსა და ივნისში. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს (ჩნს-თ) დეკემბერში ნულოვანი ბალანსის იზოხაზი როგორც ოკეანეზე, ისე ხმელეთზე დაახლოებით 40°-იან განედს გაუყვება. სამხრეთ ნახევარსფეროში (სნს) აღნიშნული განედებიდან ეკვატორისაკენ იგი მატულობს 8—10 კკალ-მდე, ხოლო პოლუსების მიმართულე-ბით ის უარყოფით ნიშანს ღებულობს და თანდათანობით მცირდება —3, —5 კკალ-მდე.

ივნისში (სნს-თს დეკემბერში) ბალანსის ასეთ მკვეთრ ცვლას ადგილი არ აქვს. პოლარულ წრესა და ტროპიკებს შორის განსხვავება 2—6 კკალ-იას არ აღემატება; უფრო მეტიც, ბარენცის ზღვის სანაპიროზე და ატლანტიკის ოკეანის ეკვატორულ ზონაში ბალანსის მნიშვნელობები ერთნაირია და 10 კკალ-იას შეადგენს. მსგავსი მდგომარეობაა წყნარი ოკეანის მაღალ და დაბალ განედებს შორისაც. აღნიშნულ თვეში ყველა კონტინენტის ზედაპირზე რადიაციული ბალანსის სიდიდე პოლარულ წრემდე მხოლოდ 6—10 კკალ-იას შორის იცვლება. ზოგიერთ ზღვებზე ივნისში, სადაც ძლიერ ინსოლაციას აქვს ადგილი, ბალანსმა შეიძლება 14—18 კკალ-იას მიაღწიოს.

სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების ზონალური განაწილების კარგ სურათს იძლევა 1-ელი ცხრილი. ცხრილში მოცემული სითბური ბალანსის კომპონენტთა სხვადასხვა თანაფარდობა ძირითადად განსაზღვრავს ოკეანისა და ხმელეთის ზედაპირზე სითბოსა და ტენიანობის რეჟიმს.

ხმელეთის ზედაპირი მთლიანი რადიაციის სახით უფრო მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე ოკეანე (ეკვატორული სარტყელის გამოკლებით). მათ შორის სხვაობა ყველაზე მეტია 20—50° განედებზე (34—36 კკალ-ია). ეკვატორულ ზონაში ორივე ზედაპირი უფრო ნაკლებ სითბოს ღებულობს, ვიდრე ტროპიკული და სუბტროპიკული განედები; ეს გარემოება არ შეესაბამება ეკვატორზე გაბატონებულ ტემპერატურის მაღალ დონეს. ეს გამოწვეულია იმით, რომ აქ მნიშვნელოვანი მოღრუბულობა, მართალია, რადიაციის დიდ ნაწილს აკავებს (30—60%), მაგრამ დაკარგული ენერგია მთლიანად კომპენსირდება წყლის ორთქლის კონდენსაციით გამოყოფილი ფარული სითბოთი (ღრუბლებისა და ნამის წარმოშობა). ამ გარემოებას ადასტურებს რადიაციული ბალანსის მონაცემებიც. როგორც 1-ლი ცხრილის მონაცემები გვიჩვენებს, ხმელეთზე ჭარბი ტენიანო-

სითბური ბალანსის კომპონენტთა საშუალო წლიურ სიდიდეთა განაწილება (კკალ/სმ² წლ.)

განედი (ბრლ.)	ოკეანი				ხმელი			დეამიწა მთლიანად				ატმოსფერო					
	Q	B	VL	P	A _{ოკ}	Q	B	VL	P	Q	B	VL	P	B _{ატ}	rL	P	A _{ატ}
70-60ჩნს	69	23	33	16	-26	79	20	14	6	76	21	20	9	-8	28	9	-33
60-50	68	29	39	16	-26	74	30	19	11	83	30	28	13	-11	43	13	-4
50-40	90	51	53	14	-16	124	45	24	21	108	48	38	17	-7	47	17	+4
40-30	126	83	86	13	-16	160	60	23	37	141	73	59	23	-9	46	23	0
30-20	156	113	105	9	-1	192	69	20	49	170	96	73	24	-1	42	24	-16
20-10	164	119	99	6	14	174	71	29	42	167	106	81	15	10	70	15	+2
10-0	157	115	84	4	31	144	72	48	24	154	105	72	9	24	115	9	+48
0-10სს	160	115	84	4	27	145	72	50	22	156	105	76	8	21	90	8	+21
10-20	160	113	104	5	4	167	73	41	32	162	104	90	11	3	74	11	+9
20-30	149	101	100	7	-6	178	70	28	42	156	94	83	15	-4	51	15	-8
30-40	128	82	80	9	-7	154	62	28	34	131	80	74	12	-6	55	12	-4
40-50	93	57	55	9	-7	110	41	21	20	94	56	53	9	-6	61	9	+6
50-60	67	28	31	8	-11	84	31	20	11	67	28	31	8	-11	58	8	+9
ზედაპირი მთლიანად	127	82	-74	-8	0	138	49	25	24	130	72	-60	-12	0	60	12	0

შის გამო ეკვატორულ ზონაში აღინიშნება ბალანსის მაქსიმალური სიდიდეები (72 კკალ), ოკეანეებზე კი ისინი ტროპიკული განედებისაკენ ინაცვლებენ (119 კკალ). ამასთან ორივე ნახევარსფეროს 40—50° განედამდე ოკეანეთა ზედაპირის რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა სჭარბობს ამავე განედის ხმელეთის შესაბამის სიდიდეებს. უფრო მაღალ განედებზე კი წყლის ალბედოს გადიდების შედეგად აღნიშნული სიდიდეები ერთმანეთს უახლოვდება. ტროპიკული სარტყელის ოკეანეთა ზედაპირიდან რადიაციული ბალანსის სითბოს ძირითადი ნაწილი აორთქლებაზე იხარჯება (70—93%). უფრო მაღალ განედებზე, მართალია, აორთქლებაზე დახარჯული სითბო გაცილებით სჭარბობს ბალანსისას, მაგრამ აღნიშნული სითბოს კომპენსაცია ოკეანეთა თბილი დინებების ($A_{\text{თბ}}$) მეშვეობით ხდება. ეს უკანასკნელი არა მარტო აორთქლების გაზრდას უწყობს ხელს, არამედ სითბოს მნიშვნელოვანი ნაწილი, მაღალ განედებზე ჰაერის გათბობასაც (P) ხმარდება. საერთოდ ზღვებსა და ოკეანეებზე ტურბულენტობის გზით ჰაერის გათბობაზე საშუალოდ რადიაციული ბალანსის მხოლოდ 10% იხარჯება, დანარჩენი 90% კი — აორთქლებაზე. კონტინენტთა ზედაპირზე ეს განაწილება მკვეთრად იცვლება; აქ რადიაციული ბალანსის ნახევარი ჰაერის გათბობას ხმარდება, ნახევარი კი — აორთქლებას.

იმევე 1-ლი ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი ($B_{\text{რ.}}$) ყველა განედზე უარყოფითია და თითქმის ერთი და იმავე სიდიდისაა. ატმოსფერო სითბოს ძირითადად წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად დებულობს (rL); ეს სითბო მაღალი განედების მიმართულებით, მართალია, მცირდება (იმევე მიმართულებით ატმოსფეროში წყლის ორთქლის შემცირება ხდება), მაგრამ ტურბულენტური სითბოგაცვლით (P) მიღებულ სითბოსთან შედარებით იგი მაინც ატმოსფეროს ძირითად გამთბობს წარმოადგენს. დაბალ და მაღალ განედებს შორის სითბოს გადანაწილებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ატმოსფეროში სითბოს ადვექციას ($A_{\text{ა.}}$). ამ უკანასკნელზე დაწვრილებით ქვემოთ შევჩერდებით.

§ 2. კლიმატის ცირკულაციური ფაქტორი

ატმოსფეროს ზოგად ცირკულაციურ პროცესებსა და მისი მექანიზმის თავისებურებებზე დაწვრილებით იყო საუბარი წინამდებარე სახელმძღვანელოს პირველ ნაწილში; ამიტომ აქ ძირითადად შევეხებით იმ საკითხებს, რომლებიც უშუალოდაა დაკავშირებული კლიმატწარმოქმნის ცირკულაციურ ფაქტორთან.

ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები, მართალია, ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატის ფორმირების ერთ-ერთი ფაქტორია, მაგრამ ისინი თავის მხრივ რადიაციული პროცესების შემოქმედების შედეგს წარმოადგენენ. რადიაციული პროცესები და პირველ ყოვლისა რადიაციული ბალანსი სითბოს ის ძირითადი წყაროა, რომელიც განაპირობებს არა მარტო მოცემული ადგილის კლიმატური რეჟიმის თავისებურებას, არამედ მოძრაობაში მოჰყავს მთელი ატმოსფერო.

ატმოსფეროს ცირკულაციას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება დედამიწის ზედაპირზე სითბოსა და ტენიის გადანაწილებაში როგორც ეკვატორსა და პოლუსებს შორის (მერიდიანულად), ასევე განედების მიხედვით (ზონალურად). ცირკულაციური დინებები, როგორც ეს 1-ელი და 2-ე ცხრილიდან ჩანს, არ წარმოადგენს სითბური ენერჯის წყაროს. პირიქით, მათი მექანიზმის საშუალებით ხდება ატმოსფეროში რადიაციული სითბოს თანაბრად განაწილება. მე-2 ცხრილი 1-ლი ცხრილიდანაა მიღებული და წარმოადგენს დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის კომპონენტთა საშუალო განედურ სიდიდეებს.

როგორც მე-2 ცხრილიდან ჩანს, ეკვატორულ და სუბტროპიკულ განედებზე ატმოსფერო რადიაციული სითბოს სიჭარბით ხასიათდება, ხოლო ზომიერ და მაღალ განედებზე, ე. ი. ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროს დაახლოებით 40° განედებზე მაღლა, იგი განიცდის რადიაციული სითბოს მნიშვნელოვან დეფიციტს — რადიაციული ბალანსი უარყოფითია. აღნიშნული განედები დედამიწის ზედაპირზე კლიმატის ფორმირების რადიაციული და ცირკულაციური ფაქტორების მოქმედების თავისებური გამყოფი საზღვარია. ამ საზღვრის ზემოთ — ზომიერ და მაღალ განედებზე ატმოსფეროს სითბოს ძირითად წყაროს წარმოადგენს არა მზის რადიაცია, არამედ ატმოსფერული და ოკეანური დინებები.

დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის მეორე თავისებურება ის არის, რომ ეკვატორულ განედებზე დამატებით სითბოს დიდი მარაგი გამოიყოფა წყლის ფაზური გარდაქმნის შედეგად (იხ. მე-2 ცხრილის მე-3 სვეტი — L ($\vartheta-r$)). აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობასა (VL) და კონდენსაციის სითბოს (rL) შორის სხვაობა). კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი სითბო აქ და მაღალ განედებზე უტოლდება ან მეტია რადიაციულ ბალანსზე. ეს გარემოება განაპირობებს ეკვატორულ ზონაში ატმოსფეროს ძლიერ გათბობას; ეს ჰარბი სითბო ოკეანური და ცირკულაციური დინებებით გადაიტანება სუბტროპიკული და მაღალი განედებისაკენ.

დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის კომპონენტთა განედური განაწილება (კკალ/სმ² წლ)

განედი გრად.	$B - B_{ატმ.}$	$L(V-r)$	$A_{ო.}$	$A_{ატმ.}$
1	2	3	4	5
70—60ჩს	-49	-8	-8	-33
60—50	-30	-15	-11	-4
50—40	-12	-9	-7	4
40—30	4	13	-6	0
30—20	14	31	-1	-16
20—10	23	11	10	2
10—0	29	-43	24	48
0—10სს	31	14	21	24
10—20	28	16	3	9
20—30	20	32	-4	-8
30—40	9	19	-6	-4
40—50	-8	-8	-6	-6
50—60	-29	-27	-11	9

ზომიერი სარტყელის 40—60° განედებზე დედამიწა-ატმოსფეროს უარყოფითი ბალანსი ძირითადად კომპენსირდება კონდენსაციის ფარული სითბოთი, რომელიც 8—27 კკალ-ით სჭარბობს აორთქლებზე დახარჯულ სითბოს. რაც შეეხება პოლარულ განედებს, სადაც ოკეანური დინებების გავლენა ძლიერ შესუსტებულია (სსს-ში არ შეინიშნება), სითბოს კომპენსაცია ძირითადად ატმოსფეროს ცირკულაციური დინებებით — სითბოს ადვექციით ხდება.

დედამიწის ზედაპირზე მზის სითბური ენერჯიის არათანაბარი განაწილება იწვევს, როგორც დაბალ და მაღალ განედებზე, ასევე ოკეანესა და კონტინენტებს შორის, ტემპერატურის მნიშვნელოვან კონტრასტს. სითბოს განედური ცვლა დედამიწის ზედაპირზე ძირითადად განაპირობებს ატმოსფეროს ზონალურ ცირკულაციას, ე. ი. ჰაერის მოძრაობას დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ; წლის განმავლობაში ზღვისა და ხმელეთის გათბობა-გაცივების სხვადასხვაობა, მათ ზედაპირზე არაერთგვაროვანი ხახუნის ძალა და ასევე კორიოლისის ძალის შემოქმედება ხელს უწყობს ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრების წარმოშობასა (ციკლონების და ანტიციკლონების) და მერიდიანული ცირკულაციის (განედთაშორისი ცირკულაციის) განვითარებას.

როგორც ცნობილია, წლის განმავლობაში ზონალური ცირკულაცია 3—5-ჯერ სჭარბობს მერიდიანულს, მაგრამ ამ უკანასკნელის როლი სითბო-სიცივის ადვექციაში დაბალ და მაღალ განედებს შორის იმდენად დიდია, რომ მისი გავლენით დედამიწაზე მყარდება სიცივლისათვის ნორმალური თერმული პირობები. იმ განედებზე, სადაც მზის რადიაციული ბალანსი უარყოფითია, მარტო ზონალურ ცირკულაციის მოქმედებისას ადგილი ექნებოდა ჰაერის გაცივებას, ხოლო დადებითი ბალანსისას — გათბობას; ეს პროცესი გავრცელდებოდა მანამ, სანამ ყველა განედზე სხივური წონასწორობა არ დასყარდებოდა. ამ შემთხვევაში მაღალ განედებზე (40° განედზე ზევით), როგორც ეს მე-2 ცხრილიდანაც ჩანს, ტემპერატურა სინამდვილესთან შედარებით 12—23°-ით ნაკლები იქნებოდა, ხოლო სუბტროპიკულ და ტროპიკულ სარტყელებზე — 7—13°-ით მეტი. როგორც ჩანს, მერიდიანული ცირკულაცია, რომელიც ხორციელდება ციკლონურ და ანტიციკლონურ ბარიულ სისტემათა მეშვეობით, დაბალ განედებზე იწვევს ტემპერატურის დაწევას, ხოლო მაღალ განედებზე — მომატებას. როგორც ზონალური, ისე მერიდიანული ცირკულაციური პროცესები განაპირობებენ აგრეთვე წყლის ორთქლის ტრანსპორტირებას განედური და მერიდიანული მიმართულებით.

ამის კარგი მაგალითია მე-3 ცხრილი, სადაც მოცემულია საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე საშუალო წლიური ტენზონების ცალკეული კომპონენტების სიდიდეები.

ტენზონების კომპონენტთა მნიშვნელობები საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე (მ. ბუდიკოთი და ო. დროზდოვი)

ტენზონების ელემენტები	I	VII	წლიური
ორთქლება მშ-ბით	5	50	294
ჰაერის ტენზომეცველობა მშ-ბით	4	23	12
ქარის სიჩქარე მ/წმ-ში	7.7	5.8	7.1
გარედან შემოტანილი წყლის ორთქლით წარმოშობილი ნალექების ჯამი (მშ)	25	54	434
აფცილობრივი წყლის ორთქლით წარმოშობილი ნალექები (მშ-ით)	2	9	53
ნალექების სივრთი ჯამი (მშ-ბით)	27	63	487

როგორც მე-3 ცხრილიდან ჩანს, საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ტერიტორიაზე ნალექების ძირითადი მასა, როგორც ცალ-

კეულ თვეებში, ისე წლიურ ჯამში, წარმოიშობა ზონალური და მერიდიანული ცირკულაციით გარედან შემოტანილი წყლის ორთქლის ხარჯზე (86—93%). ადგილობრივი წყლის ორთქლის (აორთქლებით მიღებული) კონდენსაციით მიღებული ნალექების რაოდენობა ძალზე უმნიშვნელოა. აღნიშნული გარემოება ეხება არა მარტო ევრაზიის ტერიტორიას, არამედ მსგავსი მდგომარეობაა სხვა კონტინენტებზეც. მიუხედავად იმისა, რომ ადგილობრივი წყლის ორთქლის წილი ნალექების საერთო ჯამში ძალზე მცირეა, იგი სათანადოდ ზრდის ადვექციური ორთქლის რაოდენობას (და საერთოდ ტენიანობას) და ამით სტიმულს აძლევს ნალექების გამოყოფას.

ცირკულაციური პროცესების სხვადასხვა ინტენსივობა და ხასიათი განსაზღვრავს ერთ და იმავე განედზე განსხვავებული კლიმატური პირობების ფორმირებას.

დაბალ განედებზე გარკვეული კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება პასატურ დინებებს და მათ მიერ გადატანილ წყლის ორთქლს, რომელიც ეკვატორულ ზონაში უხვი ნალექების სახით გამოიყოფა. როგორც მე-4 ცხრილიდან ჩანს, ეკვატორის ზონაში ნალექები მეტი მოდის, ვიდრე ორთქლდება, მაგრამ კომპენსაცია ხდება ტროპიკული განედების ხარჯზე, სადაც

ცხრილი 4

განედი (გრად)	ნალექი	აორთქლება
0—10	145	110
20—30	59	95
30—40	66	83

აორთქლება სჭარბობს ნალექებს (განსაკუთრებით ზღვის ზედაპირზე). პასატური დინებები გარკვეულ გავლენას ახდენს ჰაერის ტემპერატურაზეც. ოკეანეთა აღმოსავლეთ სანაპიროზე ჰაერის ტემპერატურა უფრო დაბალია დასავლეთ სანაპიროსაზე. ეს იმიტოა გამოწვეული, რომ სუბტროპიკულ ანტიციკლონთა აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მოედინება (სსს-ში სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ) ცივი ჰაერი; ამასთან ამ გარემოებას ემატება ოკეანეთა ცივი დინებები, რომლებიც ჰაერის ცირკულაციური პროცესებითაა გამოწვეული და იმავე მიმართულებით მოძრაობს. ოკეანეთა დასავლეთ სანაპიროზე კი ადგილი აქვს სამხრეთის შემადგენელი (სსს-ში — ჩრდილოეთის) თბილი ჰაერის ადვექციას ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე, რომელსაც ემატება იმავე მიმართულებით ოკეანეთა თბილი დინებებიც.

ტროპიკულ და სუბტროპიკულ სარტყელებში ნალექების მცირე რაოდენობა გამოწვეულია ოკეანურ ატმოსფეროში ტემპერატურის

ინერსიული განაწილებით და მასთან დაკავშირებული ჰაერის მდგრადი სტრატეფიკაციით, აგრეთვე ხმელეთზე გადახურებულ ჰაერში კონდენსაციის მაღალი დონით.

დაბალ განედებზე გარკვეული კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება სხვადასხვა თვისების მქონე ქარების სეზონურ ცვლას — მუსონურ დინებებს. ზაფხულობით ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროზე ეკვატორიდან ტროპიკებისაკენ ქრის ნოტიო და გრილი ქარები — ეკვატორული მუსონები, ხოლო ზამთარში, პირიქით — ტროპიკებიდან ქრის მშრალი და ცხელი ტროპიკული ქარები. ზაფხულის მუსონი იწვევს ჰაერის ტენიანობის მომატებას და უხვ ნალექიანობას.

ამ ზონისათვის საერთოდ დამახასიათებელია (განსაკუთრებით ოკეანისათვის) წლის განმავლობაში ტემპერატორული რეჟიმის ერთგვაროვნება (20—26°) და მისი უმნიშვნელო სეზონური რყევა. ეს იმაზე მეტყველებს, რომ შიდატროპიკული ცირკულაციური დინებების ქვედა ფენები, რომლებიც დიდ სივრცეს მოიცავს, ტემპერატორული პირობებით დიდ მსგავსებას იქნის. მაგრამ ეს არ ითქმის მათ ტენიანობაზე. აქ ჰაერის დინებების, ტენიანობისა და ვერტიკალური სტრატეფიკაციის მიხედვით გამოიყოფენ ტროპიკულ და ეკვატორულ ჰაერის მასებს. ტროპიკული ჰაერის ფორმირება ძირითადად ხდება სუბტროპიკულ ანტიციკლონებში, სადაც ანტიპასატის დაღმავალ დონებებს აქვს ადგილი, და ხმელეთის ტროპიკული ნაწილის თერმული მინიმუმის ზონაში — აქ მონადენი პოლარული ჰაერის ტრანსფორმაციის შედეგად. ამიტომაც, რომ ტროპიკული ჰაერი წყლის ორთქლს მცირე რაოდენობით შეიცავს და მდგრადი სტრატეფიკაციით ხასიათდება (ტროპიკული უდაბნოები და ნახევარდ უდაბნოები). ეკვატორული ჰაერის მასები ფორმირდება ეკვატორულ ზონაში მონადენი ტროპიკული ჰაერის (პასატების) ტრანსფორმაციის შედეგად; აქ ისინი თანდათანობით ქვედა ფენებში ტენიანდებიან და არამდგრად თვისებებს ღებულობენ.

სუბტროპიკული ანტიციკლონები, როგორც ცნობილია, შიდატროპიკულ და ზომიერ განედებზე მიმდინარე ცირკულაციური პროცესებს შორის გამყოფი ზონაა. ისინი განსაკუთრებით კარგად არიან გამოხატული წნევის საშუალო რუკების ოკეანეთა ზედაპირზე (დაწერილებით იხილე წინამდებარე სახელმძღვანელოს I ნაწილში); ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — აზორისა და ჰანოლუა ლუსს, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — სამხრეთ ატლანტიკის; სამხრეთ წყნარი ოკეანისა და ინდოეთის ოკეანის მაღალი წნევის არეს სახით. აღნიშნულ ანტიციკლონთა სამხრეთ პერიფერიაზე თუ

დასაბამში ექლევა პასატურ დინებებს, რომლებიც ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან (სსს-ში — სამხრეთ აღმოსავლეთიდან) ქრის, ჩრდილოეთ პერიფერიაზე ადგილი აქვს დასავლეთისა და სამხრეთ დასავლეთის ჰაერის გაბატონებულ დინებებს. ანტიციკლონთა ცენტრალურ ნაწილში, ჰაერის დაღმავალი დინებების გავლენით, მყარდება წყნარი და უღრუბლო ამინდი მოკლელტალიანი და გრძელტალიანი რადიაციული პროცესების ინტენსიური განვითარებით.

ზომიერ და მაღალ განედებზე კლიმატის ფორმირებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ტროპოსფეროს მთელს ფენაში ზონალური (დასავლეთის ქარები) და ციკლონური მოქმედებით გამოწვეულ მერიდიანულ ცირკულაციას.

როგორც ცნობილია, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთთან შედარებით (ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი წყალს უკავია) ოკეანისა და ხმელეთის ზეგავლენით წლის განმავლობაში ბარიული ცენტრების სეზონურობას აქვს ადგილი; ეს ცენტრებია: ისლანდიისა და ალუუტის (წყნარი ოკეანე) ღებრესია, ციმბირისა და ჩრდილოეთ ამერიკის ზამთრის ანტიციკლონები და აზიისა და ჩრდილოეთ ამერიკის ზაფხულის ღებრესია.

ზამთარში ზომიერ განედებზე ჰაერის დინებები უმეტესად ზონალურია და ქრის დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. მაგრამ ისლანდიისა და ალუუტის მინიმუმების დასავლეთ პერიფერიიდან ხშირად სამხრეთისაკენ მოედინება კონტინენტური წარმოშობის ცივი პოლარული ჰაერი. რომელიც ხდება აზორისა და ჰონოლულუს სუბტროპიკული ანტიციკლონებიდან მოხადენ ტროპიკულ ჰაერს; მათ შორის წარმოიშობა პოლარული ფრონტი, რომელზეც ვითარდება ციკლონური პროცესები. აღნიშნულ მინიმუმებში ზოგჯერ არქტიკული ჰაერიც მოედინება; იგი პოლარულ ჰაერთან შეხვედრისას წარმოშობს არქტიკულ ფრონტს, რომელზეც ციკლონური პროცესები ინტენსიურად ვითარდება.

ზაფხულში ბარიული სისტემა როგორც ხმელეთზე, ისე ოკეანეზე მთლიანად ვარდაიქმნება: ისლანდიისა და ალუუტის მინიმუმები ძალზე სუსტდება, ციმბირის ანტიციკლონს ცვლის აზიის მინიმუმი, ხოლო სუბტროპიკული მაქსიმუმები ფართოვდება იმდენად, რომ მათი ძირითადი ნაწილი ზომიერ განედებში ექცევა. ამ უკანასკნელთა ზეგავლენით ძლიერდება ჰაერის მასების დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ გადატანა.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, ევრაზიის კონტინენტის დასავლეთ ნაწილში წლის განმავლობაში გაბატონებულ სამხრეთ-დასავ-

ლეთის დინებებს; გოლფსტრიმის თბილ დინებასთან ერთად, ატლანტიკის ოკეანიდან დიდი რაოდენობით სიახლო და ტენი მოაქვს, რის გამოც აღნიშნული ტერიტორიის ჰაერის ტემპერატურა მნიშვნელოვნად აღემატება აღმოსავლეთ სანაპიროსას. განსხვავება განსაკუთრებით საგრძნობია ზამთარში, როდესაც ციმბირის ანტიციკლონიდან ჩრდილო-დასავლეთის დინებების მეშვეობით ცივი კონტინენტური ჰაერის გადატანა ხდება სანაპირო ზონისაკენ. ამიტომაც, რომ იანვრის 0°-იანი იზოთერმა კონტინენტის დასავლეთ სანაპიროზე ვრცელდება 70° განედამდე და უფრო ჩრდილოეთით, ხოლო აღმოსავლეთ სანაპიროზე იგი თითქმის 30°-მდე იწევს. მსგავსი მდგომარეობაა ჩრდილოეთ ამერიკის იმავე სანაპიროებზეც, მაგრამ ევრაზიასთან შედარებით ნაკლები კონტინენტურობის გამო აღნიშნული იზოთერმა 60°-დან (დასავლეთ სანაპირო) 40° განედამდე ჩამოდის (აღმოსავლეთ სანაპირო).

მაღალ განედებზე — არქტიკისა და ანტარქტიკის აუზში ჰაერის ქვედა ფენების ტემპერატურის ძლიერი დაცემის გამო წნევა მატულობს და ჰაერის მასები ჩრდილო-აღმოსავლეთ (სსს-ში სამხრეთ-აღმოსავლეთი) ქარების სახით მოედინება სამხრეთისაკენ და პოლარული ჰაერის მასებთან შეხვედრის ზონაში წარმოიშობს არქტიკულ ფრონტს, რომელზეც ვითარდება ციკლონური პროცესები. ამ უკანასკნელის მეშვეობით ხორციელდება სითბოსა და სიცივის (ციკლონის ზურგში) ინტენსიური ადვექცია როგორც ზონალურად (ციკლონთა მოძრაობის მიმართულებით), ისე მერიდიანულად. როგორც გამოთვლები გვიჩვენებს, ტუნდრის ზონაში არქტიკული ჰაერის ადვექცია იწვევს ივლისის საშუალო ტემპერატურის შემცირებას 5—7°-ით, ხოლო საბჭოთა კავშირის ევროპული და აზიური ნაწილის სამხრეთ ტერიტორიაზე — 1—2°-ით. საწინააღმდეგო მდგომარეობაა მაშინ, როდესაც თბილი ჰაერის ადვექცია მაღალი განედებისაკენ იწვევს საშუალო ტემპერატურების მომატებას.

§ 8. ოკეანეებისა და კონტინენტების გავლენა კლიმატზე

ქვეყნული ზედაპირის ხასიათი უდიდეს გავლენას ახდენს ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატის ფორმირებაზე. ამ მხრივ განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება ოკეანეებსა და კონტინენტებს. ისინი თავისი ფიზიკური თვისებებით ერთმანეთისაგან ძლიერ განსხვავდებიან. დიდი სითბოტევადობის გამო წყალი უფრო ნელა თბება და ნელა ცივდება, ვიდრე ხმელეთი. ამის გამო, წყლის მიერ შთანთქმული მზის ენერჯიის 99,6% მიდის მის გათბობაზე, ხოლო დანარჩენი — 0,4% — ჰაერის გათბობას ხმარდება. ეს იმით, რომ მზის ერთ და იმავე სი-

მალისას, წყლის ზედაპირის ალბედოს მცირე სიდიდე და მნიშვნელოვანი გამჭვირვალობა იწვევს ნიადაგთან შედარებით მზის რადიაციის მეტ შთანთქმას. ნიადაგის სიღრმეში სითბოს გადაცემა მოლეკულური სითბოგამტარობის მეშვეობით ხდება, ზღვებსა და ოკეანეებზე კი იგი ტურბულენტური და კონვექციური გზით მიმდინარეობს. ამ უკანასკნელში დიდი მნიშვნელობა აქვს სითბო-სიცივის ჰორიზონტალურ გადატანას, რომელიც თბილი და ცივი დინებების მეშვეობით წარმოებს.

ამრიგად, ზღვები და ოკეანეები წარმოადგენენ სითბოს კარგ აკუმულატორს, რომელსაც ისინი აგროვებენ წლის თბილ პერიოდში. ზამთარში აღნიშნული სითბო ათბობს წყლისპირა ჰაერის ფენებს. სითბოს კარგი შთანთქმისუნარიანობის გამო, ოკეანეებისა და ზღვების რადიაციული ბალანსი გაცილებით სჭარბობს იმავე განედის ხმელეთის ბალანსს (იხ. § 1), რის გამოც ზომიერ და მაღალ განედებზე წყლის ზედაპირის ტემპერატურა (დინებების გარეშე) საშუალოდ უფრო მაღალია, ხოლო დაბალ განედებზე, სადაც აორთქლებაზე სითბოს დიდი რაოდენობა იხარჯება, იგი უფრო დაბალია — ხმელეთის ზედაპირთან შედარებით.

მაღალი განედებისათვის დიდი მნიშვნელობა ენიჭება იმ გარემოებებს, რომ ოკეანეები და ზღვები იყინებიან მხოლოდ 0°-ზე დაბალ ტემპერატურისას. მართლაც, მტკნარი წყლის მაქსიმალური სიმკვრივე

ცხრილი 5

წყლის გაყინვა ტემპერატურა და მაქსიმალური სიმკვრივე სხვადასხვა მარილიანობის დროს

მარილიანობა (‰-ში)	ტემპერატურა	
	გაყინვა (გრად.)	მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურა
0	0,0	4,0
10	-0,5	1,9
20	-1,1	-0,3
25	-1,3	-1,3
30	-1,6	-2,5
55	-1,9	-3,5

თუ 4° ტემპერატურისას დგება და 0°-ზე იყინება. მარილიანობის მომატებით, მაქსიმალური სიმკვრივისა და წყლის გაყინვის ტემპერატურა კლებულობს (ცხრ. 5). თუ მარილიანობა 25‰-ზეა¹, მაშინ წყლის მაქსიმალური სიმკვრივისა და გაყინვის ტემპერატურები (-1,3°) ერთმანეთს უტოლდებიან. ზღვის წყალი, რომლის მარილიანობა 35‰-ს აღწევს დაახლოებით -2°-ზე იყინება. ამ შემთხვევაში პოლარულ ზღვებში სიღრმით თერმული ცირკულაცია მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურამდე (-3,5°) წარმოებს

¹ ‰-ა — პრომილე ‰-ის მეთავე ნაწილია და გამოხატავს 1000 გ წყალში მარილის რაოდენობას გრამებში.

და იგი აყოვნებს ზედაპირული ყინულის გაჩენას; ამის გამო ზოგიერთი რაიონი სრულიად თავისუფალია ზამთარში ყინულის საფარისაგან.

სითბური და რადიაციული თვისებების შედგენად ოკეანეთა ზედაპირზე ტემპერატურის დღელამური რყევა ძალზე უმნიშვნელოა (0,1—0,4°); შიდა ზღვებშიც კი იგი 1°-ს არ აღემატება. წყლისპირა ჰაერის ფენებშიც აღნიშნული სიდიდე 1—2° შორის მერყეობს.

ტემპერატურის წლიური რყევა ოკეანეთა ზედაპირზე მნიშვნელოვნად აღემატება დღელამურს; მაგალითად, ატლანტიკის ოკეანეში ტროპიკულიდან სუბპოლარულ განედებამდე (ჩგ. 60—70°) წლიური ამპლიტუდა 2—3°-დან 10—12°-მდე იცვლება. კონტინენტზე იგი მნიშვნელოვანია და ზოგიერთ პუნქტზე შეიძლება 65°-საც (ვერხოიანსკი) მიაღწიოს.

შეფარდებითი ტენიანობა ოკეანეებსა და კუნძულებზე მნიშვნელოვანია და წლიური ამპლიტუდა კონტინენტთან შედარებით მცირე სიდიდეებს აღწევს. მსგავსი თვისებებია ნისლიანობის, მორწყულობისა და ნალექების მსვლელობის, სიხშირისა და რაოდენობის მხრივაც.

ოკეანური დინებები დიდ გავლენას ახდენს ჰაერის თერმულ პირობებზე — ტემპერატურასა და მის განაწილებაზე. ვინაიდან თბილი და ცივი ოკეანური დინებები წლის განმავლობაში მდგრადი პირობებით ხასიათდებიან, ამიტომ მათ ზეგავლენასაც კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება.

დღემიწის სფეროს ყველა ზონაში თბილი და ცივი დინებების მეშვეობით იქმნება იმის პირობები, რომ ოკეანეთა დასავლეთ და აღმოსავლეთ სანაპიროებზე ტემპერატურათა შესამჩნევ სხვაობას აქვს ადგილი. კონტინენტის აღმოსავლეთი ნაწილის დაბალ და დასავლეთი ნაწილის ზომიერ განედებზე ატმოსფეროს და ოკეანეთა თბილი დინებების ერთობლივი მოქმედებით ადგილი აქვს ხმელეთის გათბობას, მათი გავლენა ზომიერ განედებზე განსაკუთრებით ზამთარში შედარდნება (ვერობის სანაპირო ტერიტორია).

ოკეანური დინებები გარკვეულ გავლენას ახდენს ატმოსფეროს თერმულ სტრატოფიკაციაზე. თბილი დინებების ზედაპირზე წარმოიშობა ძლიერი კონვექციური პროცესები, რომელნიც აძლიერებენ ჰაერის არამდგრად სტრატოფიკაციას და მის ტენიანობას დიდ სიმაღლემდე. ცივი დინებების ზედაპირზე ჰაერის სტრატოფიკაცია მდგრადობით ხასიათდება და ჰაერის ვერტიკალური გაცვლაც მნიშვნელოვნად სუსტდება.

ოკეანისა და ხმელეთის თერმული რეჟიმის სხვადასხვაობა განაპირობებს წლის განმავლობაში ატმოსფერული წნევის საწინააღმდეგო მსვლელობას; ე. ი. ზაფხულში ძლიერი ვახურების გამო ხმელეთზე მყარდება დაბალი წნევის არე, ხოლო ოკეანეზე — მაღალი წნევის არე; ზამთარში, პირიქით, ინტენსიური გაცივების გამო ხმელეთზე წნევა მაღალია, ხოლო ოკეანეზე — დაბალი. წნევის სეზონური ცვლილება დიდ გავლენას ახდენს ქარების მიმართულებაზე და მათ რეჟიმზე. როგორც ცნობილია, ზოგიერთი რაიონის კლიმატურ პირობებს ძირითადად მუსონური ქარები განსაზღვრავს. ზაფხულში ოკეანეებიდან მონაბერი ჰაერი ტენის დიდი შემცველობით და მნიშვნელოვანი ნალექებით ხასიათდება, ხოლო ზამთარში მშრალი ქარები მცირე ნალექებით გამოირჩევა. ამიტომაც, რომ კლიმატოლოგიაში ცალკე გამოყოფენ მუსონების განვითარების რაიონებს, როგორც მუსონური კლიმატის ტიპს.

კლიმატურ პირობებზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მცენარეული საფარი, განსაკუთრებით კი ტყე. მაგრამ, ტყია გავრცელების გეოგრაფიული არეალიც მნიშვნელოვანადაა დამოკიდებული კლიმატურ რეჟიმზე. ისინი მჭიდროდ არიან დაკავშირებული ერთმანეთთან.

მცენარეული საფარი ცვლის ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათს და თვით წარმოვედგება მოქმედ ზედაპირად. მცენარეულ საფარში რადიაციული პროცესები ძირეულად განსხვავდება მცენარით დაუფარავე ადგილ-საგან. ენაიდან იგი მრავალფეროვან მიკროკლიმატურ პირობებს წარმოშობს, ამიტომ, მცენარეული საფარის კლიმატზე ზეგავლენის ზოგიერთი საკითხი განხილულ ქაბება III თავში. აქ აღვნიშნავთ იმ გარემოებას, რომ ზღვებსა და კონტინენტებზე ჩამოყალიბებული კლიმატური პირობები დიდ გავლენას ახდენს მცენარეული საფარის გავრცელებაზე. ეკვატორული ზონის ოკეანისა (კუნძულები) და ხმელეთის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატური პირობები და აქედან გამომდინარე მცენარეული საფარის სახეობა (ნოტიო ტროპიკული ტყე) დიდად არ გამოირჩევა ერთმანეთისაგან; პასატური ზონა პირველისაგან განსხვავებული პირობებით ხასიათდება. აქ ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილში მაღალი ტემპერატურისა და უხვი ნალექების წყალობით გაბატონებულია ნოტიო ტროპიკული ტყეები; ამ ზონის ოკეანეების აღმოსავლეთ სანაპიროებზე კი კონტინენტისა და ცივი დინებების ზემოქმედებით კლიმატური ელემენტების რეჟიმი მცირედ განსხვავდება ტროპიკული უდაბნოების რეჟიმისაგან. აქ ბალახეული საფარის არსებობა ძირითადად ჰაერის დიდი ტენიანობის, ხშირი ნისლისა და გამოყოფილი ნამის შედეგია (აფრიკის დასავლეთი სანაპირო).

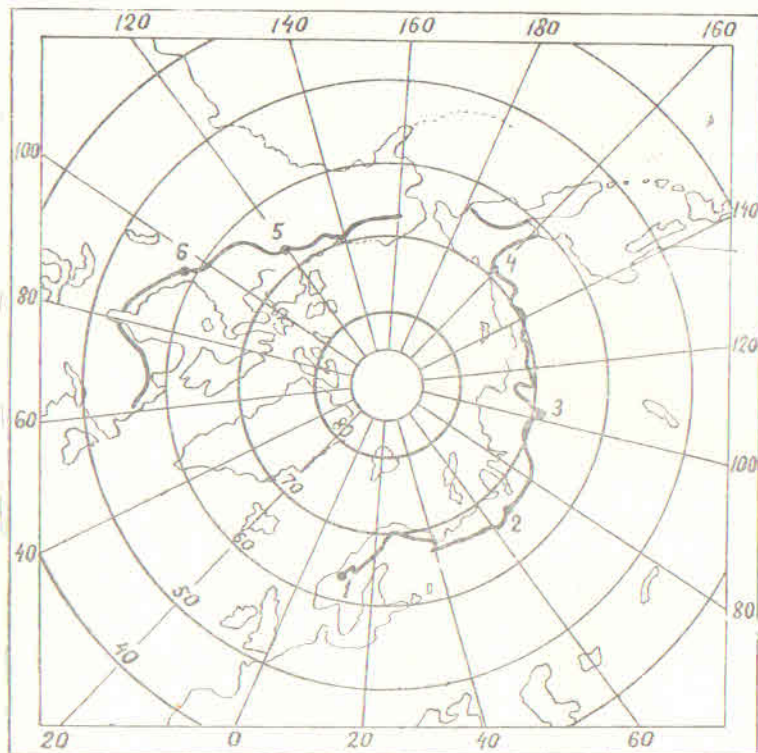
სუბტროპიკულ და ზომიერ განედებზე ხემცენარეული ჯიშების გავრცელებას ძირითადად განაპირობებს ზამთრის სიმკაცრე. ზღვიური კლიმატის პირობებში, იქ, სადაც ზამთარი შედარებით თბილია (დასავლეთ ევროპის სანაპირო) მარადმწვანე მცენარეულობა შეიძლება ჩრდილოეთ განედის 50°-ის ჩრდილოეთითაც გავრცელდეს. დასავლეთ ევროპის ატლანტიკის სანაპირო ზონაში თუ ძირითადად სითბოს და ტენის მოყვარული წიფლნარი ტყეებია გავრცელებული, ცენტრალურში მას რცხილნარი და მუხნარი ტყეები ცვლის. ურალის ქედის აღმოსავლეთით — მთელი ციმბირი წიწვიან ტყეს უკავია, ხოლო შორეული აღმოსავლეთი კვლავ ფოთლოვანი იცვლება. როგორც ვხედავთ, ჰავის კონტინენტურობის ზრდა იწვევს ზემცენარეულობის ჯიშების ცვლილებასაც.

უფრო მაღალ განედებზე ოკეანური კლიმატის პირობებში, ზაფხულში სითბოს და ტენის თანაფარდობა არახელსაყრელია ხემცენარეულისათვის; ზაფხულში შეფარდებითი ტენიანობა თუ 70% -ზე მეტია, მაშინ მცენარიდან აორთქლების ინტენსივობა მცირდება, ხოლო ქარბი ტენი ნიადაგის აერაციას ამცირებს და მცენარე იღუპება. კონტინენტზე ტემპერატურის მნიშვნელოვანი დღეღამური და წლიური ამპლიტუდა ხელს უწყობს ორგანული ნივთიერების დაგროვებას და მის სინთეზს დღისით და ზაფხულში, აგრეთვე დიდი რაოდენობით მის შენარჩუნებას ღამით და ზამთარში. ამის გამო, ხემცენარეულის ჩრდილოეთის გავრცელების საზღვარი ოკეანეთა სანაპიროზე გაცილებით სამხრეთით გაივლის, ვიდრე კონტინენტზე, მიუხედავად იმისა, რომ ამ უკანასკნელში ზამთრის ტემპერატურები ძლიერ დაბალია, საქმე ისაა, რომ წიწვიანი მცენარეულობა, რომელიც დიდ ყინვებს უძლებს, ზაფხულში სითბოს მიმართ ძალზე მგრძობიარეა. ოკეანეთა სანაპიროზე ზაფხულის საშუალო ტემპერატურა შეიძლება 12—14°-მდე იცვლებოდეს, ხოლო ზამთრისა — 3, —4° ფარგლებში, მაგრამ ტყის გავრცელება აქ წყდებოდეს; როგორც აღვნიშნეთ, ამის მიზეზი ტენიანობის პირობებია. დასავლეთ ევროპაში ტყის საზღვარი ჩრდილოეთ განედის 58—59°-მდე აღწევს. კანადის სანაპიროსთან კუნძულ ნიუფაუნდლენდზე ლაბრადორის ცივი დინების ზეგავლენით წიწვიანი ტყის საზღვარი ჩ. გ. 43°-მდე ჩამოდის; კოლის ნახევარკუნძულზე 63—67°-მდე ვრცელდება; მდ. მდ. ლენასა და ხატანგას (ტანაირის ნ/კ) აუზში იგი ყველაზე ჩრდილოეთით იჭრება და კარგად ვითარდება 71—72.5° განედებზეც კი (ნახ. 3).

სამხრეთ ნახევარსფეროში ჩრდილოეთთან შედარებით მაღალი განედებისაკენ ტყის გავრცელების საზღვარი მნიშვნელოვნადაა შემცირებული; მაგალითად, წმინდა პავლეს კუნძული (ინდოეთის ოკეა-

ნის სამხრეთი ნაწილი), რომელიც სამხრეთ განედის 38°45' მდებარეობს, სრულიად უტყეოა, მიუხედავად იმისა, რომ აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა 14,5°-ია, ხოლო ივლისის — 10,7°.

როგორც დავინახეთ, ზღვებისა და კონტინენტის გავლენა მეტეოროლოგიურ ელემენტთა რეჟიმზე, ტყე-მცენარეულის ხასიათსა და გავრცელებაზე საგრძნობლად დიდი და მრავალფეროვანია. ეს



ნახ. 3. ტყის გავრცელების ჩრდილოეთი (პოლარული) საზღვარი (თ. დავითიას და ი. მელნიკის მიხედვით)

1. რეკოსი, 2. სალხარდი, 3. ესეი, 4. კოლომის ვეარი, 5. კონტიდენსის ფორტა, 6. ზერჩილი

გარემოება საშუალებას გვაძლევს ზღვისა და კონტინენტის გავლენის ქვეშ მოქცეულ რაიონებში გამოვყოთ ზღვიური და კონტინენტური კლიმატის ტიპები.

ზღვიური ტიპის კლიმატი ხასიათდება გრილი ზაფხულით და შედარებით თბილი ზამთრით; ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა

მცირდება, ხოლო შემოდგომა გაზაფხულზე უფრო თბილია. ტემპერატურის მინიმუმი თებერვალ-მარტოშია, ხოლო მაქსიმუმი — ივლის-აგვისტოში. კონტინენტურ კლიმატში შემზრუნებულ სურათს აქვს ადგილი, ზაფხული ცხელი და ზამთარი ცივია, წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად მატულობს, ხოლო გაზაფხული შემოდგომაზე თბილია. ტემპერატურის მინიმუმი უმეტესად იანვარშია, მაქსიმუმი ივლისში. აღნიშნულ გარემოებას ადასტურებს მე-6 და მე-7 ცხრილები, სადაც მოცემულია ერთ და იმავე განედზე განლაგებუ-

ცხრილი 6

ტემპერატურისა და ნალექების წლიური მსვლელობა ზღვიურ და კონტინენტურ პუნქტებზე

მეტეოლოგიკური პუნქტი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიური საშუალო
----------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	----------------

ვალენსია ჩ. გ. 52°, დ. გ. 10°

ტემპერატურა ნალექები	7,0 136	6,8 142	7,1 113	8,8 94	11,0 80	13,5 82	14,7 94	14,7 120	13,6 107	10,7 139	8,6 141	7,6 166	10,3 1414
----------------------	------------	------------	------------	-----------	------------	------------	------------	-------------	-------------	-------------	------------	------------	--------------

ჩიტა ჩ. გ. 52°, ა. გ. 113° 30'

ტემპერატურა ნალექები	-27,4 2	-22,3 2	-12,4 3	0,0 8	7,9 23	15,7 46	18,7 90	15,4 84	8,2 33	-1,7 13	-14,5 5	-24,1 5	-3,0 319
----------------------	------------	------------	------------	----------	-----------	------------	------------	------------	-----------	------------	------------	------------	-------------

ცხრილი 7

ტემპერატურისა და ნალექების სეზონური განაწილება ზღვიურ და კონტინენტურ პუნქტებზე

პუნქტი	მეტეოლოგიკური პუნქტი	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
ვალენსია	ტემპერატურა ნალექი	7,1 444	9,0 287	14,3 296	11,0 387
ჩიტა	ტემპერატურა ნალექი	-24,6 9	1,4 39	16,6 220	-8,0 51

ლი ზღვიური (ვალენსია — კუნძ. ირლანდიის სამხ. დასავლეთით) და კონტინენტური (ჩიტა — აღმოსავლეთ ციმბირი) პუნქტებისათ-

ვის დამახასიათებელი ტემპერატურისა და ნალექების წლიური მსვლელობა თვეებისა და სეზონების მიხედვით.

როგორც მე-6 და მე-7 ცხრილებიდან ჩანს, ჩიტაში კონტინენტის გავლენით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა (46,1°) 6-ჯერ აღემატება ვალენსიის ამპლიტუდას (7,9°), ხოლო ნალექების წლიური ჯამი ამ უკანასკნელში 1100 მმ-ით მეტია პირველისაზე. წლის განმავლობაში ზღვის სანაპიროზე ნალექები თითქმის თანაბრადაა განაწილებული; მაშინ, როდესაც კონტინენტებში იგი ძირითადად ზაფხულის თვეებზე მოდის; იმავე ცხრილებიდან ვხედავთ, რომ ვალენსიაში უცივესი თვეა თებერვალი, ხოლო უთბილესი — ივლის-აგვისტო, ჩიტაში კი შესაბამისად იანვარი და ივლისია. ვალენსიაში შემოდგომა 2°-ით თბილია, ხოლო ჩიტაში 9,4°-ით ცივია გაზაფხულზე.

ზღვისა და კონტინენტის მოქმედების არეალი ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების ზეგავლენით მეტ-ნაკლები ინტენსივობით სცილდება მათ ფარგლებს. ოკეანის გავლენა ღრმად ხმელეთისაკენ და ხმელეთისა ოკეანის მიმართულებით, ძირითადად ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსთვისაა დამახასიათებელი. კონტინენტების მცირე ფართობის გამო (19%) სამხრეთ ნახევარსფეროში ხმელეთის გავლენა შედარებით სუსტადაა გამოსახული.

კარგად გამოსახული ზღვიური კლიმატით ხასიათდება დასავლეთ ევროპა, სადაც მთელი წლის განმავლობაში ატლანტიკის ოკეანიდან უბერავს თბილი და ტენიანი ჰაერი. ატლანტიკის სანაპიროდან დაშორებისთანავე ევრაზიის კონტინენტის სიღრმეში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა თანდათანობით მატულობს და, მასთანადამე, კლიმატის კონტინენტურობაც იზრდება.

მეცნიერთა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ მოცემული პუნქტების ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა შეიძლება ჩაითვალოს კლიმატის კონტინენტურობის ხარისხის ძირითად მაჩასიათებლად. აქედან გამომდინარე, რიგმა ავტორებმა შემოგვთავაზეს კლიმატის კონტინენტურობის ხარისხის რაოდენობრივი მაჩვენებლის განმსაზღვრელი ფორმულები. მათ შორის აღსანიშნავია:

1. ცენკერის ფორმულა

$$K = 120 \frac{A}{\varphi} - 20. \quad (3)$$

2. გორჩინსკის ფორმულა

$$K = \frac{1,7A}{\sin \varphi} - 20,4. \quad (4)$$

3. ხრომოვის ფორმულა

$$K = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A}. \quad (5)$$

სამივე ფორმულაში K კონტინენტურობის ხარისხის მაჩვენებელია %-ში, A — მოცემული ადგილის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა, ხოლო φ — ადგილის განედი.

ხელოვნური ფორმულებით გამოთვლილი ამა თუ იმ პუნქტის კონტინენტურობის მაჩვენებელი ზოგჯერ ერთმანეთთან ახლოს დგას, მაგრამ ხშირად მათ შორის განსხვავება მნიშვნელოვანია.

არსებობს სხვა ფორმულებიც, რომელთაც აქ არ მოვიყვანთ, მხოლოდ აღვნიშნავთ, რომ კონტინენტისა და ზღვების ურთიერთქმედება რთული პროცესია, რადგან ამ შემთხვევაში იცვლება არა ერთი ან ორი ელემენტი, როგორც ეს ფორმულებშია მოცემული, არამედ ცვლილებას განიცდის მეტეოროლოგიურ ელემენტთა მთელი კომპლექსი, აღნიშნული სირთულე აძნელებს კონტინენტურობის ინდექსის რაოდენობრივი მაჩვენებლის გამოსახვის საერთო მეთოდის შემუშავებას.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ მცენარეულობის ქიმიურ შედგენილობაზე, განსაკუთრებით კი ცილოვან ნივთიერებებზე ზღვიური და კონტინენტური კლიმატის ზეგავლენის შესახებაც. რაც უფრო მატულობს ადგილის კონტინენტურობა, მით უფრო იზრდება მცენარეთა ნაყოფში ცილების პროცენტული რაოდენობა; მაგალითად, ევრაზიის კონტინენტზე მარცვლეულ კულტურებში, განსაკუთრებით ხორბალში ცილები მატულობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ: საფრანგეთის ტერიტორიაზე იგი 9—12%-ია, გერმანიაში — 12%, საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდილო-დასავლეთით — 13—14%, ცენტრალურში — 17%, სამხრეთ-აღმოსავლეთით — 19%, ხოლო უზბეკეთში — 21%.

კონტინენტური კლიმატის პირობებში მცენარეულობა დაბალი ტანის და მცირე რაოდენობის მწვანე მასითაა შემოსილი, მაგრამ მასში დიდია შაქრის შემცველობაც. ზღვიური ტიპის ჰავაში ჰაერის დიდი ტენიანობისა და ხანგრძლივი ვეგეტაციის გამო დიდი ზომის მცენარე იზრდება და მწვანე მასით უხვად იმოსება. ამის შედეგად ნაყოფის შაქრიანობა მკვეთრად მცირდება და საგრძნობლად მატულობს კრახმალის რაოდენობა.

ზემოთ განხილულ კლიმატწარმოშობ ფაქტორებთან ერთად კლიმატის ფორმირებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ისეთ ქვეფენილ ზედაპირსაც, რომელიც თოვლით ან ყინულითაა დაფარული. ზომიერ და მაღალ განედებზე მას მხოლოდ ზამთრის განმავლობაში აქვს ადგილი და ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ვეებერთელა ტერიტორიას მოიცავს. შიდაპოლარული მხარე — არქტიკა და ანტარქტიდა, მუდმივი ყინულისა და თოვლის ფენითაა დაფარული. ეს რაიონი დიდ გავლენას ახდენს არა მარტო ადგილობრივ ჰაერის ჩამოყალიბებაზე, არამედ ზომიერი და სუბტროპიკული განედების კლიმატურ პირობებზეც. ამ უკანასკნელი ზონებისათვის არქტიკა და ანტარქტიკა „ამინდის სამზარეულოს“ წარმოადგენს. დედამიწის არც ერთ ნაწილში მოცემული რაიონის ამინდსა და კლიმატზე მეზობელი რაიონი ისეთი დიდი მასშტაბის გავლენას ვერ ახდენს, როგორსაც არქტიკა (ანტარქტიკა) სუბპოლარულ და ზომიერ განედებზე.

ზომიერ და მაღალ განედებზე წლის ცივ პერიოდში წარმოშობილი თოვლის საფარი, რომელიც კლიმატის პროდუქტს წარმოადგენს, თავის მხრივ დიდ გავლენას ახდენს კლიმატურ პირობებზე. პირველ ყოვლისა იგი ნიადაგისა და ჰაერის სითბურ რეჟიმზე ახდენს გავლენას. როგორც ცნობილია, თოვლის სითბოგამტარობა ძალზე მცირეა ($\lambda = 0,0003-0,0008$ კალ/სმ წმ გრად.), რადგან იგი კრისტალებს შორის ჰაერის დიდ რაოდენობას შეიცავს. ცუდი სითბოგამტარობის შედეგად თოვლი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამურ და წლიურ მსვლელობაზე და მკვეთრად ამცირებს მის რყევადობას. იგი იცავს ნიადაგს და მცენარეულობას (განსაკუთრებით საშემოდგომო ნათესებს) გაყინვისაგან. თოვლის სითბოგამტარობა ძირითადად დამოკიდებულია მის სიმკვრივეზე. სიმკვრივის მომატებით სითბოგამტარობის კოეფიციენტი — λ — მატულობს.

თოვლის რადიაციული პირობები მნიშვნელოვნად განსხვავდება ნიადაგის რადიაციული პირობებისაგან. ნიადაგის ზედაპირის ალბედო საშუალოდ თუ 20—30% -ს შეადგენს, თოვლის ზედაპირმა შეიძლება აირეკლოს მზის სხივები 45—55%-დან (ძველი თოვლი) 70—90%-მდე (ახლადმოსული თოვლი). რადიაციის ნაწილი, ნიადაგისაგან განსხვავებით, გარკვეულ სიღრმემდე ვრცელდება და შთანთქმება. რაც უფრო მატულობს თოვლის სიმკვრივე (წყლის შემცველობა) და მისი კრისტალიზაცია, მით უფრო უარესდება თოვლის გამჭვირვალობა და მზის სხივებიც ნაკლებად აღწევს ღრმა ფენებს.

10 სმ-იანი სისქის სველი თოვლის საბურველი, რომლის გამჭვირვალობის კოეფიციენტი $P=0,65$ -ს, ატარებს მთელი სხივური ენერჯის მხოლოდ 2—3%-ს, ხოლო მშრალი თოვლის ($P=0,92$)—44%-ს. როგორც ნ. კალიტინისა და გ. სულაქველიძის გამოკვლევებიდან ირკვევა, ყველაზე ხელსაყრელ პირობებში (მშრალი თოვლი) თოვლში შეღწეული რადიაციის ძირითადი ნაწილი შთანთქმება თოვლის საბურველის 60 სმ-იან ფენაში. რაც უფრო მცირეა თოვლის სიმაღლე, ნიადაგის ზედაპირი რადიაციის მით უფრო მეტ რაოდენობას ღებულობს, მაგალითად, თუ თოვლის სიმაღლე 2—9 სმ-ია, მაშინ ნიადაგის ზედაპირამდე აღწევს თოვლში შეღწეული რადიაციის 80—90%, 5 სმ-ისას — 45%, 50 სმ-ისას — 2% და ა. შ. ამგვარად, თოვლის საბურველი იცავს ნიადაგის ზედაპირს არა მარტო ძლიერი გადაცივებისაგან, არამედ სხივური ენერჯის სახით მას აწვდის დამატებით სითბოსაც. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ნ. კალიტინის მიერ ჩატარებული აქტინომეტრიული დაკვირვებებით მიღებული შედეგები (ცხრ. 8).

ცხრილი 8

თოვლის საბურველის რადიაციული რეჟიმი (სლუცკი, 1930 წ.)

რადიაციის დღეღამური ჯამი	28/I	14/II	19/III
მთლიანი რადიაცია კალ/სმ ²	60	133	327
თოვლის სიმაღლე (სმ-ით)	15	27	52
თოვლის ზედაპირის ალბედო (%-ბით)	78	70	70
თოვლის მიერ გატარებული რადიაცია (კალ/სმ ²)	13	40	98
თოვლის მიერ შთანთქმული რადიაცია (კალ/სმ ²)	12,3	39,2	97,1
ნიადაგის ზედაპირამდე მიღწეული რადიაცია (კალ/სმ ² და %-ბით)	0,7(3,6%)	0,5(2%)	0,9(0,9%)

როგორც მე-8 ცხრილიდან ჩანს, 26 იანვარს თოვლის ზედაპირის მიერ მიღებული 60 კალ სითბოდან 78% (47 კალ) აირეკლა, ხოლო თოვლმა გაატარა 13 კალ რაიონი; აქედან თოვლში შთანთქმა 12,3 კალ, ხოლო ნიადაგის ზედაპირამდე შიალწია 0,7 კალ-ამ, რაც შეადგენს მთელი ენერჯის 5,6% (13 კალ-დან), რაც უფრო მატულობს თოვლის სიმაღლე, ნიადაგამდე სხივური ენერჯის მით უფრო ნაკლები რაოდენობა აღწევს (19/III-ს—0,9%).

მზის რადიაციის შემოქმედებით თოვლის ზედაპირზე წარმოიშობა თოვლის ქერქი, რომელიც სათბურის მინის მსგავსად ხელს უწყ-

ყობს თოვლში სითბოს დაგროვებას და ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში თოვლის დნობის პროცესის დაჩქარებას. საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ თოვლის დნობის პროცესი უშუალოდ მზის რადიაციის ზეგავლენით შედარებით სუსტად მიმდინარეობს, რადგან დიდი არეკვლითი უნარიანობის გამო თოვლში მხოლოდ რადიაციის უმნიშვნელო ნაწილი ხვდება. ადრე გაზაფხულზე თოვლის ინტენსიური დნობა ძირითადად თბილი ჰაერის ადვექციის შედეგად ხდება, მაგრამ წლის ამ პერიოდში მზის მაღალი მდგომარეობით გამოწვეული რადიაციის გაძლიერება მნიშვნელოვნად აჩქარებს აღნიშნულ პროცესს. სითბოს ადვექციის გავლენა იმდენად ძლიერია, რომ შედარებით მაღალ განედებზე მას ხშირად გამოუწვევია თოვლის დნობა შუა ზამთარშიც კი.

როგორც ცნობილია, თოვლის დნობაზე იხარჯება ჰაერის სითბოს დიდი რაოდენობა, რის გამოც მიმდებარე ჰაერის ფენების ტემპერატურა ძლიერ ეცემა, ხოლო გარკვეულ სიმაღლის ფენებში იგი უცვლელი რჩება; წარმოიშობა ტემპერატურის ინვერსია, რომელსაც გაზაფხულის ინვერსიას უწოდებენ.

თუ თოვლის დნობის პერიოდში ნიადაგის ზედაფენები გაყინულია, მაშინ წყალი მთლიანად მდინარეში ჩაედინება და ნიადაგის ტენიანობაში მას მცირე როლი ენიჭება; გაუყინავი ნიადაგი წყლის მნიშვნელოვან რაოდენობას ითვისებს, წყლის საგრძნობი მარაგი განაპირობებს ვეგეტაციის საწყის პერიოდში მცენარეთა ზრდა-განვითარების ნორმალურ პირობებს.

თოვლის საბურველის სიმაღლე თუ დიდი, მაშინ თოვლის დნობამ კონტინენტური კლიმატის პირობებში შეიძლება გამოიწვიოს გაზაფხულის ტემპერატურათა დაცემა, ე. ი. გაზაფხული (ან ცალკეული თვეები) შეიძლება უფრო ცივი აღმოჩნდეს შემოდგომაზე (ან ცალკეულ თვეებზე).

თოვლის ზედაპირი გარდა იმისა, რომ მზის სხივების დიდი არეკვლითი უნარიანობით ხასიათდება და ნაკლებად თბება, აბსოლუტურად შავი სხეულის მსგავსად გამოასხივებს გრძელტალღიან რადიაციას; ეს გარემოება იწვევს წყნარ მოწმენდილ ამინდში ჰაერის ქვედა ფენების ძლიერ ვადაცოვებას და რადიაციული ინვერსიის ინტენსიურ განვითარებას.

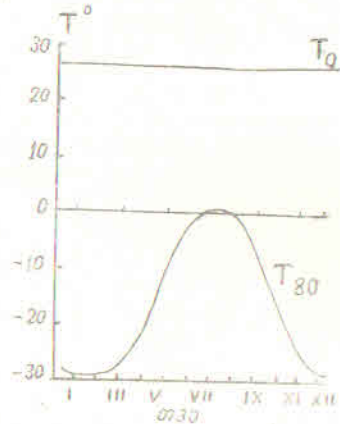
კლიმატზე ზეგავლენის პროცესი თითქმის მთელი წლის განმავლობაში განუწყვეტლივ მიმდინარეობს შიდაპოლარულ რაიონებში, სადაც ტერიტორიის უმეტესი ნაწილი დაფარულია მუდმივი თოვლისა და ყინულის საფარით. ზომიერი და მაღალი განედების ზღვები,

მდინარეები და ტბები კი მხოლოდ წლის ცივ პერიოდში იფარება ყინულსაფარით, რომელიც თბილ პერიოდში დნება.

ყინულსაფარი კარგი სითბოგამტარობის გამო (ყინულის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი $\lambda = 1,5$ კალ/მ სთ. გრად.) წყლის ღრმა ფენებიდან სითბოს საგრძნობ რაოდენობას ატარებს და ხელს უწყობს ჰაერის ტემპერატურის მომატებას. მიუხედავად იმისა, რომ ყინულსაფარის ზედაპირის ალბედო მნიშვნელოვანია (80—85%), იგი კარგად ატარებს მოკლეტალღიან რადიაციას (განსაკუთრებით გაბნეულ რადიაციას), მაგრამ მინის მსგავსად, თითქმის სრულიად გაუქვირებლად გრძელტალღიანი რადიაციის (ტემპერატურული გასისხივების) მიმართ. აღნიშნული გარემოება იწვევს ყინულსაფარის ქვეშ სითბოს გარკვეული რაოდენობით დაგროვებას და წყლის ტემპერატურის მომატებას. ყინულის ზედაპირი ხშირ შემთხვევაში თოვლის საბურველითაა დაფარული და ამ უკანასკნელს ცუდი სითბოგამტარობის გამო სითბოს გაცულა წყალსა და ჰაერს შორის მნიშვნელოვნად სუსტდება.

არქტიკის ყინულოვანი ველი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს არქტიკის კლიმატზე. როგორც მე-4 ნახ-იდან ჩანს, ცენტრალურ არქტიკაში (80° განედზე) ტემპერატურა ზაფხულში 27°-ით, ხოლო ზამთარში 55°-ით ნაკლებია ეკვატორისაზე; საშუალო წლიური ტემპერატურა კი ამ უკანასკნელს 27°-ით ჩამოუვარდება. ცხადია, რომ ჰაერის ასეთი დაბალი ტემპერატურა ცენტრალურ არქტიკაში წარმოადგენს პოლარული ყინულის ფორმირების ძირითად მიზეზს. მაგრამ ასეთი დაბალი ტემპერატურების არსებობაც ხომ პოლარული ყინულის ზემოქმედებითაა გაპირობებული, როგორც ჩანს, მასივ ეკვატორის ურთიერთზემოქმედების პროცესში ყალიბდება კლიმატის თანამედროვე რეჟიმი, რომელიც მნიშვნელოვნად განსხვავდება ეკვატორულისაგან.

მ. ბუდიკიმ თეორიულად გამოითვალა ზაფხულისა და ზამთარის პირობებისათვის ყინულსაფარს მოკლებული ცენტრალურა



ნახ. 4. ტემპერატურის წლიური მსვლელობა ცენტრალურ არქტიკაში (T_{80}) და ეკვატორზე (T_0)

არქტიკის ზღვის წყლისა და ჰაერის ტემპერატურები (ცხრ. 9). გა-
მოთვლის პროცესში მან დაუშვა, რომ ყინულსაფარს მოკლებული
არქტიკის თერმული რეჟიმი წლის განმავლობაში და ამასთან ერთად
ზამთრის მოღრუბლულობა და ქარის სიჩქარეც ახლო დგას ახ-
ლანდელ ზაფხულის პირობებთან. როგორც მე-9 ცხრილიდან ჩანს,
ყინულსაფარს მოკლებული ცენტრალური არქტიკის ზამთრის ჰაერის
ტემპერატურა რამდენიმე გრადუსით ნაკლები იქნებოდა, ხოლო
ზაფხულისა მეტი ახლანდელ ზაფხულის ტემპ.-ზე; საშუალო წლი-
ური ტემპერატურა კი 15°-ით გადააჭარბებდა ახლანდელს. ასეთ პი-
რობებში, არქტიკასა და ეკვატორს შორის ტემპერატურათა სხვაობა
მნიშვნელოვნად შემცირდებოდა (განსაკუთრებით ზამთრის თვეებ-
ში); ეს გამოიწვევდა ატმოსფეროს ცირკულაციისა და ტენზონების
მთლიანად შეცვლას და, აქედან გამომდინარე, კლიმატის რადიკალურ
გარდაქმნას არა მარტო არქტიკის რაიონში, არამედ ზომიერ და სუბ-
ტროპიკულ განედებზეც კი.

ც ხ რ ი ლ ი 9

ყინულსაფარს მოკლებული ცენტრალური არქტიკის
თერმული რეჟიმი

სეზონი	ტემპერატურა (გრად.)	
	წყალი	ჰაერი
ზაფხული	4,3	5,8
ზამთარი	-0,8	-5,4

მ. ბუდიკოს სრულიად დასაშვებად მიიჩნია არქტიკის არსებობა
ყინულოვანი რეჟიმის გარეშე, რადგანაც, როგორც ეს მე-9 ცხრი-
ლიდანაც ჩანს, ზამთარში წყლის ტემპერატურა (-0,8°) აღემატება
ზღვის მარილიანი წყლის გაყინვის წერტილს, რომელიც საშუალოდ
არქტიკის ზღვებისათვის -1,8°-ია (ცხრ. 5). როგორც იგი აღნიშნავს,
ტემპერატურების ასეთი მცირე განსხვავება (1°) მიუთითებს არქტი-
კის გაუყინავი წყლების არამდგრადობაზე, რომელიც შეიძლება და-
ძრღვეს მზის რადიაციის ცვლილებით და გამოიწვიოს ყინულსაფა-
რის ხელახალი წარმოშობა.

ყინულით დაფარული ტბები და წყალსაცავები ზამთრის განმავ-
ლობაში საგრძნობლად ათბობენ ჰაერის ქვედა ფენებს. როგორც
ა. ვოზნესენსკის გამოკვლევებიდან ჩანს, ბაიკალის ტბაზე, რომელიც

გაყინულია სამი თვის განმავლობაში (იანვარი-მარტი), ჰაერის ტემ-
პერატურა 5°-ით აღემატება ტბიდან დაშორებული ადგილების ტემ-
პერატურას. ლ. ბერგი, იმოწმებს რა სხვადასხვა ავტორების მონა-
ცემებს. იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ ზამთრის განმავლობაში არქტი-
კის ჰაერის გათბობაში გარკვეული წვლილი შეაქვს აგრეთვე სითბოს
იმ ნაკადს, რომელსაც ყინულის ფენა სითბოგამტარობით წყლის
ზედაფენებიდან გადასცემს ჰაერს.

რელიეფის გავლენა კლიმატზე

§ 1. ძირითადი კლიმატოგრაფიული ფაქტორები მთიანი მხედის პირობებში

რელიეფის გავლენა კლიმატზე დიდი და მრავალფეროვანია. აღნიშნული საკითხი წარმოადგენს იმ პრობლემის ერთ-ერთ არსებით და დამოუკიდებელ ნაწილს, რომელიც კლიმატზე ქვეყნილი ზედაპირის გავლენის საკითხებს შეისწავლის. რელიეფის კლიმატზე მრავალფეროვანი ზეგავლენის დეტალურ შესწავლას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მთიანი მხარის სამეურნეო თვალსაზრისით ათვისების საქმეში; როგორც ლ. ბერგი აღნიშნავს, მთის კლიმატი, დაბლობის კლიმატთან შედარებით, ყოველმხრივ უფრო კეთილმოყვებულ გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე.

კლიმატზე მთიანი რელიეფის ზემოქმედების ორი მხარე შეიძლება გამოვყოთ. პირველ ყოვლისა, ოროგრაფიული პირობები განსაზღვრავენ ჰაერის მასების გადაადგილების მიმართულებას; ვაბატონებულ ჰაერის დინებებს ხშირად წინააღმდეგობას უწევენ მოძრაობის პერპენდიკულარულად განლაგებული მთები და ქედები; თუ ჰაერის მასის სიმძლავრე ნაკლებია მთის ან ქედის სიმაღლეზე, მაშინ ისინი იძულებული არიან შემოუარონ მას, ან ნაკლები სიმაღლისა და დაბალანონ იგი და მეორე მხარეს სრულიად საწინააღმდეგო პროცესი განავითარონ. ასეთი მთები და ქედები წარმოადგენენ ორ მეზობელ რაიონს შორის კლიმატგამყოფს. მეორე მხრივ, მთიანი რელიეფის სხვადასხვა ნაწილში: ქვაბულებში, თხემებზე, სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობებზე, ცალკეული მიმართულების ხეობებსა და რელიეფის სხვა ფორმებში წარმოიშობა კლიმატური პირობების ადგილობრივი მრავალფეროვნება.

დანაწევრებული რელიეფის პირობებში კლიმატწარმოშობის პროცესების დიდი სიჩქარის მიუხედავად შეიძლება გამოიყოს რიგი ფაქტორები, რომელნიც ძირითადად განსაპირობებენ როგორც

მისდინების, ისე კლიმატურ რეჟიმსაც. ასეთს მიეკუთვნება ადგილის სიმაღლე, იგი ვადამწყვეტ როლს ასრულებს თითქმის ყველა კლიმატური პროცესის განვითარებაში და, რაც მთავარია, ცალკეული ელემენტები სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. მეორე ფაქტორს მთის ფერდობები წარმოადგენს. მთის მიმართულება, ფერდობის ექსპოზიცია და დახრილობა ძირითადად მთის რადიაციულ რეჟიმზე მოქმედებს, რომელიც შემდგომში განსაზღვრავს ჰაერის ადგილობრივ ცირკულაციას, თერმულ და ტენიანობის რეჟიმს და სხვ.

კლიმატური საზღვრის როლი შეიძლება შეასრულოს როგორც განედურად განლაგებულმა, ისე მერიდიანულად მიმართულმა ქედებმა. პირველი მათგანი (კავკასიონი, კარპატები, იალიები ყირიმში, ალპები, პიმალაის ქედი და სხვ.) ზამთრის პერიოდში სამხრეთ რაიონებს იცავს ცივი (პოლარული და არქტიკული) ჰაერის მასების უშუალო შემოჭრისაგან. მერიდიანული ქედები, რომელნიც ზომიერი განედის ოკეანეთა სანაპიროს გაუყვებიან (კორდილიერები და ასლები ჩრდილოეთ და სამხრეთ ამერიკაში), წინააღმდეგობას უწევს ზამთარში ოკეანიდან კონტინენტისაკენ თბილი და ტენიანი ჰაერის გავრცელებას.

კლიმატური საზღვრის კარგ მაგალითს წარმოადგენს კავკასიონის ქედი, რომელიც საქართველოს ჩრდილოეთის მხრიდან გაუყვება. მ. კორძაძე აღნიშნავს, რომ საშუალო წლიური ტემპერატურა საქართველოს განედებზე, ა. მილანკოვიჩის თეორიულად გამოთვლილ სოლარული ტემპერატურების მიხედვით, იქნებოდა 10,5—12,5°-ის ფარგლებში; სინამდვილეში იგი ზღვის დონეზე მერყეობს 13-დან 15°-მდე, ე. ი. საშუალოდ 2,5°-ით მეტია, ვიდრე იქნებოდა უმოძრაო ატმოსფეროს პირობებში. ამის მიზეზია კავკასიონის ქედი, რომელიც ჩრდილოეთიდან იცავს ცივი ჰაერის ამიერკავკასიაში შემოჭრას, სამხრეთის მხრიდან კი გაშლილია თბილი ჰაერისათვის. აღნიშნული მიზეზითაა გაპირობებული აგრეთვე ის გარემოება, რომ ზამთრის თვეებში საშუალო დღეღამური და საშუალო მინიმალური ტემპერატურა საქართველოში 2—4°-ით მეტია იმავე სიმაღლეზე მდებარე ჩრდილოეთ კავკასიის ცალკეულ პუნქტებისაზე, მიუხედავად იმისა, რომ ვანედურად ისინი ერთმანეთისაგან 1—1,5°-ზე მეტად არ არიან დაშორებული. აგრეთვე, შავი ზღვის აღმოსავლეთი და დასავლეთი სანაპიროების თერმული რეჟიმი ერთმანეთისაგან საგრძნობლად განსხვავებულია. მაგალითად, საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროს ზამთრის ტემპერატურა დაახლოებით 5°-ით აღემატება იმავე განედების ბულგარეთის შავი ზღვის სანაპირო რაიონს.

ნების ტემპერატურას. აღსანიშნული ფაქტის ძირითად მიზეზად მ. კორძაიას მიიჩნია კავკასიონის ქედისა და თბილისი შავი ზღვის ერთობლივი ზემოქმედება აღმოსავლეთ სინაპირიოზე გაბატონებულ ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებზე.

§ 2. რელიეფის გავლენა მზის რადიაციასა და მზის სინათლისაზე

რელიეფის გავლენა რადიაციულ რეჟიმზე მრავალფეროვნებით ხასიათდება. მზის რადიაციულ პირობებს ძირითადად განსაზღვრავს ადგილის სიმაღლე, ფერდობის ექსპოზიცია და დახრილობა, ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო და სხვ.

ადგილის სიმაღლის მატებით ზრდას განიცდის მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა. აღნიშნული გარემოება გამოწვეულია იმით, რომ სიმაღლის ზრდით ატმოსფეროს ფენის სისქე, აეროზოლის ნაწილაკთა რაოდენობა ჰაერში, სიმკვრივე და წყლის ორთქლის შემცველობა თანდათანობით მცირდება. ყველა ჩამოთვლილი ელემენტი მეტ-ნაკლები სიძლიერით ახდენს გავლენას ატმოსფეროში მოხვედრილ მზის სხივური ენერჯის ინტენსივობაზე. როგორც ცნობილია, ატმოსფეროში რადიაციის შესუსტება ძირითადად ხდება ჰაერში ატიენარებული სხვადასხვა ზომის აეროზოლისა და წყლის ორთქლის ნაწილაკებზე დაცემული სხივური ენერჯის შთანთქმისა და გაბნევის შედეგად. რაც უფრო მაღლა ავდივართ, მით უფრო სუფ-

ცხრილი 10

პირდაპირი რადიაციის აბსოლუტური მაქსიმალური ინტენსივობა პერპენდიკულარულ ზედაპირზე კალ/სმ² წუთში (ი. ცუცქერიძის მიხედვით)

პუნქტი	სიმაღლე (მ-ბით)	I	III	V	VII	IX	XI	წლიური
სოხუმი	47	1,37	1,52	1,38	1,34	1,57	1,40	1,52
თბილისი	404	1,43	1,51	1,48	1,45	1,54	1,44	1,58
აბასთუმანი	1263	1,46	1,56	1,57	1,50	1,53	1,60	1,63
შოვი	1670	1,58	1,65	1,60	1,44	1,55	1,60	1,66
ბაკურიანი	1743	1,60	1,61	1,56	1,51	1,56	1,60	1,62
ბახმარო	1913	1,54	1,60	1,56	1,51	1,51	1,52	1,60
ყაზბეგი მ/მ	3657	1,62	1,72	1,56	1,58	1,60	1,62	1,72

თა და გამჭვირვალე ხდება ატმოსფერო, ხოლო პირდაპირი რადიაცია ნაკლებად სუსტდება. სიმაღლის მიხედვით რადიაციის ზრდა დასაწ-

ისში შედარებით სწრაფად მიმდინარეობს. ხოლო შემდგომ—მცირდება ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მე-10 ცხრილში მოცემული საქართველოს სხვადასხვა პუნქტების მონაცემები.

როგორც მე-10 ცხრილიდან ჩანს, პირდაპირი რადიაციის მაქსიმალური ინტენსივობა სიმაღლის მიხედვით ვარკვეულად მატულობს, მაგრამ 1600 მ სიმაღლემდე რადიაციის ზრდა უფრო ინტენსიურია, ვიდრე აღნიშნული სიმაღლის ზემოთ. სოხუმში მაქსიმალური რადიაცია (1,52 კალ) შეადგენს მზის მუდმივას ($S_0=1,98$ კალ/სმ² წთ.) 77%-ს, ხოლო ყაზბეგზე — 87%. ბირთვზონდით 22 კმ სიმაღლეზე გაზომილმა სიდიდემ 1,78 კალ/სმ² წთ-ს მიაღწია და შეადგინა მზის მუდმივას 90%. მე-10 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ რადიაციის მაქსიმალური ინტენსივობას ადგილი აქვს გაზაფხულზე (ყაზბეგზე, შოვი, ბახმარო, სოხუმი, ბაკურიანი) და ზოგჯერ შემოდგომაზე (აბასთუმანი), როდესაც ატმოსფეროს გამჭვირვალობა მატულობს. ბაკურიანში და ბახმაროზე მაქსიმალური რადიაციის შედარებით მცირე სიდიდეები (შესაბამისად 1,62 და 1,60 კალ) უნდა აიხსნას ადგილობრივი თავისებურებით (წყლის ორთქლის გადიდება); შესაძლებელია აღნიშნული სიდიდეები მცირე ხანგრძლივობის დაკვირვებებიდანაა მიღებული.

რადიაციის ვერტიკალური გრადიენტი, ცალკეული წყვილი სადგურებისათვის, სხვადასხვა სიდიდეებით ხასიათდება. მაგალითად, ვერტიკალური გრადიენტი თბილის-ყაზბეგს შორის წლის განმავლობაში ყოველ 100 მ სიმაღლეზე იცვლება მხოლოდ 0,003-დან 0,007 კალ/სმ² წთ-მდე; სოხუმი-შოვისათვის იგი 0,010—0,015 კალ-ს შეადგენს.

ანალოგიური მდგომარეობაა შუა აზიის მთიან ზონაში და ალპებშიც, მაგალითად, მყინვარ ფედჩენკოზე (4170 მ. ზღ. დ.) პირდაპირი რადიაციის მაქსიმალური სიდიდე 15—25%-ით აღემატება დაბლობი პუნქტებსას. ალპებში განსხვავება უფრო მეტია: 3000 მ სიმაღლეზე აქ რადიაციის სიდიდე 30—50%-ით მეტია დაბლობისაზე, როგორც ჩანს, რადიაციის ინტენსივობის სიმაღლის მიხედვით მატება დამოკიდებული უნდა იყოს არა მარტო წლის სეზონზე, არამედ მოცემული მთიანი რაიონის კლიმატურ პირობებზეც.

მაღალმთიანი ზონისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება მთლიანი (პირდაპირი და გაბნეული) ულტრაიისფერი რადიაციის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების ცოდნას და ადამიანის ორგანიზმზე მისი ზემოქმედების ბიოლოგიურ ეფექტს. ამ მხრივ აღსანიშნავია ბორჯომის ხეობისათვის გ. უშვერიძის მიერ დაკვირვებით მიღებული მონაცემები (ცხრილი 11).

მთლიანი ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობის ცვლილება მოცემული ადგილისა და მზის სიმაღლესთან დამოკიდებით (%-ბით გაგრასთან შედარებით)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ით	მზის სიმაღლე (გრად.)				
		30	40	50	60	70
გაგრა	6	26,6	47,4	66,6	83,4	100
ბორჯომი	789	31,1	56,9	78,1	97,5	125,5
ლიბანი	1368	37,3	66,2	94,0	117,7	140,6
ბაკურიანი	1660	39,6	70,0	99,7	124,8	148,6

როგორც ჩანს, მთლიანი ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობა იზრდება როგორც ადგილის სიმაღლის, ისე მზის სიმაღლის მატებასთან ერთად. ბაკურიანში, როდესაც მზის სიმაღლე 70°-მდე აღწევს, ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობა გაგრასთან შედარებით 48,6-ით, ხოლო ბორჯომთან შედარებით 23,1%-ით მატულობს.

ინტერესს არ არის მოკლებული აგრეთვე სიმაღლის მიხედვით დროის იმ ინტერვალის ცოდნა, რომელიც საჭიროა მზის დასხივონებით მსუბუქი ერთეულის (კანის გაწითლება სისხლის მოწოლის შედეგად) მისაღებად (ცხრილი 12).

ცხრილი 12

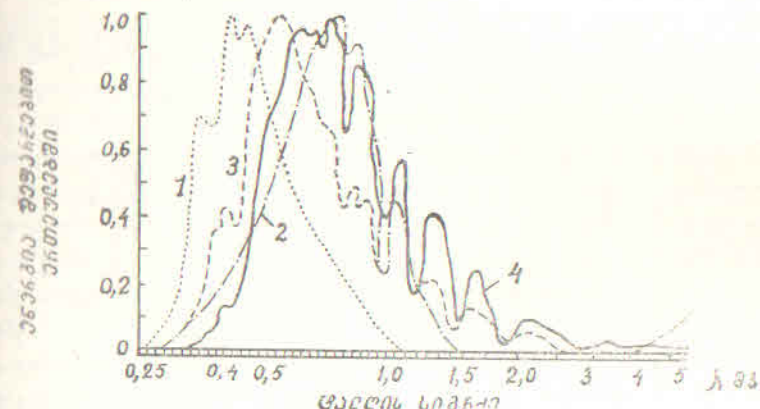
მზის სხვადასხვა სიმაღლისას მსუბუქი ერთეულის მისაღებად საჭირო დრო წუთებში (გ. უშვერძის მიხედვით)

პუნქტი	რადიაციის სახეობა	მზის სიმაღლე (გრად.)				
		30	40	50	60	70
გაგრა	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	120	70	50	40	34
ბორჯომი	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	105	60	42	33	27
ლიბანი	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	80	48	34	26	20
ბაკურიანი	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	80	48	34	26	20

როგორც მე-12 ცხრილიდან ირკვევა, მსუბუქი ერთეულის მისაღებად (კანის გაშავების მიზნით) მთლიანი რადიაციის ზეგავლენით (ლია ცის ქვეშ) მზის 50 და 70° სიმაღლისას გაგრის პირობებში საჭირო ყოფილა შესაბამისად 50 და 34 წუთი, ხოლო ბაკურიანისათვის

34 და 20 წუთი, ავადმყოფთა უმეტესობას ენიშნებათ გაბნეული რადიაციის ვანები (ჩრდილში), რადგან მის სპექტრში ულტრაიისფერი სხივების მნიშვნელოვანი ნაწილი მოკლეტალღიანია (ნახ. 5). მოკლეტალღიანი რადიაციით ყველაზე მდიდარია მაღალმთიანი და ზღვისპირა რაიონები. ულტრაიისფერი რადიაციის ვადიდებული რაიონებია ზღვის სანაპიროზე ძირითადად გამოწვეულია ზღვის ლურჯი ზედაპირიდან ანარეკლი სხივების სიუხვით. ამას ადასტურებს მე-12 ცხრილში მოცემული გაბნეული რადიაციით მსუბუქი ერთეულის მისაღებად საჭირო დროის (წუთებში) ერთნაირი ხანგრძლივობა გაგრისა და ბორჯომის ხეობაში. ვარდა იმისა, რომ აღნიშნული სხივები ინტენსიური ბაქტერიოციდული (ბაქტერიების მხოცავი სხივები) ზემოქმედებით ხასიათდება, მათი გავლენით ადამიანს მზე უფრო ციკდება და აშავებს მას.

ბოლო წლების დაკვირვებები მოწმობს, რომ გაბნეული რადიაცია, რომელიც მდიდარია ულტრაიისფერი სხივებით, აგრეთვე ვარ-



ნახ. 5. პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის სპექტრი სხვადასხვა პირობებისათვის (ი. იანიშვესკის მიხედვით).

1—გაბნეული რადიაცია მოწმენდილი ცისათვის; 2—გაბნეული რადიაცია მოლრუბლულ ამინდში; 3—პირდაპირი რადიაცია, როცა $\theta = 45^\circ$; 4—პირდაპირი რადიაცია, როცა $\theta = 14^\circ$.

ყვეული ძალით მოქმედებს მოლრუბლულ ამინდშიც. გაბნეული ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობა 0,4 მიკრონზე ნაკლებ ტალღის სიგრძისათვის გაცილებით სჭარბობს პირდაპირი ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობას (ნახ. 5).

მე-5 ნახაზიდან ნათლად ჩანს ის დიდი განსხვავება, რომელიც არსებობს მოწმენდილი და მოლრუბლული ამინდის გაბნეულ რადი-

აქიასა და პირდაპირი რადიაციების სპექტრულ შედგენილობებს შორის. მოწმენდილ ამინდში გაბნეული რადიაციის სპექტრი (და, რა თქმა უნდა, მაქსიმალური ენერგიაც) შედარებით მოკლე ტალღებისაკენ ინაცვლებს. ეს უკანასკნელი დანარჩენ სპექტრებთან შედარებით (განსაკუთრებით პირდაპირი რადიაციისა, როცა მზის სიმაღლე $h=45^\circ$) უხვად შეიცავს მოკლეთალღიან ულტრაიისფერ სხივებს. პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის სპექტრის ულტრაიისფერი სხივების ენერგია მზის საერთო ნაკადში დიდი არ არის (ატმოსფეროს საზღვარზე მთელი ენერგიის 7%-ს შეადგენს, ხოლო ზღვის დონეზე — 3—4%-ს), მაგრამ მთიან რაიონებში სიმაღლის მიხედვით იგი მატულობს და დიდ როლს ასრულებს პელიოთერაპიაში.

საინტერესოა სურათს იძლევა პირდაპირი, გაბნეული და მთლიანი რადიაციის სეზონური და წლიური ჯამების ვერტიკალური განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე, საშუალო მოღრუბლულობისა და სრულიად მოწმენდილი დღეების პირობებისათვის (ცხრ. 13).

ცხრილი 13

რადიაციის წლიური ჯამების ცვლილება ადგილის სიმაღლის მიხედვით (კვად/სმ² წთ)

პუნქტი	სიმაღლე მბთი	საშუალო მოღრუბლულობის პირობებში				მოწმენდილი ცის პირობებში			
		რადიაციის სახეობა	იანვარი	ივლისი	რადიაციის წლიური ჯამი	რადიაციის სახეობა	იანვარი	ივლისი	რადიაციის წლიური ჯამი
თბილისი	404	S'	1,9	10,8	72,0	S ₀	5,0	17,4	132,5
		i	2,4	5,8	44,7	i ₀	1,8	3,9	30,2
		Q	4,3	16,6	120,7	Q ₀	6,8	21,3	172,7
წალკა	1457	S'	3,0	9,3	63,9	S ₀	6,8	18,4	154,1
		i	2,5	6,1	53,5	i ₀	1,4	3,3	25,4
		Q	5,5	15,4	120,4	Q ₀	8,2	21,7	182,5
ყაზბეგი მ/მ	3057	S'	3,7	9,1	79,3	S ₀	7,5	23,9	188,5
		i	3,1	8,4	75,7	i ₀	1,4	2,7	25,6
		Q	6,8	17,5	153,0	Q ₀	8,9	26,6	214,1

მე-13 ცხრილში მოცემული S', i და Q აღნიშნავენ საშუალო მოღრუბლულობის პირობებში პირდაპირ (პირიზონტალურ ზედაპირზე), გაბნეულ და მთლიან რადიაციას, ხოლო S₀, i₀, Q₀ — იმავე სიდიდეებს მოწმენდილი ცის პირობებისათვის. ცხრილის ორივე ნაწი-

ლი ურთიერთსაწინააღმდეგო სურათს გვაძლევს. მოწმენდილი ცის პირობებში რადიაციის ყველა სახეობა სიმაღლის მიხედვით კანონზომიერად იცვლება: პირდაპირი (S'₀) და მთლიანი რადიაციის (Q₀) ინტენსივობა მატულობს, ხოლო გაბნეულისა (i₀) კლებულობს. როგორც აღვნიშნეთ, ეს გარემოება გამოწვეულია სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროს ფენის, წყლის ორთქლისა და სხვადასხვა ნაწილაკების შემცირებით; გაბნეული რადიაციის შემცირების სიდიდე ზამთარში ზაფხულთან შედარებით უმნიშვნელოა (თბილისი 1,8, წალკა და ყაზბეგი 1,4 კვად). ჰაერის მნიშვნელოვანი გამჟვავალობისა და წყლის ორთქლის ნაკლები შემცველობის გამო სიმაღლის მიხედვით გაბნეული რადიაციის წილი მთლიან რადიაციაში თანდათანობით კლებულობს და თბილისისათვის შეადგენს (ივლისში და წლიურ ჯამში) 9—20%-ს, წალკაში — 15—16%-ს და ყაზბეგზე — 11—12%-ს. იმავე პირობებში პირდაპირი რადიაცია, ისევე როგორც მთლიანი (Q₀), წლის განმავლობაში სიმაღლის მიხედვით მატულობს.

მოღრუბლულობა და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო მნიშვნელოვნად ცვლის რადიაციის ზემოაღნიშნული სიდიდეების სიმაღლის მიხედვით განაწილების კანონზომიერებას. როგორც ცნობილია, მოღრუბლულობა ძლიერ ასუსტებს პირდაპირ რადიაციას და ამლიერებს მზის სხივების გაბნევას, ხოლო ალბედოს მომატება (თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის ზრდა სიმაღლის მიხედვით), მზის სხივების მრავალჯერადი არეკვლის შედეგად, ზრდის გაბნეული რადიაციის ინტენსივობას; როგორც მე-13 ცხრილიდან ვხედავთ, წლის განმავლობაში გაბნეული რადიაციის (i) ინტენსივობა სიმაღლის მიხედვით მატულობს და მისი წილი მთლიან რადიაციაში იზრდება 35—40%-დან (თბილისი) 48—49%-მდე (ყაზბეგი); მაშასადამე, გაბნეული რადიაციის ინტენსივობამ მოიმატა უღრუბლო ამინდთან შედარებით 15—20%-ით თბილისში და 37%-ით ყაზბეგზე. ყოველ 100 მ სიმაღლეზე გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამი თბილისსა და ყაზბეგს შორის მატულობს საშუალოდ 0,76 კვად/სმ²-ით, ხოლო თბილისსა და წალკას შორის — 0,44 კვად-ით. დიდ სიმაღლეებზე გაბნეული რადიაციის მნიშვნელოვანი მატება გაპირობებულია არა მარტო თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის გადიდებით, არამედ ღრუბლების ნაკლები სიმძლავრით (თხელი ღრუბლები), რომელიც სხივების გაბნევისათვის უკეთეს გარემოს ქმნის დაბლობთან შედარებით.

სიმაღლის მიხედვით მოღრუბლულობის გავლენა იმდენად ძლიერია, რომ მოწმენდილ და მოღრუბლულ ამინდში პირდაპირ და მთლიან რადიაციებს შორის სხვაობა ივლისში და წლის განმავლო-

ბაში გარკვევით მატულობს (ცხრ. 14). მე-14 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ მოღრუბლულობის გავლენით შესაძლებელი რადიაციის (S_0 და Q_0) მნიშვნელოვანი რაოდენობა იკარგება სიმაღლის მიხედვით. ივლისში პირდაპირი რადიაცია შესაძლებელთან (მოწმენდილი ცისათვის) შედარებით 38%-ით სუსტდება თბილისში, ხოლო წალკაში და ყაზბეგზე, შესაბამისად — 50 და 62%-ით. მთლიანი რადიაციის შესუსტება უფრო ნაკლები ინტენსივობით ხდება.

ცხრილი 14

მოწმენდილ და ყოველგვარ ამინდში პირდაპირ და მთლიან რადიაციებს შორის სხვაობის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით

ბუნქტი	რადიაციის სახეობა	ივლისი		წლიური	
		კკალ/სმ ²	%	კკალ/სმ ²	%
თბილისი	$S_0 - S'$	6,6	38	67,5	48
	$Q_0 - Q$	4,7	22	52,0	30
წალკა	$S_0 - S'$	9,1	50	57,2	47
	$Q_0 - Q$	6,3	29	62,1	24
ყაზბეგი მ/მ	$S_0 - S'$	14,8	62	109,2	58
	$Q_0 - Q$	9,1	34	61,1	29

რადგან ადგილი აქვს სიმაღლის მიხედვით გაბნეული რადიაციის მატებას. როგორც ვხედავთ, მოღრუბლულობის ზეგავლენით პირდაპირი რადიაცია ივლისში ყაზბეგამდე კლებულობს, ხოლო მთლიანი — წალკამდე, რომლის შემდეგ მცირე მატებას აქვს ადგილი (თბილისთან შედარებით ყაზბეგზე 1 კკალ-ით იზრდება). პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამი წალკამდე კლებულობს 5 კკალ-ით, ხოლო მთლიანი — უცვლელი რჩება (120 კკალ); მაგრამ ყაზბეგზე ეს უკანასკნელი, გაბნეული რადიაციის მატების შედეგად იზრდება და 153 კკალ-იას აღწევს.

ზამთრის თვეებში (იანვარი) რადიაციის ყველა მახასიათებელი (S_0 , i და Q) სიმაღლის მიხედვით მატულობს. პირდაპირი და მთლიანი რადიაციისათვის აღნიშნული გარემოება კანონზომიერია და მიუთითებს წლის ამ სეზონში ატმოსფეროს მეტ გამჭვირვალებაზე. იანვარში პირდაპირი რადიაციის ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის თბილისსა და ყაზბეგს შორის შეადგენს 0,05 კკალ-იას, მთლიანი რადიაციისათვის — 0,079, ხოლო გაბნეულისათვის — 0,021.

ივლისში პირდაპირი და მთლიანი რადიაციის ვერტიკალური გრადიენტი თბილისს-წალკას შორის საწინააღმდეგო ნიშნისაა, ე. ი.

აღნიშნული ელემენტები სიმაღლით მცირდება, ხოლო თბილისსა და ყაზბეგს შორის განსხვავება მთლიან რადიაციებს შორის (0,9 კკალ-ია) ძალზე მცირეა.

რადიაციის ყველა სახეობის დღიური და წლიური მნიშვნელობის ცვლილება ადგილს სიმაღლის მიხედვით სხვა ქვეყნების მთა-სისტემებშიც ზემოაღნიშნულის ანალოგიურად მიმდინარეობს.

შის რადიაციის ჯამები ძირითადად დამოკიდებულია ფერდობების ექსპოზიციასა და დახრილობაზე. სამხრეთის ექსპოზიციის ფერდობები მზიდან უფრო მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე სხვა ფერდობები.

ეფექტური გამოსხივება მოწმენდილი ცის პირობებში სიმაღლის მიხედვით მატულობს, რადგან წყლის ორთქლის რაოდენობა და ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივება იმავე მიმართულებით მცირდება. ეფექტური გამოსხივება განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია იმ მთის სისტემებში, რომელნიც განლაგებული არიან მშრალი კლიმატის ზონაში.

მოღრუბლულობის თავისებურება საგრძნობლად ცვლის ეფექტურ გამოსხივებას. როგორც ცნობილია, მოღრუბლულობის მომატებით ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივება ($E_{\text{ატ}}$) იზრდება, ხოლო ეფექტური გამოსხივება ($E_{\text{გვ}} = E_{\text{გვ}} - E_{\text{ატ}}$) — მცირდება. ეს გარემოება ზეგავლენას ახდენს სიმაღლის მიხედვით $E_{\text{გვ}}$ -ის განაწილების კანონზომიერებაზე. როგორც მე-15 ცხრილიდან ჩანს, საქართველოს ტერიტორიაზე მოღრუბლულობის გავლენით ეფექტური გამოსხივება გარკვეულ სიმაღლემდე კლებულობს (თბილისი — 41,9, წალკა — 35,8, ჯერის გადასასვლელი — 28,9 კკალ), ხოლო შემდგომ ისევ მატებას იწყებს (ყაზბეგი — 41,2 კკალ). ჭრჭერობით საბოლოოდ შესწავლილი არ არის სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში $E_{\text{გვ}}$ -ის არა მარტო სიმაღლის მიხედვით ცვლილების კანონზომიერება. არამედ მისი განსაზღვრის მეთოდიკაც. მე-15 ცხრილში $E_{\text{გვ}}$ მიღებულია ბალანსზომით გაზომილი რადიაციული ბალანსის როგორც ნარჩენი წევრი (იხ. (2) ფორმულა), ხოლო სომხეთის ტერიტორიისათვის იგი ემპირიული ფორმულითაა გამოთვლილი ე. შიხლინსკის მიერ.

მე-15 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ სომხეთის ტერიტორიაზე (ასევე აზერბაიჯანის ტერიტორიაზეც) სიმაღლის ზრდით $E_{\text{გვ}}$ მცირდება. ე. შიხლინსკის მონაცემებით, ლენქორანის რაიონში, დაახლოებით 1000—1500 მ სიმაღლემდე $E_{\text{გვ}}$ მატულობს 40-დან 52 კკალ-მდე, ხოლო შემდგომ კლებულობს. ეფექტური გამოსხივება ნოტიო კლიმატის რაიონში უმნიშვნელო სიდიდეებით ხასიათდება

(ანასეული — 30,6, სოხუმი — 34,6 კკალ), ხოლო არიდული (მშრალი) კლიმატის პირობებში, წყლის ორთქლის სიმცირის გამო, იგი მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს (ერევანი — 58,7, ნახიჩევანი — 63,7 კკალ).

ცხრილი 15

უფექტური გამოსხივების წლიური ჯამის ცვლილება სიმაღლით (კკალ-მ²)

ბუნქტი	სიმაღლე მ-ით	წლიური ჯამი
ანასეული	167	30,6
სოხუმი	100	34,6
თბილისი	401	41,9
წალკა	1457	45,8
ჯერის გადასასველი	2345	28,9
ყაზბეგი მ/მ	3657	41,2
არავაცი	3229	48,0
ერევანი	840	58,7

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, მაგრამ კლების ინტენსივობა იმდენად უმნიშვნელოა, რომ 1200—2000 მ სიმაღლემდე იგი შეიძლება ერთ-სამ კკალ-მდე შემცირდეს ან ზოგიერთ შემთხვევაში მუდმივი დარჩეს. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ე. შიხლინსკის მიერ აზერბაიჯანის მაღალ-მთიანი ზონისათვის გამოთვლილი სიდიდეები (ცხრ. 16).

ცხრილი 16

რადიაციული ბალანსის (კკალ-მ²) ცვლილება სიმაღლის მიხედვით (თბილი პერიოდი — IV—X თვე)

	200	500—600	1000	2000	2500	3000	3500	4000
კავკასიონი	40,0	39,5	39,0	37,0	34,0	30,0	25,5	20,0
სამხ. მთიანეთი	39,0	38,0	38,0	36,0	33,5	30,0	25,5	—

ანალოგიური მდგომარეობაა საქართველოს ტერიტორიაზეც. როგორც მე-17 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი 1100—1300 მ სიმაღლემდე უმნიშვნელოდ კლებულობს, ხოლო უფრო მაღლა იგი შედარებით მეტად მცირდება. დასავლეთ საქართველოში რადიაციული ბალანსი აღნიშნულ სიმაღლემდე უფრო მეტი ინტენსივობით ეცემა (გაგრა—გაგრის ქედი).

ციტრე აღმოსავლეთში. ზაფხულის პერიოდში რადიაციული ბალანსი სიმაღლის მიხედვით მცირედ მატულობს დაახლოებით 3000 მ სიმაღლემდე. აღნიშნულ სეზონში ბალანსის მატება სომხეთისა და აზერბაიჯანის მთიან ზონაში შეიძლება 2500—4000 მ სიმაღლემდე მიმდინარეობდეს (ერევანი — 21,9; არავაცი 23,9 კკალ). მსგავსი მდგომარეობაა ალპებსა და შუა აზიის მთებში. აღნიშნული კარგობა გამოწვეულია იმით, რომ ზაფხულში დაბლობსა და მაღალმთიან ზონებს შორის ხდება ალბედოს არა მარტო გათანაბრება, არამედ შემცირებაც — მთის ფერდობებზე ფოთლოვანი და წიწკიანი ტყე მნიშვნელოვნად ამცირებს ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოს (ფოთლოვანი ტყის ალბედო 15—18%-ია, წიწვიანისა — 10—12%), ამასთან ერთად, როგორც უკვე ცნობილია, სიმაღლის მატებასთან ერთად იზრდება მზის მთლიანი რადიაციის ინტენსივობა და მცირდება უფექტური გამოსხივება.

ცხრილი 17

რადიაციული ბალანსის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით (კკალ/სმ²)

ბუნქტი	სიმაღლე მ-ით	ზამთარი	ზაფხული	წლიური ჯამი
თბილისი	401	2,7	28,1	60,9
ჯორი	588	2,8	28,6	62,5
ორმოცი	1150	-2,0	29,2	55,1
მთა საბუეთი	1242	-0,9	30,5	58,2
როქის გადასასვ.	1795	-4,6	31,0	50,8
ერმანი	2240	-4,8	30,0	41,1
ჯერის გადასასვ.	2345	-4,8	30,0	33,3
ყაზბეგი მ/მ	3657	-3,9	26,8	28,0
გაგრა	5	+3,2	24,2	34,5
გაგრის ქედი	1444	-1,4	26,6	46,6

რადიაციული ბალანსი საგრძნობ ცვლილებას განიცდის განსაკუთრებით ზამთრის თვეებში, როდესაც მყარდება მდგრადი თოვლის საბურველი და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო მკვეთრად მატულობს. საქართველოს პირობებში დადებითიდან უარყოფით ბალანსზე მკვეთრი გადასვლა საშუალოდ 1000 მ სიმაღლიდან ხდება, ხოლო აზერბაიჯანში — 2000 მეტრიდან. აღნიშნული სიმაღლის ზემოთ უარყოფითი ბალანსის ცვლილება სრულიად უმნიშვნელოა.

საქართველოს ტერიტორიაზე, დაახლოებით 400—600 მ სიმაღლემდე, რადიაციული ბალანსი მთელი წლის განმავლობაში დადები-

თია, ხოლო უფრო მაღლა თვეების რიცხვი უარყოფითი ბალანსით თანდათანობით მატულობს. მაგალითად, ვაგრაში, თბილისსა და გორში მთელი წლის განმავლობაში რადიაციული ბალანსი დადებითია, კარსანში (695 მ) ერთი თვეა უარყოფითი, ფსანაურში (1070 მ) სამი თვე, ვაგრის ქედზე ოთხი თვე, ჯვრის გადასასვლელზე ხუთი თვე (XI—III თვე), ხოლო ყაზბეგის მთაზე ექვსი თვე (X—III).

თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება მაღალმთიანი ზონის მყინვარების რადიაციული და სითბური ბალანსის კომპონენტთა რაოდენობრივი მაჩვენებლების ცოდნას. მოგვყავს ე. შიხ-

ცხრილი 18

მყინვართა ზედაპირზე რადიაციული ბალანსის კომპონენტთა წლიური ჯამი (კკალ/სმ² წლ.)

პუნქტი	შთანთქმული რადიაცია	ეფექტური გამოსხივება	რადიაციული ბალანსი
სულაჯი (დაღესტანი) 3000 მ	51,3	44,8	6,5
მ/მ ყაზბეგი (3700 მ)	50,6	42,9	7,7
ტიან-შანის ობს. (3700 მ)	53,1	41,3	11,8
ფედენკოს მყინვარი (4200 მ)	55,1	40,5	14,6
ყინულოვანი ბაზა (იალბუზი 3700 მ)	50,7	48,5	2,2

ლინსკისა და რ. სამუკაშვილის მიერ გამოთვლილი რადიაციული ბალანსის შემადგენელი სიდიდეების წლიური ჯამი მყინვართა ზედაპირზე (ცხრ. 18).

როგორც მე-18 ცხრილიდან ვხედავთ, კავკასიონისა და შუა აზიის მთების მყინვარებზე რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი დადებითია და მერყეობს 2,2-დან 14,6 კკალ-მდე. ეს ვარემოება მიუთითებს იმაზე, რომ აღნიშნულ მყინვართა ფართობი დნობის შედეგად თანდათანობით უნდა შემცირდეს. აქედან გამომდინარე, სითბური ბალანსის (1) ფორმულაში აუცილებელია მყინვარისათვის დაემატოს ყინულის დნობაზე დახარჯული სითბო (Φ), რომელიც დაბლობისათვის და საშუალო მთიანი ზონისათვის მისი სიმცირის გამო მხედველობაში არ არის მიღებული. მაშასადამე, ფორმულას ასეთი სახე ექნება:

$$B = VL + P + \Phi,$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, VL — აორთქლებაზე (V) დახარჯული სითბო (L), P — სითბოს ტურბულენტური გაცვლა ყინულის ზედაპირსა და ჰაერს შორის და Φ — ყინულის დნობაზე დახარჯული სითბო.

მე-19 ცხრილში მოცემულია მყინვარის ზედაპირის სითბური ბალანსის ცალკეულ სიდიდეთა მნიშვნელობები იმ შემთხვევისათვის, როდესაც რადიაციული ბალანსი 5,0 და 10,0 კკალ-ის ტოლია.

ცხრილი 19

მყინვარის ზედაპირის სითბური ბალანსი (კკალ/სმ² წლ.)

B	VL	Φ	P
5	-3,8	-2,5—-3,5	+1,5-დან
10	-7,6	-4,0—-4,5	+2,5-მდე

როგორც მე-19 ცხრილიდან ჩანს, სითბოს მნიშვნელოვანი რაოდენობა იხარჯება არა მარტო აორთქლებაზე, არამედ ყინულის დნობაზეც. ეინაიდან წლის განმავლობაში ყინულის ზედაპირის ტემპერატურა ნაკლებია ჰაერისაზე, ამიტომ ამ უკანასკნელიდან სითბოს ნაკადი (P) მიემართება ზედაპირისაკენ და ამით აღიდეგს რადიაციული ბალანსის სითბოს მარჯვს.

დედამიწის ყოველ ნაწილში თერმული რეჟიმის ფორმირება-ჩამოყალიბება ძირითადად მზის რადიაციული ბალანსის რეჟიმის საერთო ფონზე ხდება, მაგრამ გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება აგრეთვე სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების აღფექციის სიხშირეს, ადგილის სიმაღლეს და რელიეფის ფორმას.

პირველ ყოვლისა რადიაციულ რეჟიმზე ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის სითბური პირობები. ეს განსაკუთრებით ეხება მთიან ზონას, სადაც ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება, მაგრამ სხვადასხვა რაიონისათვის ცვლილების სიდიდე ერთმანეთისაგან განსხვავებულია (ცხრ. 20).

საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო რაიონებში აშკარად შეიმჩნევა სიმაღლის მიხედვით ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის მცირე ცვლილება აღმოსავლეთ საქართველოსთან შედარებით. ანალოგიურ ვარემოებას აქვს ადგილი აგრეთვე ნიადაგის 10 სმ ფენის ტემპერატურების ვერტიკალური გავრცელების შემთხვევაშიც. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ დასავლეთ საქართველოს ნოტიო კლი-

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი
კოველი 100 მ სიმაღლისათვის (შ. გაგაშელიძე)

რაიონი	სიმაღლის სხვაობა	I	III	IV	VII	IX	XI	საშუალო წლიური
გაგრა — გაგრის ქედი	1657	0,61	0,73	0,49	0,49	0,49	0,55	0,57
თბილისი ჯვარის გადა- სასვლელი	1992	0,70	0,75	1,00	0,85	0,70	0,60	0,77

მატის პირობებში ორ სხვადასხვა დონეზე ნიადაგის ტემპერატურებს შორის სხვაობა ძლიერ მცირდება ან შეიძლება გაუტოლდეს კიდეც ერთმანეთს, მაშინ როდესაც აღმოსავლეთ საქართველოს შედარებით მშრალი კონტინენტური კლიმატის პირობებში იგი მნიშვნელოვნად მატულობს. ამ გარემოებითაა გამოწვეული ისიც, რომ დასავლეთ საქართველოში გრადიენტის მაქსიმალური სიდიდეები ზამთრის თვეებზე მოდის, ხოლო მინიმალური — ზაფხულისაზე. აღმოსავლეთ საქართველოში საწინააღმდეგო მსვლელობაა — მაქსიმუმი გაზაფხულ-ზაფხულშია, ხოლო მინიმუმი — ზამთარში.

ცხრილი 21

ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმეზე ტემპერატურის
წლიური ამპლიტუდების ცვლილება სიმაღლის
მიხედვით

პუნქტი	სიმაღლე მ-ბით	სიღრმე მ-ბით		
		0,80	1,60	3,20
თბილისი	404	18,0	11,5	6,0
ბავურიანი	1665	11,5	9,2	4,9
რადიონოვკა	2100	12,9	8,3	3,6

ადგილის სიმაღლესთან დიდადაა დაკავშირებული ნიადაგის საშუალო წლიური ტემპერატურული ამპლიტუდების (უთბილესი და უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურებს შორის სხვაობა) ცვლილების ინტენსივობა სიღრმის მიხედვით. როგორც 21-ე ცხრილიდან ჩანს, სიმაღლის ზრდასთან ერთად შემცირებას განიცდის ტემპერატურული ამპლიტუდებიც. 3,20 მეტრ სიღრმეზე ამპლიტუდას

სიდიდე რადიონოვკაში (3,6°) თბილისთან შედარებით (6,0°) თბილისის სხვევრდება და უნდა ვივარაუდოთ, რომ ამპლიტუდების ქრომატი (მოდმივი ტემპერატურების ფენის სიღრმე) მალაღმთიან ზონაში უფრო ნაკლებ სიღრმეზე უნდა მოხდეს.

ზაფხულის პერიოდში ძლიერი ვახუტების შედეგად ხელსაყრელი ექსპოზიციის ფერდობების ნიადაგის ტემპერატურა სწრაფად მატულობს და შეიძლება სიმაღლის ზრდით ტემპერატურა უმნიშვნელოდ შემცირდეს, უცვლელი დარჩეს, ან თუ ფერდობი სამხრეთითაა ორიენტირებული — მოიმატოს.

ცხრილი 22

ნიადაგისა და ჰაერის აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურები
და მათ შორის სხვაობა (1966 წლის ივლისი)

პუნქტი	ნიადაგის ტემპერატურა (გრად.)	ჰაერის ტემპერატურა (გრად.)	სხვაობა
გაგრა	56	29	23,1
გაგრის ქედი	56	25,5	30,5
თბილისი	64	39,6	24,4
წლკა	60	29,9	30,8

როგორც 22-ე ცხრილიდან ვხედავთ, ნიადაგის ზედაპირის აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურები გაგრასა და გაგრის ქედზე, მოუხედავად სიმაღლის ზრდისა, უცვლელია, მაგრამ ნიადაგისა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის სხვაობა კი მატულობს. 23,1-დან 30,8-მდე.

საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ ზაფხულის თვეებში ნიადაგის ზედაპირის საშუალო მაქსიმალური ტემპერატურა სანაპირო და დაბლობ რაიონებში აღემატება ჰაერის მაქსიმალურ ტემპერატურას 13—20°-ით, ხოლო წინამთებისა და მალაღმთიან ზონაში — 20—30°-ით. ზამთარში 1000 მ-ზე დაბლა საშუალო მაქსიმალური ტემპერატურა 1—3°-ით მეტია, ხოლო 1000 მეტრზე მაღლა 1—2°-ით მეტები ჰაერისაზე.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც ტემპერატურათა სხვაობა — ნიადაგი — ჰაერი — სიმაღლით კლებულობს აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურის შემცირების ხარჯზე. მაგალითად, ჯვრის გასასვლელზე ნიადაგის აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურა 1966 წლის ივლისში 46° იყო, ჰაერისა — 22,8°, ხოლო სხვაობამ 23,2° შეადგინა. იმავე პერიოდში ფასანაურში (H=1070 მ) აბსოლ.

მაქსიმალური ტემპერატურების ასეთი სურათი იყო: $t_4=60^\circ$, $t_3=34,1^\circ$, $t_6-t_4=25,9^\circ$.

რთული ორიგრაფიული პირობები დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ხასიათზე. ნორმალურ პირობებში სიმაღლით ტემპერატურა მცირდება ყოველ 100 მ სიმაღლეზე $0,5-0,6^\circ$ -ით, მაგრამ რელიეფის ფორმამ, ფერდობის ექსპოზიციამ და სხვა პირობებმა შეიძლება სურათი მთლიანად შეცვალოს. როგორც 23-ე ცხრილიდან ჩანს, იანვარში კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი $0,23^\circ$ -ით აღემატება სამხრეთ მთიანეთის ჩრდილოეთ ფერდობისას, ხოლო ივლისში საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი. ეს გარემოება იწვევს იანვარში, კავკასიონის რაიონში ერთმნიშვნელოვანი იზოთერმას 200—400 მეტრით მაღლა აწევას. ხოლო ივლისში—დაბლა დაწევას. მაგალითად, 16° -იანი იზოთერმა ჯავახეთის ზეგანზე გადის 1800, ხოლო კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე 1400—1500 მ-ზე.

ცხრილი 23

ტემპერატურის საშუალო თვიური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის

ფერდობი	იანვარი	ივლისი	ფერდობი	იანვარი	ივლისი
სამხრეთი თბილისი—გურის ვალასაკული	0,61	0,50	დასავლეთის მთა საბუეთი—წიფა	0,63	0,88
ჩრდილოეთი თბილისი—წალკა	0,8	0,80	საქარა	0,69	0,73
			აღმოსავლეთის მთა საბუეთი—ხაშური	0,83	0,91
			მთა საბუეთი—გორი	0,41	1,01

ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე და სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობზე ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლა მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ჰაერის გაბატონებული დინებების ტენსიონელობაზე. რაც უფრო ტენიანია ფერდობი, მით უფრო ნაკლებ ინტენსიურად მიმდინარეობს (მცირეა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე) ტემპერატურის დაცემა სიმაღლის მიხედვით, მშრალ ფერდობთან შედარებით. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მერიდიანული მიმართულების ლიხის ქე-

დი, რომელიც დასავლეთ საქართველოს სიტიო ქვესა ჰყოფს აღმოსავლეთის მშრალი ჰაერისაგან და წარმოადგენს მნიშვნელოვან კლიმატგამყოფს. როგორც 23-ე ცხრილიდან ჩანს, ლიხის ქედის დასავლეთის ნოტიო ფერდობზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ივლისში უფრო ნაკლებია აღმოსავლეთ ფერდობის გრადიენტზე, ხოლო იანვარში მეტია. აღმოსავლეთ ფერდობზე გრადიენტის უმნიშვნელო სიდიდე იანვარში ($0,36-0,41^\circ$ 100 მ) გამოწვეულია ასეთი, რომ ზამთრის თვეებში შიდა ქართლის ვაკეზე გაბატონებულია ატმოსფეროს ანტიციკლონური მდგომარეობა — ინტენსიური ექვიტორული გამოსხივებით და ტემპერატურული ინვერსიებით. ამიტომაც, რომ ზამთრის სეზონში საშუალო თვიური ტემპერატურა შიდა ქართლის ვაკეზე თითქმის იმავე სიდიდისაა და ზოგან ნაკლებიც, კიდრე მის ირგვლივ და მასზე მაღლადებარე მთის ფერდობებზე, ვაკის ცენტრალური ნაწილიდან კავკასიონის ფერდობებისაკენ თერძული გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის $0,1-0,2^\circ$ -ს აღემატება.

ზაფხულში როგორც დასავლეთ, ისე აღმოსავლეთ ფერდობის გრადიენტის სიდიდე საგრძნობია, მაგრამ აღმოსავლეთ ფერდობზე მისი მნიშვნელობა მაინც ჭარბობს, რადგან დასავლეთი ფერდობი კონტინენტურობის უფრო ნაკლებ ელემენტს შეიცავს (ხაშურში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდაა $22,4^\circ$, გორში — $23,5^\circ$, საქარაში — $20,2^\circ$, ხოლო წიფაში — $20,3^\circ$), ივლისში გრადიენტის რიცხვითი სიდიდე აღმოსავლეთ ფერდობზე მშრალადიაბატურზე ($1,0^\circ/100$ მ) მეტია.

დიდ გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა ტემპერატურის ვერტიკალურ განაწილებაზე. ამოხნეჭილი და ჩახნეჭილი რელიეფის ფორმებში ტემპერატურების დღეღამური და წლიური მსვლელობა ექვიმდებარება ა. ვოეიკოვის კანონს: ამოხნეჭილი რელიეფი ამცირებს ტემპერატურის ამპლიტუდას, ხოლო ჩახნეჭილი—აღიდეებს. რელიეფის ჩახნეჭილ ფორმებში წარმოშობილი ტემპერატურის ინვერსიული მოვლენები თუ ხშირი და ძლიერია, მაშინ იგი მნიშვნელოვან გავლენას მოახდენს ზამთრის თვეების არა მარტო საშუალო სინიშნულურ ან საშუალო აბსოლუტურ მინიმალურ ტემპერატურებზე, არამედ საშუალო თვიურ ტემპერატურებზეც კი (ცხრ. 24).

ახალციხის რაიონი ვრცელ ქვაბულშია მოთავსებული. რელიეფის უარყოფითი ფორმა ხელს უწყობს ჰაერის მასების დაგუბებას, რის გამოც ჰაერი განიცდის ნიადაგის ხანგრძლივ გავლენას. ახალციხის პირობებში, სადაც ველის ლანდშაფტი ჭარბობს, ეს გარემოება იწვევს ზამთარში ჰაერის ინტენსიურ გაცივებას და ზაფხულ-

ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება მესხეთის ტერიტორიაზე

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დ. მ-ბით	საშუალო თვიური ტემპერატურა			საშუალო მინიმალური ტემპერატურა		
		I	II	XII	I	II	XII
ახალციხე	985	-3,8	-1,5	-1,2	-8,2	-6,4	-5,5
ასპინძა	1093	-2,2	-0,6	-0,2	-6,2	-4,8	-3,9
ადიგენი	1185	-4,1	-2,6	-1,2	-7,9	-6,6	-4,8
არაზინდო	1480	-4,6	-3,6	-2,4	-8,7	-7,6	-6,0

ში — ვათბობას ფერდობზე განლაგებულ პუნქტებთან შედარებით. ახალციხეზე 113 მეტრით მაღლამდებარე ასპინძაში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 1,6°-ით, ხოლო საშუალო მინიმალური ტემპერატურა 2,0°-ით მეტია ახალციხისაზე. ზამთრის დანარჩენ თვეებშიც მსგავსი მდგომარეობაა — ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტი უარყოფითია. ადიგენში და არაზინდოზე, რომელნიც შესაბამისად 200 და 495 მეტრით მაღლა მდებარეობენ ახალციხეზე, საშუალო თვიური ტემპერატურები, მართალია, ახალციხისას არ აღემატება, მაგრამ ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლეზე ძლიერაა შემცირებული და დეკემბერში შეადგენს 0,0—0,22°, ხოლო იანვარში 0,15—0,16°. თებერვალში გრადიენტის სიდიდე ნორმალურია (ცხრ. 25).

საშუალო თვიურ ტემპერატურათა ვერტიკალური გრადიენტი ყოველი 100 მ სიმაღლისათვის

პუნქტი	სიმაღლე სხვაობა (მ-ში)	ზამთარი			ზაფხული		
		XII	I	II	VI	VII	VIII
ახალციხე—ასპინძა	113	-0,91	-1,45	-0,82	0,18	0,36	0,18
ახალციხე—ადიგენი	200	0,0	0,15	0,55	0,70	0,85	0,75
ახალციხე—არაზინდო	495	0,22	0,16	0,42	0,88	0,82	0,74

საშუალო მინიმალური ტემპერატურები ადიგენში 0,3—0,7°-ით მაღალია ახალციხისაზე.

ანალოგიური მდგომარეობაა ზაფხულშიც, როდესაც ახალციხის ქვაბურის სუსტი ვენტილაციის გამო ჰაერი ძლიერ ზურდება და

ფერდობზე განლაგებულ სადგურებთან შედარებით მაღალი ტემპერატურებით ხასიათდება. ეს გარემოება კარგად ჩანს 25-ე ცხრილში მოყვანილი მონაცემებიდან: ზაფხულში გრადიენტის სიდიდე ყოველ 100 მ სიმაღლეზე ახალციხე—ადიგენი — არაზინდოს შორის ნორმალურს (0,5—0,6°/100 მ) საგრძნობლად აღემატება და შეადგენს 0,70—0,88°, ხოლო ახალციხე—ასპინძას შორის იგი მნიშვნელოვნადია შემცირებული (0,18—0,36°/100 მეტრზე). ამის მიზეზია ასპინძის მიდამოების ხელსაყრელი ექსპოზიცია მზის მიმართ და მზის სხივების ინტენსიური ინსოლაცია, რომელიც თითქმის აწონასწორებს ტემპერატურულ დონეს ახალციხესა და ასპინძას შორის.

საქართველოს მაღალმთიანი ზონა ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობით ძლიერ უახლოვდება ზღვის სანაპირო რაიონებს. დაახლოებით 2700—2800 მეტრზე მაღლა, რამდენიმე მეათედი გრადუსით თებერვალი ცივია იანვარზე, ხოლო ივლისი—აგვისტოზე, მსგავსი მდგომარეობაა ჰაერის ტემპერატურის დღელამური და წლიური ამპლიტუდების განაწილებაშიც. სიმაღლის ზრდათ მკორდება ჰაერის დღელამური და წლიური ამპლიტუდა (ცხრ. 26)

ჰაერის ტემპერატურის დღელამური და წლიური ამპლიტუდების დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან

პუნქტი	სიმაღლე მ-ბით	დღელამური ამპლიტუდა		ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა
		იანვარი	ივლისი	
ახალი ათონი	45	2,2	3,5	17,4
ტყალისი	124	4,1	7,5	18,4
ანალონი	403	5,7	9,7	23,5
ხია სანჯეთი	1242	2,5	5,7	20,1
წაღკა	1457	2,4	9,0	21,0
სამ სინის				
კუთხისხედი	2854	1,3	4,7	19,8
კახუჯის 1/2	3157	2,4	2,5	18,7

26-ე ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ შავი ზღვის სანაპიროზე (ახალი ათონი) და კავკასიონის რიგ პუნქტებზე (მამისონი და ქაზბეგი მ/მ) ტემპერატურის დღელამური და წლიური ამპლიტუდები თითქმის ერთმანეთს ემთხვევიან და ამასთან ისინი სხვა პუნქტების შედარებით უმცირესი მნიშვნელობებით ხასიათდებიან. 26-ე ცხრილში ამპლიტუდების მაღალი სიდიდეებით განსაკუთრებით გამოირჩევა წაღკა, რომელიც ჯავახეთის ზეგანზე მდებარეობს: აქ

დღეღამური ამპლიტუდები თითქმის უტოლდება თბილისისას, ხოლო წლიური აღემატება უფრო ნაკლებ სიმაღლეზე განლაგებულ პუნქტების ამპლიტუდას. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის უფრო მნიშვნელოვანი სიდიდით (23,5—24,0°) ხასიათდება იმავე ზეგანზე განლაგებული ეფრემოვკა (2112 მ ზღ. დ.) და ახალქალაქი (1717 მ). ზეგანსა და მთის ფერდობზე ან თხემზე განლაგებულ პუნქტებს შორის თერმულ რეჟიმში მკვეთრი განსხვავება გამოწვეულია დღის საათებში და ზაფხულში მზის ინტენსიური დასხივებით და ღამით და ზამთარში ქვეფენილი ზედაპირის მიერ გაიშვიათებულ ჰაერში ძლიერი ტემპერატურული გამოსხივებით.

§ 4. რელიეფის ვაკუნა ჰაერის სიკაჟალაციაზე ადგილობრივი სიკაჟალაციის კლიმატური მნიშვნელობა

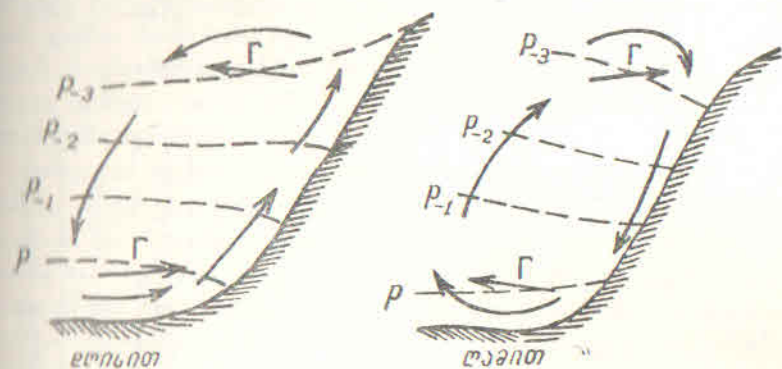
ატმოსფეროს ადგილობრივი ცირკულაცია, რომელიც ოროგრაფიისა და მზის რადიაციის გავლენითაა გაპირობებული, ვითარდება რელიეფის სხვადასხვა ფორმებსა და თავისუფალი ატმოსფეროს შორის ტემპერატურული კონტრასტის შედეგად (მთა-ხეობათა კომპენსაციური, ფერდობის, ანომალური მთა-ხეობის ქარები) ას ჰაერის მოძრაობაზე მთათა სისტემის მექანიკური ზემოქმედებით (ფიონი, ბორა და სხვ.).

თერმული სხვადასხვაობით გამოწვეულ ადგილობრივ ცირკულაციას ძირითადად ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური პროცესები და გეოგრაფიული პირობების ურთიერთქმედება განსაზღვრავს. თერმული ცირკულაციის განვითარებისათვის ხელსაყრელ ცირკულაციურ პროცესს წარმოადგენს ბარიული ველის ანტიციკლონური მდგომარეობა, რომლის დროსაც ჰორიზონტული ბარიული გრადიენტი მცირე სიდიდით ხასიათდება, ან შეიძლება სრულიად უგრადიენტო ველთანაც გვექონდეს საქმე. ასეთ პირობებში რადიაციული პროცესების (დღისით ძლიერი ინსოლაცია და ღამით ინტენსიური გამოსხივება) ზეგავლენის შედეგად ყველა მებრუნებულ ნორმალურ დღეღამურ მსვლელობას განიცდის.

თერმული ცირკულაცია შეიძლება მხოლოდ მოწმენდილ მზიან ამინდში მიმდინარეობდეს. ციკლონური ან ფრონტალური პროცესების დროს, როდესაც ადგილი აქვს ჰორიზონტული ბარიული გრადიენტის გადიდებას, თერმული ცირკულაცია ძლიერ სუსტდება ან მთლიანად ქრება.

ადგილობრივი ცირკულაცია თითქმის ყველა მთაგორიან ადგილებშია განვითარებული. ყველაზე მეტად გავრცელებულია მთა-ხეობის ქარები; ისინი წარმოადგენენ პერიოდულ ადგილობრივ ქა-

ჩემს, რომელიც დღე-ღამის განმავლობაში იცვლიან მიმართულებას დღის საათებში ქრის ხეობიდან მთისაკენ (ხეობის ქარი), ხოლო ღამის საათებში—მთიდან ხეობის მიმართულებით (მთის ქარი). რიგობაც ცნობილია, იგი წარმოიშობა მთის ფერდობისა და დაბლობის არათანაბარი გათბობით. დღის საათებში მთის ფერდობის ძლიერი გახურების შედეგად ჰაერის ტემპერატურა იმდენად მატულობს, რომ მისი სიდიდე მნიშვნელოვნად აჭარბებს ვაკისზედა თავისუფალი ატმოსფეროს იმავე სიმაღლის ჰაერის ფენების ტემპერატურას. ეს იწვევს მთის ფერდობის ზედა ნაწილში იზობარული ზედაპირების მაღლა აწევას და ბარიული გრადიენტის (Γ) მიმართულებას ფერდობიდან თავისუფალი ატმოსფეროსაკენ (ნახ. 6). ჰაერი იწყებს



ნახ. 6. მთა-ხეობის ქარების წარმოშობის სქემა

მოძრაობას გაშლილი ვაკიდან ზემოთ ხეობის მიმართულებით, ხოლო მაღალ ფენებში — მთიდან ხეობისაკენ; ღამის საათებში საწინააღმდეგო სურათია.

მთა-ხეობის ცირკულაცია მკვეთრადაა გამოსახული ყაზახეთის და შუა აზიის რაიონებში. ნ. ჰელმპოლცის მონაცემებით, ალმა-ათაში ღამით მთის ქარი უბერავს ზაფხულში 90%, ხოლო ზამთარში—40% სიხშირით; ზაფხულში დღეების 60% დაკავებულია ხეობის ქარებით, ხოლო ზამთარში მისი ალბათობა 25—30%-ს შეადგენს. ამ ხეობის ქარი მოქმედებას იწყებს მზის ამოსულიდან 2—4 საათის შემდეგ, ხოლო წყდება მზის ჩასვლიდან 1—1,5 საათის შემდეგ. მთისა და ხეობის ქარების ქვედა დინების ფენის სისქე დამოკიდებულია ხეობის სიმაღლეზე; ხეობის ზედა ნაწილში მთისა და ხეობის ქარების ქვედა დინების ფენის სისქე შესაბამისად 200—300 და 400—500

მ-ს აღწევს, ხოლო ქვედა ნაწილში (აღმა-ათა) 350—400 და 700—1000 მ-ს.

საქართველოს თითქმის ყველა კუთხეში შეინიშნება შთა-ხეობის ქარები, მაგრამ ისინი კლიმატური თვალსაზრისით საკმაოდ არ არიან შესწავლილი. როგორც ე. სუხიშვილის გამოკვლევიდან ირკვევა, კავკასიონის შუა და მაღალმთიან ზონებში შთა-ხეობის ქარების მოქმედება შეინიშნება დაახლოებით 3000 მ სიმაღლემდე; უფრო მაღლა, ქარის მიმართულების დღედამურ პერიოდულობას ადგილი არ ჰქონია და მთელი დღე-ღამის განმავლობაში გაბატონებულია ზოგადი ცირკულაციური დასავლეთის დინებები. დასავლეთ

ცხრილი 27

შთა-ხეობის ქარების განმეორების (%-ში) დღედამური მხედლობა (ე. სუხიშვილათ)

მუხტი	ქარა	მიმართულება	დაკვირვების დრო (საათი)	ზამთარი	გზობის დრო	ზაფხული	შემოდგომა
ხაიში	მთის	აღმოსავ.	11	87	81	71	82
	ხეობის	დასავლ.	19)	71	25	5	60
			19)	13)	26	69	83
			19)	14	66	78	25
მუღაპური	მთის	ჩრდილოეთი	11	68	65	67	54
	ხეობის	სამხრეთის	19)	69	46	28	50
			13)	24	28	67	54
19)			4	12	21	8	
ლაგოდეხი	მთის	ჩრდ. და ჩ-ი	11	83	84	91	88
	ხეობის	სამხრ. და სამ.-აღ.	19)	83	82	92	93
			13)	84	83	83	84
19)			11	13	5	4	

საქართველოში. როგორც ეს 27-ე ცხრილიდან ჩანს, გაზაფხულ-ზაფხულში ხეობის ქარები (ხაიშის მონაცემებით) საღამოს 19 საათზეც განაგრძობს მოქმედებას; ეს უნდა აიხსნას ზღვის ბრინჯების მოქმედებით, რომელთა მიმართულებაც ემთხვევა ხეობის ქარისას და ურთიერთს აძლიერებს.

აღმოსავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში (გუდაურთი, ლაგოდეხი), ხეობის ქარები საღამოს ძლიერ სუსტდება და 19 საათისათვის მას მთის ქარები ცვლის.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ შთა-ხეობის ქარების მიმართულებას, როგორც ეს 27-ე ცხრილიდანაც ჩანს, განსაზღვრავს ხეობის მიმართულება.

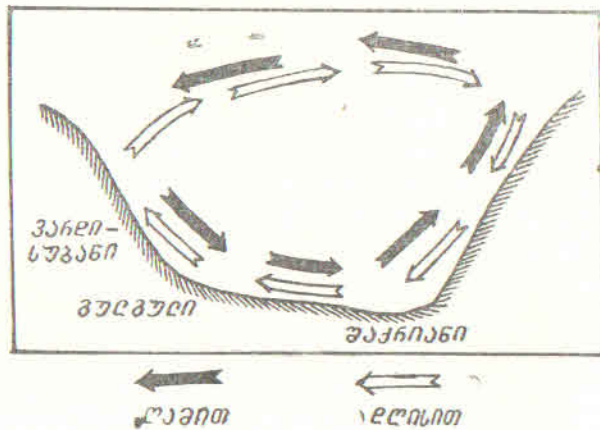
მ. კორთაცოვის მიხედვით, წულუკიძეში, ანასეულსა და ზუგდიდში სექტემბერ-ოქტომბერში დღისით ხეობის ქარის ქვედა დინების (მათ დასავლეთის შემადგენელი მიმართულება აქვთ) ფენას სისქე 0,6—0,7 კმ ყოფილა; ზედა, საწინააღმდეგო დინების სისქე 2,0—2,5-ჯერ აღემატება ქვედასას, რაც გამოწვეულია დასავლეთის ზოგადი ცირკულაციური დინებების არეკვლით კავკასიონის ქედისა და მთის ქარი ძლიერდება საერთო ცირკულაციური დინებების მთებიდან არეკვლის შედეგად. ამიტომაც, რომ მთის ქარის ქვედა დინების სისქე შემოაღნიშნულ პუნქტებზე მნიშვნელოვნად აღემატება ხეობისას.

კარგადაა განვითარებული შთა-ხეობის ქარები მდ. ალაზნის ხეობაშიც. ამ ქარების ზოგიერთი თავისებურება შესწავლა ე. ბურმაძის და ს. ბარისოვამ; ისინი ეყრდნობოდნენ თელავის რაიონში 1956 წლის მაის-ივნისში ჩატარებულ ბირთვ-ბიოლოგიური დაკვირვების მონაცემებს. როგორც გამოირკვა, აქ ხეობის გასწვრივი ნორმალური ცირკულაციის ინტენსივობა შემდეგი სიდიდებით ხასიათდება: დღით ადრე, ხეობის სათავეების მთის ფერდობებიდან დაშვებული ქარის ქვედა დინების ფენის სისქე 1200—1500 მ-ს აღწევს, ხოლო მთის ზედა საწინააღმდეგო დინება მცირე ინტენსივობისაა. დღის 10—11 საათისათვის მთის ქარს ცვლის ხეობის ქარი. ეს უკანასკნელი მოქმედებს მთელი დღის განმავლობაში 1000—1300 მ სიმაღლის ფენაში. ზედაფენებში ანტიხეობის ქარი ხშირად შეხიშნული არ ყოფილა, რადგან იგი დამოკიდებულია ზოგადი ცირკულაციური დინებების მიმართულებაზე.

აღნიშნულ ხეობაში ადგილი ჰქონია აგრეთვე ანომალური შთა-ხეობის ქარების რამდენიმე ტიპს. მათ შორის აღსანიშნავია მე-7 სასახზე მოცემული განივი ცირკულაციის სქემა. ამ შემთხვევაში დღის საათებში კავკასიონის ქედის ფერდობებიდან ჰაერი მიედინება ხეობისაკენ, გადაკვეთს მას და ადის მოპირდაპირე ციფოგობორის ქედის ფერდობზე. ხეობის ფსკერიდან დაახლოებით 100 მ სიმაღლეზე ადგილი აქვს საწინააღმდეგო მიმართულებას; როგორც ეხედვით, ცირკულაციის რგოლი იკვრება. ღამის საათებშიც ადგილი აქვს საწინააღმდეგო მიმართულების ცირკულაციის ერთ საერთო

რგოლს. განივი ცირკულაციის მიმართულების შეცვლა ხეობაში დღის 9—10 საათზე, ხოლო, საღამოს მზის ჩასვლის შემდეგ ხდება. ქარის სიჩქარე დღისით დაახლოებით 4 მ/წმ-ია, ხოლო ღამით — 2—3 მ/წმ.

განივი ცირკულაციის თავისებურება მდ. ალაზნის ხეობაში ის არის, რომ იგი მიმართულია ფერდობიდან ფერდობისაკენ და დღე-ღამის განმავლობაში ორჯერ იცვლის მიმართულებას. ასეთი ცირკულ-



ნახ. 7. განივი ცირკულაციის ზოგადი სქემა მდ. ალაზნის ხეობაში (ე. ბურმანიძე).

მასშტაბი: ვერტიკალური 1:200; პორიზონტალური 1:2000; 1—დღისით, 2—ღამით.

ლაცია გამოწვეულია კავკასიონისა და ცივკომბორის ქედების ფერდობთა სხვადასხვა ექსპოზიციით მზის მიმართ. როგორც გამოთვლებიდან ირკვევა, დღის პირველ ნახევარში ცივკომბორის ქედის ფერდობები პირდაპირი რადიაციის მეტ რაოდენობას ღებულობს, ხოლო შემდგომ უფრო ნაკლებს, ვიდრე მოპირდაპირე კავკასიონის ფერდობები. დღით წარმოშობილი ცირკულაციის დღის რგოლი ინერციით განაგრძობს მოქმედებას დღის მეორე ნახევარშიც.

ანომალიურ მთა-ხეობათა ქარების თვისებებით ხასიათდება კომპენსაციური ქარი. იგი მთა-ხეობათა ქარების ტიპისაა, მხოლოდ უფრო დიდ ტერიტორიას მოიცავს. პირველად ეს ქარები შუა აზიის პირობებისათვის მ. პევეცოვა შეისწავლა. წლის თბილ პერიოდში, ტაკლა-მაკანის გადახურებული უდაბნოს თავზე ინტენსიური აღმავალი დენების მეშვეობით ჰაერის ზედაფენებში წარმოიშობა

მაღალი წნევის არე, საიდანაც წნევის გრადიენტი მიმართულია სამხრეთით კუნ-ლუნის ქედის იმავე სიმაღლის ჩრდილოეთის ფერდობისაკენ. ამ უკანასკნელისაკენ ქარი ატმოსფეროს მაღალი ფენებიდან ზუსტად პორიზონტალურად კი არ ქრის, არამედ უბერავს ციკლათი ზემოდან. პორიზონტთან 5—10°-იანი კუთხით. მ. პევეცოვის პრით, ჩრდილოეთის კომპენსაციური ქარი რეგულარულად მოქმედებს 11 საათიდან საღამოს 5 საათამდე და აღნიშნულ ფერდობზე დღის ტემპერატურას 9°-ით ამცირებს. ამ ქარის სიჩქარემ შეიძლება 13 მ/წმ-ს მიაღწიოს.

კომპენსაციური ტიპის ქარები საქართველოს პირობებში სპეციალურად არავის გამოურკვევია. მ. კორძახიას კომპენსაციურ ქარად მოიხსნა ლიხის ქედის აღმოსავლეთი ფერდობის გასწვრივ, სურამ-ქვიშხეთის მიდამოებში ზაფხულობით ჩრდილო-აღმოსავლეთის ზომიერი სიჩქარის ქარები; როგორც იგი აღნიშნავს, ეს ქარები ქრის ათიქმის ყოველ მოწმენდილ დღეს რეგულარულად დაახლოებით 11 საათიდან საღამოს 5 საათამდე. ღამით აქ სიჩქარეა ან ქრის საწინააღმდეგო მიმართულების სუსტი ქარი ბორჯომის ხეობიდან. მ. კორძახიას კომპენსაციური ქარის წარმოშობის მექანიზმი ამ მიდამოებში შემდეგნაირად აქვს წარმოდგენილი: დღის საათებში შიდა ქართლის გაშლილი ველი მნიშვნელოვნად ხურდება და წარმოიშობა ჰაერის აღმავალი დენა, რის გამოც ჰაერის ზედაფენებში ჩნდება ბარიული გრადიენტი მიმართული ქართლის ველიდან ბორჯომის ხეობისაკენ. მას მოიხსნა, რომ ამ ქარების გავლენით სურამში იელისში საშუალო ტემპერატურა 13 საათზე 1.4°-ით ნაკლებია, ვიდრე გორში.

საქართველოს ტერიტორიაზე მთა-ხეობის ქარების მოქმედების ხანგრძლივობა დამოკიდებულია ზოგადი ცირკულაციური პროცესების განვითარებაზე. იგი შეიძლება რამდენიმე დღეს და ზოგჯერ კვირასაც ვაგრძელდეს და წლის თბილ პერიოდში გამოიწვიოს სხვადასხვა სიძლიერის ველები.

ასევე, როგორც სანაპირო ბრიზები, რომელნიც, მენდელეევის თქმით, კლიმატის რეგულატორს წარმოადგენენ. მთა-ხეობის ქარებიც, რომელთაც გრილი ჰაერის მასები მოაქვთ და მიწისპირა ჰაერის გიდახურებას ამცირებენ, მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ ადგილობრივ კლიმატზე. მართლაც, ვინაიდან ხეობის ქარები ნორმალურად ვითარდება ზაფხულის მოწმენდილ მზიან ამინდში, ამიტომ მათი ხშირი გამეორება უნდა იწვევდეს მოცემული ადგილის მკლიმატური ტემპერატურების შემცირებას; მას დაბლობიდან ტე-

ნის მნიშვნელოვანი რაოდენობა გადააქვს მთების მიმართულებით, რის გამოც დაბლობ ზონაში ტენიანობა მცირდება.

ამგვარად, მთა-ხეობის ქარები წარმოადგენს მთაგორიანი რაიონის კლიმატის ერთ-ერთ დამახასიათებელ თავისებურებას. იგი გავლენას ახდენს ტემპერატურულ, ტენიანობის, ღრუბლების რეჟიმზე და საერთოდ ხეობის ამინდიანობის პირობების განვითარებაზე.

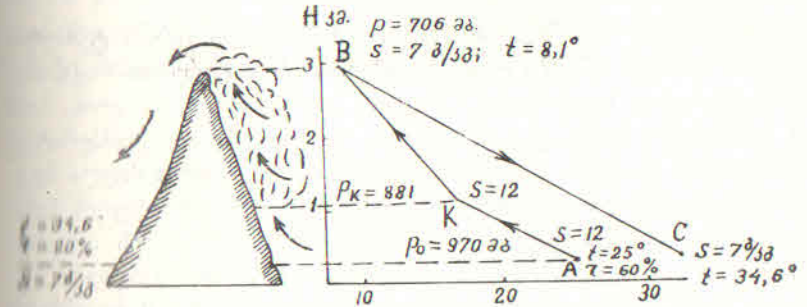
კლიმატური თვალსაზრისით, მნიშვნელოვანი ადგილი ეთმობა ფიონებს. ზოგიერთ მთიან რაიონში მათი დიდი სიხშირე საგრძნობ გავლენას ახდენს ადგილობრივ კლიმატზე.

ფიონი წარმოადგენს რთულ მეტეოროლოგიურ მოვლენას, რომლის წარმოშობისა და განვითარების პირობები (ფსევდოადიაბატური პროცესები) ბევრადაა დამოკიდებული მოცემული რაიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ და ატმოსფეროს ცირკულაციურ თავისებურებაზე, რის გამოც აღნიშნული მოვლენა სხვადასხვა ლოკალურ პირობებში შეიძლება ერთმანეთისაგან განსხვავებულ ხასიათსღებულობდეს. ამ გარემოებამ გამოიწვია სხვადასხვა მთიანი ზონისათვის (ზოგჯერ ერთი და იმავე ზონისათვისაც კი) ფიონური მოვლენების კლასიფიკაციის სიმრავლე. ამჟამად ყველაზე გავრცელებულია ბ. ალისოვის, დ. დროზდოვისა და ე. რუბინშტეინის „კლიმატოლოგიის კურსში“ მოცემული კლასიფიკაცია, სადაც ძირითადად გამოყოფილია ფიონების სამი ტიპი.

1. კლასიკური ფიონი. იგი წარმოიშობა იმ შემთხვევაში, როდესაც ჰაერის მასებს თავის გზაზე უხდებათ მაღალი მთების ან ქედების გადალახვა. ამ შემთხვევაში ქარპირა ფერდობზე აღმავალი ჰაერის ტემპერატურა კონდენსაციის დონემდე (K) ეცემა მშრალადიაბატურად (მე-8 ნახაზის AK მონაკვეთი), ხოლო შემდგომ მთის თხემამდე — ტენადიაბატურად (KB); ამ უკანასკნელ მონაკვეთში წარმოიშობა ღრუბლები და ადგილი აქვს გაბმულ ნალექებს (მე-8 ნახაზის მარცხენა ნაწილი). მთის მეორე მხარეს ჰაერის მასები დიდი სისწრაფით ეშვება ძირს. მშრალ ადიაბატურად თბება და ძლიერ შრება (მე-8 ნახაზის მარჯვენა ნაწილის BC მონაკვეთი); აქ მყარდება უღრუბლო მშრალი ამინდი — ძლიერი ქარებით.

მე-8 ნახაზზე მოცემულია მაგალითი. სადაც 3000 მ სიმალიდან ($P_0=970$ მბ) ჰაერი იწყებს ფერდობზე მოძრაობას შემდეგ პირობებში: $t=25^\circ$, ხვედრითი ტენიანობა — $S=12$ გ/კგ-ს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა — $r=60\%$ -ს. ეს ჰაერი 1140 მ სიმაღლეზე აღწევს კონდენსაციის დონეს. მთის თხემზე (3000 მ) წნევა მცირდება 706 მბ-მდე, ტემპერატურა ეცემა $8,1^\circ$ -მდე, ხოლო ტენიანო-

ბა — 7 გ/კგ-მდე. მაშასადამე, ყოველი კილოგრამი ჰაერიდან გამოიყოფა $12,0-7,0=5,0$ გ წყალი. მთის მეორე მხარეს ჰაერი მშრალადიაბატურად ეშვება ძირს ($\gamma \approx 1^\circ/100$ მ.), თანდათანობით თბება და როდესაც დაღმავალი დინება მიადწევს 300 მ სიმაღლეს, მისი ტემპერატურა გაუტოლდება $34,6^\circ$ -ს ($8,1^\circ+27^\circ \cdot 0,98=34,6^\circ$), ხვედრითი ტენიანობა რჩება 7 გ/კგ-ის ტოლი, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა ეცემა 20%-მდე.



ნახ. 8. ფიონების წარმოშობის სქემა (ა. სრვიანთ) მარცხნივ — ფიონების წარმოშობის პირობები, მარჯვნივ — ჰაერის დინების მდგომარეობის მრუდი: AKB — ფერდობზე აღმავალი ჰაერისათვის და BC — მთის მეორე მხარეს დაღმავალი ჰაერისათვის

2. ანტიციკლონური ფიონი. იგი წარმოიშობა მაღალი ანტიციკლონიდან ჰაერის დაბლა დაშვებისა და მთის ორივე მხარეს მისი განშტოების შედეგად. პირველი ტიპისაგან განსხვავებით, ეს ფიონები ერთდროულად მოქმედებს მთის ორივე ფერდობზე. ამ შემთხვევაში ქარის სიჩქარე მცირეა.

3. თავისუფალი ატმოსფეროს ფიონი. მისი წარმოშობა დაკავშირებულია ანტიციკლონში კუმშვის ინვერსიასთან ან ციკლონში კატაფრონტალურ¹ მოვლენებთან. დაბლობ ზონაში აღნიშნული ფიონი ხშირ შემთხვევაში ვერ აღწევს. იმ ადგილებში კი, სადაც ჰაერის ინვერსიული ფენები გადაკვეთს მაღალ მთებს, ადგილი აქვს ჰაერის ტემპერატურის მომატებას და ტენიანობის შემცირებას.

¹ კატაფრონტი — ფრონტალურ ზედაპირზე თბილი ჰაერის დაღმავალი მოძრაობის (დამასრილის) ზედაპირი (ფრონტი). ანაფრონტი — იმავე ჰაერის აღმავალი ზედაპირი. ორივე ზედაპირს ადგილი აქვს ძირითადად ცივ ფრონტში, ხშირად თბილში. კატაფრონტი შეინიშნება ცივი ფრონტის ზედა ნაწილში.

ანტიციკლონურ და თავისუფალი ატმოსფეროს ფიონებს ე. ბურ-
მანი მიაკუთვნებს ფიონურ სიტუაციას. წმინდა ფიონებისაგან გან-
სხვავებით ფიონური სიტუაციის დროს ქარის მოქმედება არ შეი-
ნიშნება; ძლიერი ქარები კი, როგორც ცნობილია, წარმოადგენს
ფიონების ერთ-ერთ მთავარ მორფოლოგიურ ნიშანს. ფიონურ სი-
ტუაციას ფიონებთან აკავშირებს მხოლოდ თერმული და ჰიგრომე-
ტრული რეჟიმის მსგავსება—ტემპერატურის მომატება და ტენია-
ნობის შემცირება.

მაღალმთიან ზონაში, ფიონისებრი სიტუაციის დროს ტემპერა-
ტურისა და ტენიანობის რეჟიმი დაბლობთან შედარებით რიგი თავისებურებებით ხასიათდება. პირველი თავისებურება ის არის, რომ აქ აღნიშნული სიტუაცია ვითარდება უფრო დაბალი ტემპერატურის ფონზე; ეს ფონი მით უფრო დაბალია, რაც უფრო მაღლა მდებარეობს პუნქტი; მისი მეორე თავისებურებაა ტემპერატურის სუსტი მატება ფიონის დაწყებისას. ამ შემთხვევაში ფიონის არსებობას განსაზღვრავენ მხოლოდ შეფარდებითი ტენიანობის ძლიერი დაწვევით (ცხრ. 28). როგორც 28-ე ცხრილიდან ჩანს, 19 დეკემბერს დამის პირველი საათიდან დილის შვიდ საათამდე ტენიანობა 82%-ით დაცემულა, ხოლო ტემპერატურამ მხოლოდ 0,3°-ით მოიმატა.

ცხრილი 28:

ტემპერატურისა და ტენიანობის ცვლილება ფიონის დროს მ/მ ყაზბევის მდამოებში, 1948 წ. (ე. ბურმანი)

	ტენიანობა %-ში				ტემპერატურა გრადუსებში			
	1	7	13	19	1	7	13	19
19/XII	94	12	15	15	-18,2	-17,9	-17,4	-18,6
20/XII	15	11	12	12	-19,7	-19,2	-15,3	-19,3
21/XII	8	7	12	13	-19,7	-19,9	-16,4	-18,6
16/X	65	75	72	50	-12,8	-12,1	-10,8	-11,5
17/X	12	7	17	8	-6,9	-5,3	-0,4	-3,7

შემდგომ დღეებშიც (20 და 21/XII), ტენიანობის დაბალი მაჩვენებლების მიუხედავად (7—15%), ტემპერატურის დაწვევას ჰქონია ადგილი. ო. დროზდოვის აზრით, ასეთი „ცივი“ ფიონები საერთოდ დამახასიათებელია მაღალმთიანი ზონისათვის. მაგრამ არის შემთხვევები, როდესაც იმავე ზონაში შედარებით კარგადაა გამოსახული ფიონების ტემპერატურული ეფექტი. ეს კარგად ჩანს 28-ე ცხრილის ბოლო ორი სტრიქონიდან; როგორც ვხედავთ, 17 ოქტომბერს ფიონურმა სიტუაციამ წინა დღესთან შედარებით (16/X) გამოიწვია

ტენიანობის მნიშვნელოვნად შემცირება (7—17%-მდე), ხოლო ტემპერატურამ მოიმატა 5—6°-ით.

მეკუამ და ე. ბურმანმა მდ. არაგვის აუზისათვის ხუთწლიანი დაკვირვებებიდან გამოითვალეს დღეთა რიცხვი ფიონებით და ფიონური სიტუაციით. ფიონურობას კრიტერიუმად დაუდეს მხოლოდ შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობა, რომელიც დაკვირვების ორ ელემენტში მაინც ნაკლები იქნებოდა 30%-ზე; ზემოაღნიშნული მიხედვების გამო, ტემპერატურის ცვლილება არ იქნა გათვალისწინებული. როგორც 29-ე ცხრილიდან ჩანს, ფიონური დღეები ყველაზე მეტი მაღალმთიან ყაზბეგს გააჩნია (52,4 დღე), ხოლო ქვედა

ცხრილი 29

დღეთა რიცხვი ფიონებით

პუნქტი	სიმაღლე მ-ბით	წლიური ჯამი
ყაზბეგი მ/მ	5657	52,4
გულაური კობი	2194	10,0
ყაზბეგი ქვედა	1962	5,6
ფასანაური	1744	8,8
დუშეთი	1070	3,8
	922	10,0

ქუჩებზე იგი მნიშვნელოვნად მცირდება (5—10). სიმაღლის მიხედვით ფიონური სიტუაციის ასეთი დიდი ცვლილება ძირითადად განსწავლულია ანტიციკლონებში ინვერსიული ფენის დაბლა დაწევისთან (კუმშვის ინვერსია); ეს კი იწვევს ტემპერატურის მშრალ-ლიაბატურად მომატებას და ტენიანობის მნიშვნელოვნად შემცირებას. ინვერსიული ზედაპირი ხშირ შემთხვევებში გადაკვეთს მაღალმთიან ზონას და იშვიათად აღწევს უფრო დაბლა განლაგებულ ქუჩებამდე. როგორც ირკვევა, მაღალმთიან ყაზბეგზე ყველა ფიონური მოვლენის 77% გამოწვეული ყოფილა ატმოსფეროს ანტიციკლონური სიტუაციით.

საქართველოს ტერიტორიაზე ფიონური მოვლენები თითქმის ყველგან გვხვდება, მაგრამ მათი წარმოშობისა და განვითარების პირობები აგრეთვე მეტეოროლოგიურ ელემენტებზე ზეგავლენის მექანიზმებზე ცალკეულ ადგილებში სწავლას სჭირდება. ყველაზე მკაფიოდ გამოხატული ფიონური ეფექტი მქლავნდება დასავლეთ საქართველოში. ფიონური ქარების წარმოშობა აქ გაპირობებულია ოროგრაფიული და ატმოსფეროს რთული ცირკულაციური პროცესების ურ-

თიერთქმედებით. აღმოსავლეთის ფიონური ქარების ჩასახვა ზღვარულად, ციმბირისა და აზორის ანტიციკლონური ცენტრების შემოქმედებით. აღნიშნული ცენტრები განაპირობებენ აღმოსავლეთის მხრიდან სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების ინტენსიურ დონებებს მდ. მტკვრის ხეობაში. თუ ჰაერის მასა შედარებით ტენიანია, მაშინ ლიხის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე იგი აღწევს კონდენსაციის დონეს და იწვევს მოდრუბლულობის გაზრდას და ნალექების მოსვლას (ნახ. მ). კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბო, რომელიც იმავე ჰაერის გათბობაზე იხარჯება, მ. ბენაშვილის გამოთვლით, 1—2°-ს შეადგენს. მაგრამ ხშირია შემთხვევები, როდესაც აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასა თბილი და მშრალია და კონდენსაციის დონეც ლიხის ქედზე (1000—1500 მ) უფრო მაღლა მდებარეობს. ორივე შემთხვევაში, ლიხის ქედის გადალახვის შემდეგ დაღმავალი ჰაერის მასები ადიაბატურად თბება (1°/100 მ სიმაღლეზე) და ტენიანობის დეფიციტი მნიშვნელოვნად მატულობს. პირველი პროცესი თუ შედარებით ფსევდოადიაბატურ კანონზომიერებას ემორჩილება და, მათსადამე, კლასიკური ფიონების ხასიათს ატარებს, მეორეზე ამას ვერ ვიტყვი; იგი უფრო ფიონური ხასიათის ქარებს მიეკუთვნება.

დასავლეთ საქართველოს სხვადასხვა პუნქტებისათვის ჯერ კიდევ საბოლოოდ არ არის დადგენილი განმეორება და დღეთა რიცხვი ფიონური პროცესებით; ეს იმიტომ გამოწვეულია, რომ ცალკეული მკვლევარი ფიონური პროცესების გამოყოფას მეტეოროლოგი-

ცხრილი 30

დღეთა რიცხვი ფიონური პროცესებით ქ. ქუთაისში

ავტორი	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
ი. ფიგუროვსკი	38	36	13	37	114
ა. დემეტრაშვილი	18	26	14	15	73
მ. ბენაშვილი	21	22	4	18	65

ური ელემენტების რაოდენობრივი ცვლილების სხვადასხვა კრიტერიუმს უდებს საფუძვლად. ეს კარგად ჩანს 30-ე ცხრილიდან, სადაც მოცემულია სხვადასხვა მკვლევრის მიერ ქუთაისისათვის გამოთვლილი დღეთა რიცხვი ფიონური მოვლენებით.

დასავლეთ საქართველოში ფიონური პროცესები მთელი წლის განმავლობაშია განვითარებული (ზაფხულობით ისინი იშვიათად არიან). შავი ზღვის სანაპიროსკენ ფიონიან დღეთა რიცხვი თანდათანობით მცირდება (10—20 დღემდე წელიწადში). ფიონების მოქმედებით ჰაერის ტემპერატურამ რამდენიმე საათში შეიძლება 10—15°-ით მოიმატოს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 5—10%-მდე დაეცეს, ქარის სიჩქარე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს და ზოგჯერ შტორმულ ხასიათსაც ღებულობს. უმეტესად ფიონური პროცესები მიმდინარეობს 1—2 დღის განმავლობაში, მაგრამ არის შემთხვევები, როდესაც იგი 5 და ზოგჯერ 10 დღეს ზედიზედ მოქმედებს.

ფიონების ხშირი განმეორება გარკვეულ გავლენას ახდენს კოლხეთის დაბლობის ტემპერატურისა და ტენიანობის წლიურ რეჟიმზე. ცალკეულ რაიონებში, მისი მოქმედების შედეგად, წლის ცივი პერიოდის საშუალო თვიური ტემპერატურა 2—4°-ით მატულობს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 10—20%-ით მცირდება. ამ უკანასკნელს ამავე მიზეზებით მუსონური წლიური მსვლელობა გააჩნია—ხისტილი ზამთარშია, მაქსიმუმი კი — ზაფხულში.

ფიონების განვითარების კლასიკურ მხარედ ალპებს თვლიან; ამ პროცესების საფუძვლიანი შესწავლა პირველად აქ მოხდა. ყველაზე ფიონურ ადგილად ინსბრუკი (ავსტრია) ითვლება (საშუალოდ ფიონები 80 დღეს ქრის), მაგრამ იგი არანაკლები ინტენსივობით მოქმედებს ევროპის ზოგიერთი სახელმწიფოს ტერიტორიაზეც (როგორც ალპებისა და პირინეის ფერდობებზე, ისე ბალკანეთის მთებისა და კარპატების ფერდობებზე).

დიდია ფიონების როლი კორდილიერების აღმოსავლეთ და დასავლეთ ფერდობების კლიმატის ფორმირებაში (ჩინუკი); ზამთრის პერიოდში ფიონები ტემპერატურის მკვეთრ რყევადობას იწვევს, ხოლო ზაფხულში განაპირობებს მნიშვნელოვან სიმშრალეს.

ფიონური მოვლენები მნიშვნელოვანი განმეორებით ხასიათდება კირიმის მთების ჩრდილოეთ და სამხრეთ ფერდობებზე.

შუა აზიის მთებში ფიონების წარმოშობა დაკავშირებულია სამხრეთის ციკლონებთან ან ჰაერის მასების დასავლეთიდან შემოჭრასთან. ტაშკენტში ფიონები საშუალოდ 49 დღეს მოქმედებს. ს. ჩახოვეცის მონაცემებით, ახანგარანის ხეობაში (უზბეკეთი) ფიონური ქარების მოქმედების შედეგად ტემპერატურის 5,1-დან 10°-მდე ცვლილების განმეორება 36—41%-ს შეადგენს, ხოლო 10°-სა და უფრო მეტისა — 12—22%-ს.

§ 4. რალიფის გავლენა ჰაერის ტენიანობაზე, ნალექებსა და თოვლის საბურველზე

წყლის ორთქლის შემცველობა ატმოსფეროში და მისი დღეღამური და წლიური რეჟიმი ძირითადად დაკავშირებულია მოცემული ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებთან, წლის სეზონთან, ატმოსფეროს ცირკულაციურ თავისებურებებსა და ნიადაგის ზედაპირის ტენიანობასთან. ჰაერის ტენიანობის თითქმის უმეტეს მახასიათებელზე (განსაკუთრებით აბსოლუტური და შეფარდებითი ტენიანობა) მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს რელიეფის თავისებურება, განსაკუთრებით კი ადგილის სიმაღლე.

როგორც ცნობილია, როცა სიმაღლე იზრდება აბსოლუტური ტენიანობა მცირდება ტემპერატურასთან ერთად. ერთ და იმავე სიმაღლეზე მთის ტენიანობა საშუალოდ 10%-ით აღემატება თავისუფალი ატმოსფეროს ტენიანობას.

აბსოლუტური ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა მთებში ზღვის სანაპიროს მსგავსად ტემპერატურის პარალელურია: მაქსიმუმი შუადღის შემდგომ საათებშია, მინიმუმი — მზის ამოსვლამდე.

ზაფხულში ზღვის სანაპირო მთები ზღვის ბრიზებისა და ხეობის ქარების მეშვეობით ტენის საგრძნობ რაოდენობას ღებულობს. ეს კარგად ჩანს გაგრისა და გაგრის ქედის მონაცემებიდან (ცხრ. 31). 6-დან 15 საათამდე გაგრის და გაგრის ქედზე ტემპერატურა გააზარდა 4,7 და 2,5°-ით, ხოლო აბსოლუტური ტენის ნამატმა შესაბამისად შეადგინა 1,8 და 2,5 მმ-ი.

ცხრილი 31

აბსოლუტური ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა 1966 წლის ივნისში (მმ-ში)

პუნქტი	სიმაღლე (მ-ში)	დაკვირვების დრო (საათი)							
		21	0	3	6	9	12	15	18
გაგრა	7	18,4	17,9	17,3	17,0	17,5	18,1	18,8	18,8
გაგრის ქედი	1644	11,1	10,9	10,3	10,3	11,3	12,3	12,7	12,1
ქუთაისი	114	17,7	17,2	16,6	16,5	17,0	16,8	16,5	17,0
ბახშარო	1926	8,7	8,3	8,1	8,0	8,4	9,5	10,0	9,2
ფერეოვკა	2112	9,8	9,4	9,1	9,4	9,1	9,2	9,5	9,0

დაბლობში და მაღალ ზეგნებზე ადგილი აქვს ორ მაქსიმუმს და ორ მინიმუმს. მაქსიმუმია დილის 8—9 საათზე და 20—21 საათზე, მინიმუმი — მზის ამოსვლამდე და 14—15 საათზე (ქუთაისი, ფერეოვკა).

მოვკა). დღის მინიმუმის გამომწვევია ინტენსიური კონვექციური პროცესები, რომელთა დროსაც ჰაერის მიწისპირა ფენებიდან ვერტიკალური დენებით ორთქლის მნიშვნელოვანი რაოდენობა გადაიტანება მაღალ ფენებში. საღამოს საათებში კონვექციური პროცესები წყდება, მაგრამ ინტენსიური ორთქლების შედეგად მიწისპირა ჰაერი ორთქლის საკმაო რაოდენობას ღებულობს და განაპირობებს 20—21 საათზე ტენის მაქსიმალურ მნიშვნელობას. ფერეოვკაში, რომელიც ჯავახეთის ზეგანზე მდებარეობს, ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი ისე მკვეთრად არ არის გამოხატული, როგორც მსოფლიოს რომელიმე მაღალ ზეგანზე, რადგან კონვექციური პროცესების ზეგავლენით დღისა და საღამოს საათებში აბსოლუტური ტენიანობის მნიშვნელობებს ზრდის ტენდენცია თითქმის არ გააჩნია; 12 და 15 საათზე, დაკვირვების სხვა ვადებთან შედარებით იგი 0,3—0,6 მმ-ით ნაკლები სიდიდისა რჩება.

შეფარდებითი ტენიანობა შედარებით მეტ მგრძნობიარობას იჩენს სიმაღლის, რელიეფის ფორმის, ექსპოზიციისა და სხვათა მიმართ.

ცხრილი 32

შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა (%-ში) (ივლისი)

პუნქტი	სიმაღლე (მ-ში)	დაკვირვების დრო (საათი)												მ.წ. ნალექები (მმ-ში)
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	
ბახშარო	1670	86	88	87	84	83	83	83	85	81	69	78	83	71
ფერეოვკა	2194	79	79	78	76	75	73	71	70	72	78	80	80	76
ქუთაისი მ/მ	3657	68	66	62	62	67	70	74	76	77	77	74	71	70
ბახშარო	7	88	88	88	78	75	73	72	72	74	79	84	87	80
გაგრის ქედი	1644	78	77	76	75	78	84	85	84	80	79	78	78	79

ზაფხულის დღის საათებში ხეობის ქარების მოქმედებით სიმაღლის მიხედვით შეფარდებითი ტენიანობა მატულობს; მაგალითად, ფერეოვკაში იგი 15—20%-ით აღემატება ფასანაურისას, ხოლო ყაზხეზე ტენიანობის ნამატი გულაურთან შედარებით 3—6%-ს შეადგენს. ანალოგიური მდგომარეობაა გაგრისა და გაგრის ქედს შორისაც (ცხრ. 32).

ცნობილია, რომ დაბლობ და საშუალო სიმაღლის მთიან ზონაში შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა ჰაერის ტემპერატურის საწინააღმდეგოა: მინიმუმია შუადღის საათებში, მაქსიმუმია ღამით და დილით ადრე. აღმოსავლეთ საქართველოში,

მიკროკლიმატი და ადგილობრივი კლიმატი

§ 1. მიკროკლიმატოლოგიის საზანი და მათოლი

მიწისპირა ჰაერის ფენების ფიზიკური მდგომარეობა ძირითადად დამოკიდებულია ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათზე; რაც უფრო ახლოს იმყოფება ჰაერის ფენა მოქმედ ზედაპირთან (ნიადაგი, მცენარეული საფარი), მით უფრო ძლიერდება ჰაერის ფიზიკურ თვისებებზე ამ უკანასკნელის გავლენა. ამასთან დაკავშირებით, მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის, ტენიანობის, ქარის სიჩქარის და სხვა მეტეოელემენტების ცვლილება ერთეულ სიმაღლეზე (ვერტიკალური გრადიენტი) გაცილებით მეტია შედარებით მაღლა განლაგებულ ჰაერის ფენის იმავე ელემენტების ცვლილებაზე. მაშასადამე, მოქმედი ზედაპირის ხასიათი წარმოადგენს იმ ძირითად ფაქტორს, რომელიც განსაზღვრავს მიწისპირა ჰაერის ფენის სითბოსა და ტენიანობის ბალანსს, ქარის სიჩქარისა და სხვა ელემენტების რაოდენობრივ მახვენებელს, რომელიც მნიშვნელოვნად განსხვავდება მოცემული ადგილის საერთო კლიმატური პირობებისაგან.

ჰაერის ქვედა ფენები, რომლებიც უშუალოდ ეხება მოქმედ ზედაპირს, ნიადაგსა და ჰაერს შორის აქტიური სითბოს გაცვლის მეშვეობით, დღისით ძლიერ ხურდება, ზოლო დამით—ცივდება და ამიტომ, ტემპერატურის დღელამური რყევადობა და სიმაღლით მისი ცვლილება მნიშვნელოვანია. აღნიშნული ფენის ნიშანდობლივი თვისება ისაა, რომ აქ მეტეოელემენტების უმეტესი ნაწილის ვერტიკალური გრადიენტი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი სიდიდეებით ხასიათდება. მიწისპირა ჰაერის ფენების შესწავლას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება, ვინაიდან ამ ფენებში უხდება ადამიანს მოღვაწეობა, აქ ვითარდება მცენარეული საფარი, და ამასთან აღნიშნული ჰაერის ფენები აქტიური ზემოქმედებისათვის ადვილად მისაწვდომია.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, მოცემული ადგილის მიკროკლიმატი კლიმატის ადგილობრივი თავისებურებაა, რომელიც ვაბი-ბიძებულია ქვეფენილი ზედაპირის არაერთგვაროვნებით. მიწისპირა ფენებში მიკროკლიმატური თავისებურებანი ძირითადად 1—2 მ სიღრმის ჰაერის ფენებში ვლინდება. მ. ბუდიკოს მიაჩნია, რომ აღნიშნული ფენა მოიცავს 25—35 მ სიმაღლეს.

ზოგაერთი მეცნიერი (რ. გეიგერი, ს. საპოენიკოვა) მიკროკლიმატის გარდა გამოყოფს აგრეთვე ადგილობრივ კლიმატს (მეზოკლიმატი). ადგილობრივი კლიმატი მიკროკლიმატთან შედარებით უფრო მეტ ტერიტორიას მოიცავს (ტყე, მინდორი, ტბა, ქალაქი და სხვ.) და წარმოადგენს შუალედურ რგოლს მიკროკლიმატსა და მეზოკლიმატს შორის.

ბ. გოლცბერგს მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის ზემოაღნიშნული დაყოფა ძალზე პირობითად მიაჩნია, რადგან ბევრ შემთხვევაში გაძნელებულია მათ შორის მკვეთრი საზღვრის გავლენა და ამასთან ზოგჯერ გაურკვეველიცაა რომელი ამ ტერმინთაგანი უფრო კარგად ასახავს ამა თუ იმ მოვლენას. იგი მიკროკლიმატში ვერცხსმობს მკირე ტერიტორიის კლიმატს, რომელიც წარმოიშობა ბოლოფის სხვადასხვა ფორმების, მცენარეულობის, ნიადაგის ხასიათის, წყალსაცავებისა და სხვათა მიმდებარე ჰაერის ფენებში. ამ მიხედვით აზრით, მიკროკლიმატური თავისებურებანი მქლავნდება მიწისპირა ჰაერის ქვედა და ზედაფენებში, რომლებიც შეიძლება შეჯამდებოდეს რამდენიმე მეტრიდან 100—150 მ სიმაღლემდე. ადგილობრივ კლიმატში იგი აერთიანებს იმ პროცესებს, რომლებიც ვაბიბობებულია ოროგრაფიით და წყლისა და ხმელეთის განაწილებით, რომელთა გავლენა 800—1000 მ სიმაღლემდე აღწევს (ბრიზები, ფიონები, ბორა, მთა-ხეობის ქარები, ოროგრაფიული ნალექები, ტემპერატურის ოროგრაფიული ინვერსიები და სხვ.).

ზოგორც დაინახეთ, მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის თავისებურებანი ვლინდება მოცემული ტერიტორიის საერთო კლიმატური პირობების ფონზე (მაკროკლიმატი). ეს უკანასკნელი, რომელიც ცნობილია, ძირითადად მსხვილი მასშტაბის ფაქტორებითაა განპირობებული (მზის რადიაცია, ცირკულაციური პროცესები და ზოგჯერ ვეოგრაფიული პირობები) და ამიტომ მოქმედი ზედაპირის ადგილობრივი თავისებურების გავლენა მაკროკლიმატზე მთლიანად ვაბიბობებულია.

მიკროკლიმატური პირობების შესწავლის პროცესში ძირითადი ყურადღება უნდა მიექცეს ჰაერის ტურბულენტურ მოძრაობას, რომლის მეშვეობითაც ხდება ზედაპირიდან სითბოს, წყლის ორთქლისა-

და სხვა თვისებების ვერტიკალური გადატანა და ჰაერის სხვადასხვა ფენების ურთიერთშერევა. საერთოდ, ქვეფენილი ზედაპირის მასობრივად ტურბულენტობის ძლიერი შემცირება და აქედან გამომდინარე შერევის პროცესის მნიშვნელოვნად შესუსტება, აპრობების მიწისპირა ფენებში განსაკუთრებულ მიკროკლიმატურ პირობებს.

მიკროკლიმატური პირობების თავისებურებანი (ტემპერატურის ტენიანობის, აორთქლების, ქარის რეჟიმის) განსაკუთრებით მკვეთრად შედგენდება ზაფხულის მოწმენდილი ამინდის პირობებში. მაგრამ ზამთარში და ზოგჯერ სხვადასხვა ტიპის ამინდის პირობებშიც ზოგიერთი მეტეოროლოგიური ელემენტი (მინიმალური ტემპერატურა, თოვლის საბურველი, წყინვები, სხვადასხვა პირობებში ტენიანობის გაჩენა და სხვ.) ძლიერ მგრძობიარეა მიკრორელიეფის ფორმისა და ნიადაგის (წყლის) ზედაპირის ხასიათის მიმართ. ამიტომ ასევე თუ იმ ადგილის მიკროკლიმატის შესწავლა უნდა მოხდეს წლის მთელი სეზონში და დღე-ღამის იმ პერიოდში, რომლის დროსაც საერთო კლიმატურ ფონზე ესა თუ ის ელემენტი განსაკუთრებულად იჩენს თავს, ე. ი. მკვეთრ ნახტომს განიცდის. აქ მხედველობაში უნდა მოვიდეთ ისიც, თუ რა მიზნისათვის გჭირდება მიკროკლიმატის ესა თუ ის თავისებურებანი, სახალხო მეურნეობის რომელი დარგებისათვისაა საჭირო ადგილობრივი კლიმატის ასეთი დეტალური შესწავლა და ა. შ.

მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის კვლევას და დაკვირვებას თავისი მეთოდები გააჩნია. კლიმატის ადგილობრივი თავისებურებანი ზოგიერთ შემთხვევაში შეიძლება გამოვლინდეს მეორე თანრიგის მეტეოროლოგიური სადგურების მეშვეობით, ხოლო უფრო სრულად იგი სხვადასხვა ზედაპირზე დროებით განლაგებულ მიკროკლიმატურ პუნქტებზე ვლინდება. ამ უკანასკნელში დაკვირვებები ქვეფენილი ზედაპირის მასობრივად წარმოებს და ამიტომ დაკვირვებების ხელსაწყოებიც და მათი განლაგებაც ჩვეულებრივისაგან განსხვავდება.

მიკროკლიმატური ავეგმვისათვის ძირითადად გამოყენებული უკანასკნის ფსიქრომეტრი, ელექტრული და წინაღობის თერმომეტრი, ფუსის ანემომეტრი (ქარის სიჩქარის გაზომვისათვის) და სხვ. უკანასკნელსა წყნობის ნაკლებ ინერტულია და ჩქარ რეაგირებას ახდენს დროსა და სივრცეში მეტეოელემენტების ყოველ ცვლილებაზე, ასევე თუ იმ ელემენტის ვერტიკალური პროფილის შესწავლის მიზნით (გრადიენტული დაკვირვებები) აღნიშნულ ხელსაწყოებს ათავსებენ სხვადასხვა სიმაღლეზე. მიკროკლიმატური ავეგმვა შეიძლება მო-

ხდეს მხოლოდ წინასწარ შერჩეულ პუნქტებზე, ერთდროული დაკვირვების მეშვეობით.

საშუალო მიკროკლიმატურ ავეგმვას აწარმოებენ მარშრუტული დაკვირვებებით; როგორც მარშრუტულ, ისე ცალკეულ ტერიტორიაზე (ფართობზე) მიკროკლიმატური დაკვირვებები უნდა წარმოებდეს სისტემატურად, მუდმივმოქმედ მეტეოროლოგიურ სადგურთან ერთად, რათა საშუალება გვქონდეს ერთმანეთს დავუყავშიროთ დაკვირვებების მონაცემები.

§ 4. მიწისპირა ჰაერის ფენებისა და სხვადასხვა ლანდშაფტის მიკროკლიმატი

უკანასკნელი წლების განმავლობაში საბჭოთა მეტეოროლოგებისა და კლიმატოლოგების მიერ შესწავლილია მიზეზები, რომლებიც განაპირობებს მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის სხვადასხვაობას. ტემპერატურის, ტენიანობის, ქარისა და სხვათა დღე-ღამისურ მსვლელობაზე და მათ ვერტიკალურ განაწილებაზე ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათისა და რელიეფის ფორმის ზეგავლენის ცალკეული საკითხები, რომელთა შესახებაც ა. ვოეიკოვმა საერთო დეტალურ ნაშრომებში გამოიმუშავა, განხილული იყო წინამდებარე სახელმძღვანელოს I ნაწილის III, IV, VI, X და XV თავებში. აქ მხოლოდ შევხებით ზოგიერთ მათგანზე.

ჰაერის ფიზიკური თვისებების მნიშვნელოვანი ცვლილება ძირითადად მიწისპირა ფენებში მიმდინარეობს, რადგან უშუალოდ აქ ზარბაზნობისა და ტენის აქტიური გაცვლა ნიადაგსა და ჰაერს შორის როგორც აღნიშნული იყო, მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის სიმაღლით განაწილებაში ძირითადად შეიძლება ინსოლაციური და რადიაციური ტიპი გამოიყოს. პირველ ტიპს მზის ინსოლაცია განაპირობებს; ამ შემთხვევაში, ზაფხულში დღის საათებში ქვეფენილი ზედაპირის ძლიერი გახურების გამო ტემპერატურა სიმაღლით (1-2 მეტრის ფარგლებში) ძლიერ ეცემა და ქვედა და ზედა დონეს შორის განსხვავებამ შეიძლება საგრძნობ სიდიდეს მიაღწიოს (ნახ. 15). მაგალითად, ვოეიკოვმა ზაფხულის ერთ დღეს ოდესაში დაკვირვებების შედეგად, რომ ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურა 50,4° იყო, 3 სმ სიმაღლეზე—32,2°, 54 სმ-ზე 30,0°, ხოლო 3 მეტრ სიმაღლეზე—24,9°, როგორც ჩანს, ასეთ მცირე სიმაღლეზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე ასევე და მეტად (შესაძლებელია, დასაყრდენად) აღემატება ნორმალურს.

ზაფხულის მოწმენდილ ამინდში მზის ამოსვლამდე თუ გამოიყოს მზის საკმაო რაოდენობა, მაშინ მზის სხივური სითბოთი მისი

**კლიმატთა კლასიფიკაცია. დედამიწის სფეროს
კლიმატური ზონები**

ა) კლიმატთა კლასიფიკაცია

დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატწარმოშობი პროცესების — მზის რადიაციის, განედის, ოკეანისა და კონტინენტის, ატმოსფეროს ცირკულაციის, რელიეფისა და სხვათა ზეგავლენით ფორმირდება კლიმატის მრავალი ტიპი, რომელნიც ერთმანეთისაგან არსებითად განსხვავდებიან. მართალია, დედამიწის ზედაპირი კლიმატთა მრავალფეროვნებით ხასიათდება, მაგრამ მის განაწილებაში გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა, მიუხედავად იმისა, რომ ეს კანონზომიერება ბევრ შემთხვევაში სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით ირღვევა და აზონალობას იჩენს.

იმისათვის, რათა გავერკვეთ დედამიწის სხვადასხვა რაიონში არსებული კლიმატური პირობების მრავალფეროვნებაში, საჭიროა დამახასიათებელი ნიშნის მიხედვით გამოვყოთ კლიმატის ცალკეული ტიპები და შემდგომ დავადგინოთ დედამიწის ზედაპირზე მათი განაწილების თავისებურებანი. დედამიწის კლიმატთა სხვადასხვა ტიპების გარკვეულ სისტემაში მოყვანა და მათი გავრცელების არეალის დადგენა, კლიმატთა კლასიფიკაციის ძირითად ამოცანას წარმოადგენს.

კლიმატთა კლასიფიკაციის პრაქტიკული მნიშვნელობა ის არის, რომ დედამიწის სხვადასხვა რაიონის კლიმატური პირობები შევადაროთ ერთმანეთს და დავადგინოთ მათ შორის მსგავსება და სხვადასხვაობა; აგრეთვე, მოვახდინოთ დედამიწის ზედაპირის ან განსაზღვრული ტერიტორიის კლიმატთა კარტირება.

კლიმატოლოგიის როგორც მეცნიერების ისტორიულად განვითარების პროცესში, კლიმატთა კლასიფიკაციის მრავალი სისტემა იქნა წამოყენებული. კლიმატის სხვადასხვა კლასიფიკაციაში კლიმატური

ტიპების გამოყოფას საფუძვლად უდევს ესა თუ ის ნიშანი ან წარმოშობის პირობები. ძველ საბერძნეთში დედამიწის კლიმატურ და რაიონებას საფუძვლად დაედო მზის სხივების დახრითი კუთხე, რომელიც განედების მიხედვით იცვლება. თვით კლიმატის ცნება, რომელიც ბერძნულად „დახრილობას“ ნიშნავს, სუფთა ასტრონომიული ხასიათისაა და ამიტომ ბერძნების მიერ დედამიწაზე გამოყოფილი ხუთი კლიმატური ზონაც (ტროპიკული, ორი ზომიერი და ორი ცივი) განედებს პარალელურად გაუყვება.

კლიმატოლოგიის განვითარების შემდგომ ეტაპზე სხვადასხვა მეცნიერი თავის კლასიფიკაციას საფუძვლად უდებდა ბოტანიკურ, პიდროლოგიურ, რამდენიმე მეტეოროლოგიური ელემენტის რაოდენობრივ მაჩვენებელს, გენეტურ (სინოპტიკურ) და სხვა ნიშნებს. განვიხილოთ ზოგიერთი მათგანი.

§ 1. ა. ვოეიკოვისა და ა. ლოპინის კლასიფიკაცია

ა. ვოეიკოვმა თავის კლიმატთა კლასიფიკაციას საფუძვლად დაუდო მდინარეთა პიდროლოგიური რეჟიმი. იგი ყველა მდინარეს კლიმატის პროდუქტად მიიჩნევს, რადგან მდინარეები და წყაროები წარმოადგენენ დედამიწასა და ატმოსფეროს შორის ტენზიუნის (ნალექები და აორთქლება) შედეგს. ა. ვოეიკოვი აღნიშნავს, რომ ესა თუ ის ტერიტორია მით უფრო მდიდარია მდინარეებით და წყაროებით, რაც უფრო უხვია აქ ნალექები და მცირეა აორთქლება ნიადაგიდან, წყლიდან და მცენარეული საფარიდან. მდინარეთა ტიპებით კლიმატთა კლასიფიკაციის დროს იგი მხედველობაში იღებს იმ გარემოებას, რომ პატარა მდინარეები მოცემული ადგილის კლიმატის უფრო სწორ სურათს იძლევა, ვიდრე დიდი მდინარეები, რომელნიც წარმოადგენენ მნიშვნელოვანი ფართობის მქონე აუზის მრავალფეროვან კლიმატთა ზეგავლენის შედეგს. ტბებიდან გამონადენი მდინარეების დონეთა პერიოდული რყევადობა დასაწყისში თუ შემუშვენველია, ტბიდან საკმაოდ დაშორების შემდეგ მისი რეჟიმი (დონის რყევა) საგრძნობლად იცვლება.

კლიმატურ პირობებთან დამოკიდებულებით ა. ვოეიკოვი გამოყოფს შემდეგი ტიპის მდინარეებს:

ა — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს დაბლობებსა და მცირე მაღლობებზე — 1000 მ სიმაღლემდე გამდნარი თოვლით (ციმბირისა და ჩრდილო-ამერიკის ჩრდილოეთი ნაწილი).

ბ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს მთებში გამდნარი თოვლით (შუა აზიის მთიანი მასივის დასავლეთი ნაწილი და სხვ.).

გ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს წვიმებით და ზაფხულში ხასიათდებიან წყალდიდობით (ტროპიკული და მუსონური ქვეყნები).

დ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს გამდნარი თოვლით გაზაფხულზე ან ზაფხულის დასაწყისში. წყლის მნიშვნელოვან ნაწილს ისინი ღებულობენ აგრეთვე წვიმების მეშვეობით (დასავლეთ ციმბირი, რუსეთის ევროპული ნაწილი, სკანდინავიის ნ/კ; ჩრდილოეთი ამერიკა).

ე — მდინარეები, რომლებიც ძირითადად წვიმის წყლით საზრდოობს, ნალექები წვიმის სახით შედარებით მეტია წლის ცივ პერიოდში, მაგრამ მდინარის დონის სეზონური ცვლილება მცირეა (შუა და დასავლეთი ევროპა).

ვ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს წვიმის წყლით, ნალექი წლის ცივ პერიოდში მეტია, მაგრამ წინა ტიპთან შედარებით ამ პერიოდში წყლის დონე გაცილებით სჭარბობს ზაფხულისას (სამხრეთ ევროპა და საერთოდ ხმელთაშუა ზღვის სანაპირო, კალიფორნია, ჩილი, ავსტრალიის სამხრეთ-დასავლეთი).

ზ — კლიმატის სიმშრალის გამო მდინარეები და საერთოდ წყლის მუდმივი დინებები აქ არ გვაქვს (უდაბნოები).

თ — მუდმივი თოვლისა და მყინვარების რაიონში მდინარეებს ცვლის მყინვარისქვეშა ნაკადი.

როგორც ვხედავთ, მოცემულ ტერიტორიაზე მდინარეთა რეჟიმის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ ნალექებისა და აორთქლების წლიურ მსვლელობაზე და, აქედან გამომდინარე, ამ ადგილის კლიმატურ პირობებზე. ამ კლასიფიკაციაში, როგორც აღვნიშნეთ, ძირითადი როლი ტენზომეტრის ენიჭება და მისი კომპონენტების (აორთქლება, ნალექები) რაოდენობრივი თანაფარდობა (ტენის ბალანსი) განსაზღვრავს დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში მდინარეთა რეჟიმს, რომელიც კლიმატის ანარეკლს წარმოადგენს.

ა. ვოეიკოვმა აღნიშნული კლასიფიკაციის საბოლოო დამუშავება ვერ მოასწრო და, ცხადია, სათანადო რუკაც მას არ გააჩნია.

ბ. ლვოვიჩის ჰიდროლოგიური კლასიფიკაციის მიხედვით საბჭოთა კავშირის ტერიტორია დაყოფილია მდინარეთა სხვადასხვა რეჟიმის 19 ტიპად. კლასიფიკაციის საფუძვლად აღებულია: მდინარის საზრდოობა, საზრდოობის შედარებითი განაწილება, ზამთრის რეჟიმი და მდინარის კალაპოტის დინამიკა. მდინარის ყოველი ტიპი მიახლოებით ასახავს მოცემული ტერიტორიის ლანდშაფტურ-კლიმატურ პირობებს.

კიოპენის კლასიფიკაცია წარმოადგენს კლიმატურ ელემენტთა საშუალო სიდიდეებზე დამყარებულ, სხვა სისტემათა შორის ყველაზე უფრო ჩამოყალიბებულ და გავრცელებულ კლასიფიკაციას. მისი კლასიფიკაცია აგებულია კლიმატური ანალოგების პრინციპზე. როგორც იგი აღნიშნავს, მისი მიზანია დედამიწის სფეროს მნიშვნელოვნად დაშორებულ ადგილებში მოიძებნოს არსებითად ერთნაირი კლიმატები (ანალოგები).

კიოპენის კლიმატთა კლასიფიკაციის საფუძვლად უდევს ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა და ნალექების თვიური და წლიური ჯამები. ამასთან ეს ორივე ელემენტი მან დააკავშირა ამა თუ იმ სახეობის მცენარეულობის გავრცელების ზონებთან. იგი დედამიწაზე გამოყოფს 5 კლიმატურ სარტყელს და მათ თანმიმდევრულად აღნიშნავს ლათინური ალფაბეტის პირველი ასოებით.

A — ტროპიკული წვიმის კლიმატი. უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18° -ზე მეტია, ხოლო ნალექების წლიური ჯამი 750 მმ-ს აღემატება. აქ არჩევენ: *Af* — ნოტიო ტროპიკული ტყის კლიმატს, წლის განმავლობაში ნალექები თანაბრადაა განაწილებული (*f*). და *Aw* — სავანების კლიმატს, მშრალი პერიოდი ზამთარშია (*w*).

B — ორი მშრალი კლიმატი, რომელიც გარს ერტყმის დედამიწის წყვეტილად. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10° -ზე მეტია, მაგრამ ნალექების უკმარისობის გამო ხემცენარეული არ ხარობს. ამ სარტყელის საზღვრები შეიძლება დავადგინოთ ნალექების წლიური ჯამისა (*r*) და საშუალო წლიურ ტემპერატურათა (*t*) შორის თანაფარდობით: თუ $r \leq 2t$ ზამთრის ნალექები ჭარბობს, $r \leq 2(t+14)$ — ზაფხულის ნალექები ჭარბობს და $r \leq 2(t+7)$ — ნალექები წლის განმავლობაში თანაბრადაა განაწილებული.

აქ გამოიყოფა სტეპებისა (*Bs*) და უდაბნოების კლიმატი (*Bw*), სტეპებისა და უდაბნოების კლიმატი გვხვდება როგორც ტროპიკულ, ისე ზომიერი განედების სამხრეთ რაიონებში.

C — ზომიერად თბილი ორი სარტყელი, ნალექების საკმაოდ რაოდენობით, მაგრამ თოვლის საბურველი არ არის მდგრადი. უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18° -ზე ნაკლებია, მაგრამ -3° -ზე დაბლა არ ჩამოდის. აქ გამოიყოფა კლიმატის სამი ტიპი: *Cw* — ზომიერად თბილი კლიმატი მშრალი ზამთრით; მშრალი ზამთრის ნალექების რაოდენობა 10-ჯერ ნაკლებია ზაფხულის ნალექებზე (სამხრეთი და აღმოსავლეთი ჩინეთი); *Cs* — ზაფხული მშრალი და ზამთარი

ნალექიანი (ხმელთაშუა ლევა); ზამთრის ნალექები სამჯერ მეტია ზაფხულისაზე; Cf — ზომიერად თბილი კლიმატი ნალექების თანაბარი განაწილებით (f) წლის განმავლობაში.

D — ბორეალური ან ტყისა და თოვლის კლიმატი. ზამთარი და ზაფხული მკვეთრადაა გამოხატული, უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა ნაკლებია -3° -ზე, ხოლო უთბილესისა მეტია 10° -ზე. თოვლის საბურველი მდგრადია. ეს ტიპი მხოლოდ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე გვხვდება. აქ გამოიყოფა შემდეგი ტიპები: Df — ზომიერად ცივი კლიმატი ნალექების თანაბარი განაწილებით (აღმოსავლეთ ევროპა, ჩრდილოეთ ამერიკა) და Dw — ზომიერად ცივი კლიმატი, მშრალი ზამთრით (აზიის კონტინენტი).

E — პოლარული კლიმატი. ამ სარტყელში გამოყოფენ ორ კლიმატურ ტიპს: ET — ტუნდრის კლიმატი, უთბილესი თვის ტემპერატურა 0° -ზე მეტია და 10° -ზე ნაკლები, ხემცენარეული არ ხარობს, და EF — მუდმივი ყინვის კლიმატი; უთბილესი თვის ტემპერატურა 0° -ზე დაბალია (არქტიკა და ანტარქტიკა).

H — მთის ჰავა, საშუალოდ 3000 მ სიმაღლიდან; იხმარება საჭიროების მიხედვით.

კლიმატთა დეტალიზაციის მიზნით კიოპენს შემოაქვს დამატებითი ნიშნები: a — უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 22° -ზე მეტია; b — უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა არანაკლებ 4 თვისა მეტია 10° -ზე, მაგრამ ნაკლებია 22° -ზე, c — ტემპერატურა მეტია 10° -ზე 1-დან 3-თვემდე, ხოლო უცივესი თვისა მეტია -38° -ზე; d — უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა ნაკლებია -38° -ზე, ხოლო თბილ პერიოდში 1—3 თვე მაინც ტემპერატურა 10° -ზე მეტია; x — ნალექების წლიური მსვლელობა ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით ხასიათდება; k' — ზამთარი ცივია, წლიური და უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18° -ზე ნაკლებია, ხოლო k — უთბილესი თვის $t > 18^{\circ}$ -ზე.

მიუხედავად იმისა, რომ კიოპენის კლიმატთა კლასიფიკაციის ბევრი ნაკლოვანი მხარე გააჩნია, იგი მკაფიოდაა ჩამოყალიბებული და კარგად შეესატყვისება დედამიწის ზედაპირის ბუნებრივ ლანდშაფტურ ზონებს. ამ გარემოებამ განაპირობა აღნიშნული კლასიფიკაციის სისტემის ფართო მასშტაბით გამოყენება მსოფლიოს სხვადასხვა კუთხეში და მათ შორის საბჭოთა კავშირში (ი. ფიგუროვსკი — კავკასიის კლიმატური ტიპები, ა. ვოზნენსკი — სსრკ-ის კლიმატური რუკა, და მ. კორძანია — საქართველოს ჰავის ტიპები).

ლ. ბერგის კლიმატურ კლასიფიკაციას საფუძვლად დაედო ლანდშაფტურ-გეოგრაფიული ზონები და ამიტომ მას ლანდშაფტურ-კლიმატურ კლასიფიკაციასაც უწოდებენ. მან სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიული (ლანდშაფტური) ზონები დააკავშირა კლიმატურ ზონებთან. იგი აღნიშნავს, რომ კლიმატის ხასიათთან მჭიდროდაა დაკავშირებული მცენარეული და ნიადაგობრივი საფარი, რომ კლიმატური სარტყელები წარმოადგენს გეოგრაფიული ლანდშაფტების საფუძველს.

ბერგი გამოყოფს შემდეგ მსხვილ კლიმატურ ტიპებს:

1. ბარის კლიმატს (ოკეანეთა კლიმატი, ხმელეთის კლიმატი) და II. მაღლობის კლიმატს (მთიანეთისა და პლატოს კლიმატი, მთიანი სისტემებისა და ცალკეული მთების კლიმატი).

ბარისათვის იგი გამოყოფს შემდეგ კლიმატურ ზონებს: 1. მუდმივი ყინვის, 2. ტუნდრა, 3. ტაიგა — ზომიერი ზონის კლიმატი, ზამთარი ცივი, 4. ზომიერი ზონის ფოთლოვანი ტყეები, ზამთარი თბილი, 5. ზომიერი ზონის მუსონური ტიპი, 6. სტეპები, 7. ტროპიკებს-გარე უდაბნოები, ცივი ზამთრით, 8. ხმელთაშუა ზღვის ტიპი, 9. სუბტროპიკული ტყეები, 10. უდაბნოები თბილი ზამთრით, 11. ტროპიკული ტყესტეპი (სავანები), 12. ტროპიკული ნოტიო ტყის ტიპი.

მსგავს კლიმატურ ტიპებთან გვაქვს საქმე (ზოგიერთის გამოკლებით) სამხრეთ ნახევარსფეროზეც.

პლატოზე და მთებში, როგორც იგი აღნიშნავს, მეორდება კლიმატთა იგივე ტიპები, მხოლოდ ემატება ერთი—მუდმივი ყინვის კლიმატი, სადაც უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 0° -ზე დაბალია. მაშასადამე, მაღლობის კლიმატიდან გამოიყოფა: 1. პოლარული ყინულოვანი პლატოს ტიპი (ანტარქტიდის პლატო და არქტიკის კუნძულების — გრენლანდიის, ფრანც-იოსების, ჩრდილოეთის მიწისა და სხვათა პლატოები); 2. ზომიერი სარტყელის მაღალი სტეპებისა და ნახევარუდაბნოების ტიპი (ჩრდილო-დასავლეთი მონღოლეთი და სომხეთის მთიანეთი); 3. ზომიერი განედების უდაბნოების ტიპი (მავალითად, აღმოსავლეთ თურქმენეთი); 4. ტიბეტის ტიპი (მასში პამირიც შედის); 5. სუბტროპიკული სტეპების კლიმატი (ირანი, მცირე აზია); 6. ტროპიკული პლატოს ანუ მაღალი სავანების ტიპი (ჩილი, პერუ, ბოლივია, ეკვადორი, მექსიკა, აბისინია და სხვ.).

როგორც ზემოთ დავინახეთ, ბერგის მიერ გამოყოფილი კლიმატური ტიპები ძალზე დიდ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ერთეულს მოიცავს.

მის ერთმანეთს ემთხვევა. მაგალითად, ალისოვის ეკვატორული მუსონების ზონა შეესაბამება ბერგის საფანების კლიმატს, ან ზომიერი ჰაერის კლიმატურ ზონას — კონტინენტების აღმოსავლეთ სანაპიროს მუსონური კლიმატი და ა. შ. მაგრამ ალისოვის კლასიფიკაციის უპირატესობა, მიუხედავად მისი სქემატურობისა, ის არის, რომ მას საფუძვლად უდევს ატმოსფეროს ცირკულაციური მაჩვენებლები და კლიმატური პროცესების კომპლექსი, რომლის მიხედვითაც ჰაერის მასების ძირითადი ტიპები გამოირჩევა მეტეოროლოგიური პროცესების სპეციფიკური თავისებურებით.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, დედამიწის სფეროს და განსაკუთრებით საბჭოთა კავშირის კლიმატური ზონების დახასიათებას ვახდენთ ბ. ალისოვის კლასიფიკაციის საფუძველზე (ნახ. 20), მაგრამ ბერგის ლანდშაფტურ-კლიმატურ დაყოფასაც აქ გარკვეული ადგილი ეთმობა.

ბ. დედამიწის სფეროს კლიმატური ზონება

§ 8. ეკვატორული ზონა

ეკვატორულ ზონაში ძირითად პროცესს წარმოადგენს ტროპიკული ჰაერის დანესტიანება, რომელიც აქ პასატების სახით მოედინება. ჰაერის დანესტიანება თითქმის ერთნაირი სიძლიერით მიმდინარეობს როგორც ოკეანის, ისე ხმელეთის ზედაპირზე.

მზის რადიაციისა და ატმოსფეროს გრძელტალღიანი გამოსხივების დიდი რაოდენობა წლის განმავლობაში განაპირობებს ეკვატორული ჰაერის ფორმირების ხელსაყრელ სითბურ პირობებს. მიუხედავად ჰაერის ტენიანობისა და მოღრუბლულობის ვარიაციებისა, მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი 100—150 კკალ/სმ² წელს აღწევს. ჰაერის დიდი ტენიანობა აღიღებს შემხვედრ გამოსხივებას (ეფექტური გამოსხივება კლებულობს), ხოლო რადიაციული ბალანსი საგრძნობი სიდიდებით ხასიათდება და ხმელეთის ზედაპირზე იგი 60—90, ხოლო ოკეანეთა ზედაპირზე 100—120 კკალ/სმ² წელს უდრის. ხმელეთის ზედაპირზე რადიაციის 75% აორთქლებაზე იხარჯება, ხოლო 25% ჰაერის გათბობაზე. აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს დიდი ნაწილი კონდენსაციის შედეგად კვლავ უბრუნდება დედამიწას, ხოლო დანარჩენი ნაწილი ამ რაიონებიდან გაიტანება.

ტროპიკულ ჰაერში ტემპერატურა სწორი წლიური მსვლელობით ხასიათდება; ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 1—5° ფარგლებში იცვლება და გაცილებით ნაკლებია დღეღამურზე (10—15°).

აორთქლებაზე დიდი რაოდენობით დახარჯული სითბოს მეოხებით მიწისპირა ჰაერის ფენებში მაქსიმალური ტემპერატურა 30—35°-ზე მაღლა არ იწევს, ხოლო მინიმალური 20°-ზე დაბლა იშვიათად ეცემა. საშუალო თვიური ტემპერატურები 24—28° შორის მერყეობს.

ჰაერის ტენიანობა ძალზე მაღალია: აბსოლუტური ტენი ხშირად 30 გრ/სმ³ აღწევს, ხოლო ყველაზე მშრალ პერიოდში შეფარდებითი ტენიანობა საშუალოდ 70% შეადგენს. ზოგიერთ ადგილებში საშუალო წლიური ტენიანობა 90% აჭარბებს (მდ. ამაზონის აუზი). ეს გარემოება აუტანელ პირობებს ქმნის ადამიანის ორგანიზმისათვის.

ნალექების წარმოშობა ძირითადად თერმულ კონვექციასთანაა დაკავშირებული, რომელიც იწვევს დღის მეორე ნახევარში თავსებად ხასიათის ნალექებს. აქ კონვექცია დაკავშირებულია ჰაერის ტენარამდგრადი ენერჯის დიდ მარაგთან, რომელიც ძლიერ აღმავალ დენებს და მძლავრ გროვანწვიმის (Cb) ღრუბლების გაჩენას იწვევს. ამიტომაც, რომ დღეთა რიცხვი ჰეჰა-ქუხილით წლის განმავლობაში

ცხრილი 58

კლიმატურ ელემენტთა წლიური მსვლელობა ეკვატორულ ზონაში

ელემენტი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
30												
სინაპური, (f=1° ჩ. გ., λ=60° ა. გ., H=00 მ)												
ტემპერატ. ხალკი (მმ)	25,5 246	25,8 181	26,3 185	26,6 197	27,0 166	26,6 177	26,8 159	26,5 195	26,4 175	26,5 201	26,1 256	26,7 263
შეფარ. ტენიანობა (1/10-ში)	85	81	82	82	82	82	8	81	81	82	82	82
კოტო (ეკვატორი, f=0,2° ს. გ., λ=78° დ. გ., H=2850 მ)												
ტემპერატ. ხალკი	12,6 166	12,5 169	12,5 152	12,6 188	12,6 127	12,6 19	12,5 22	12,6 57	12,7 76	12,6 95	12,5 98	12,6 97
შეფ. ტენიანობა	79	77	80	81	79	69	61	59	66	74	76	77

საშუალოდ 100—150 აღწევს, ხოლო კუნძულ იავაზე იგი 320-ს აჭარბებს. მიუხედავად ეკვატორული ჰაერის მნიშვნელოვანი ტენ-შემცველობისა, ნალექების საერთო რაოდენობა დიდი არ არის; წლიური რაოდენობა ზონის სხვადასხვა ნაწილში 1000—3000 მმ ფარგლებში იცვლება (ცხრ. 58).

ეკვატორულ ზონაში, როგორც 5მ-ე ცხრილიდან ჩანს, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის ზრდისა ნალექების რაოდენობა მცირდება. ეს აიხსნება სიმაღლის მიხედვით ჰაერის ტენიანობის შემცირებით. ამ ზონაში ბევრია ისეთი ადგილები, სადაც ტენსიმეტრიული ჰაერის დინებები ხელსაყრელ ფერდობზე ნალექების დიდ რაოდენობას ტოვებს. მაგალითად, კოლუმბიაში ანდების დასავლეთ ფერდობზე, ნალექების წლიური რაოდენობა 7000 მმ-ს აღწევს, აღმოსავლეთ ფერდობზე კი იგი 750 მმ-მდე მცირდება. არის ისეთი ადგილებიც, სადაც ზოგიერთი სეზონი დიდი სიმშრალით გამოირჩევა. მაგალითად, ლიბრევილიში ($\varphi = 0^{\circ}$; $\lambda = 9^{\circ}$ ა. გ.) ზაფხულის სამ თვეში საშუალოდ 30 მმ ნალექი მოდის, მაშინ როდესაც წლის დანარჩენ თვეებში იგი 2410 მმ-ს შეადგენს. ამ მდგომარეობას ხრომოვი ატმოსფეროს ცირკულაციის მუსონური ხასიათით ხსნის; ტროპიკებს შორის კონვერგენციის ზონა ზაფხულში ჩრდილოეთით მაღალი განედებისაკენ გადაინაცვლებს და იწვევს მშრალ პერიოდს, ხოლო მისი საწყის მდგომარეობაში დაბრუნება — ნალექების ძნიშვნელოვან რაოდენობას.

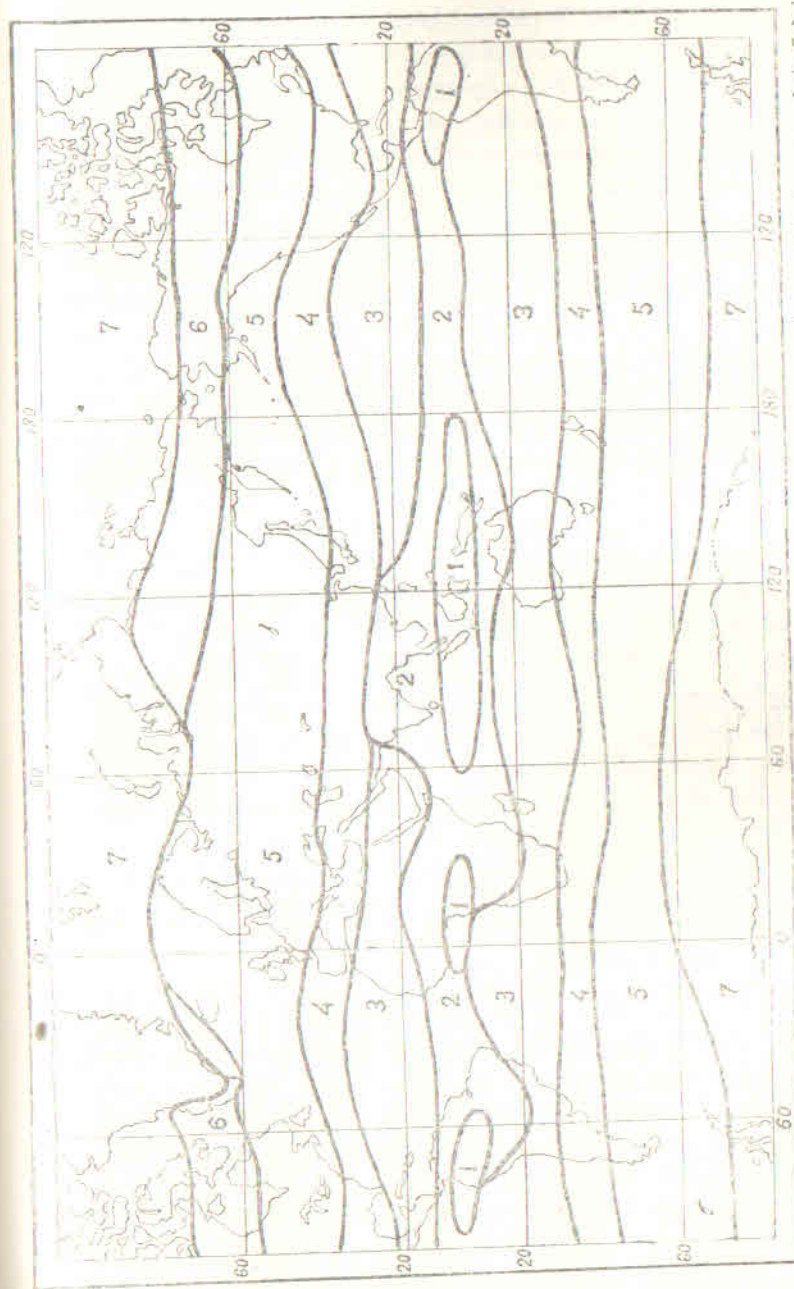
ამ კლიმატური სარტყელის ხმელეთის ზოგიერთ ადგილებში (აფრიკის დასავლეთი სანაპირო, ინდონეზიის კუნძულები) წლის განმავლობაში მაღალი თერმული დონე არ შეესატყვისება მთლიანი რადიაციის (100—120 კკალ) და რადიაციული ბალანსის (60—70 კკალ) დაბალ დონეს; აქ წამყვანი როლი ენიჭება იმ ენერგეტიკულ რესურსებს, რომლებიც გამოიყოფა ატმოსფერული ნალექების წარმოშობისას (კონდენსაციის ფარული სითბო) და აგრეთვე მზის რადიაციის შემოქმედებით ღრუბლების შედაპირის უშუალო გათბობით.

აღნიშნულ ზონაში ნალექები ხშირად ღამით მოდის, ვინაიდან ამ პერიოდში ჰაერის მაღალი ფენები ინტენსიური გამოსხივებით ძლიერ ცივდება, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება და კონვექციური პროცესი ძლიერდება.

ეკვატორული ზონის ზემოაღწერილი კლიმატური რეჟიმი განაპირობებს აქ ძალზე მდიდარ მარადმწვანე ტყისა და სხვა მცენარეულობის გავრცელებას, რომელიც ეკვატორული ლანდშაფტისათვის დამახასიათებელ თავისებურებას წარმოადგენს.

§ 7. ეკვატორული მუსონების ზონა (სუბეკვატორული)

ეკვატორული მუსონების ზონა მოთავსებულია ორივე ნახევარსფეროს ტროპიკული ფრონტის ზამთრისა და ზაფხულის მდგომარეობას შორის. იქ, სადაც ეს ფრონტი აღნიშნულ სეზონებში ეკვა-



ნახ. 20. დედამიწის კლიმატური ზონები: 1. ეკვატორული, 2. სუბეკვატორული (ტროპიკული მუსონების), 3. ტროპიკული (მასალური), 4. სუბტროპიკული, 5. ზომიერი განედების, 6. სუბპოლარული, 7. პოლარული.

ტორიდან მცირედაა დაშორებული, მის ორივე მხარეს მოქმედებს პასატები, რომლებიც მდგრადი სტრატეფიკაციით ხასიათდება (ტემპერატურის ინვერსია). მაგრამ დედამიწის უმეტეს რაიონებში ტროპიკული ფრონტი შესაბამის ნახევარსფეროს ზაფხულში ეკვატორს ძლიერ შორდება და ტროპიკების მიმართულებით გავრცელებას იწყებს ეკვატორული ჰაერი — ეკვატორული მუსონი. ზამთარში შებრუნებულ სურათს აქვს ადგილი — ეკვატორისაკენ მოედინება ტროპიკული ჰაერი — ზამთრის მუსონი. მაშასადამე, მუსონების ზონაში ზაფხულში გაბატონებულია ეკვატორული, ხოლო ზამთარში ტროპიკული ჰაერის მასა. ზაფხულის მუსონების მოქმედებისას კლიმატური პირობები ეკვატორულს უახლოვდება: მატულობს ჰაერის ტენიანობა, ტემპერატურის დედამიწის ამპლიტუდა კლებულობს და მოდის უხვი ნალექები უმეტესად თავსხმის სახით. ზამთრის მუსონის დროს, რომელიც პასატურ დინებებს წარმოადგენს, ტენიანობა და ნალექები მკვეთრად კლებულობს, ხოლო ტემპერატურის დედამიწის ამპლიტუდები მატულობს.

მუსონური კლიმატი გვხვდება ყველა კონტინენტზე ეკვატორის ორივე მხარეს დაახლოებით 18°-ის ფარგლებში, მაგრამ ინდოეთსა და ინდოჩინეთში ეკვატორული მუსონი ყველაზე უფრო ჩრდილოეთით ვრცელდება ჰიმალაის ქედამდე.

მუსონური ცირკულაცია მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ჰაერის ტემპერატურის წლიურ მსვლელობაზე. შიდაკონტინენტური და სანაპირო პუნქტები ტემპერატურის ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი ხასიათდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს უმეტეს ადგილებში მთავარი მაქსიმუმი აპრილ-მაისშია, ხოლო მეორადი — ოქტომბერში, ე. ი. ეკვატორული ნოტიო მუსონების დაწყებისა და დამთავრების წინ. მთავარი მინიმუმი გამოწვეულია ზამთარში ტემპერატურების საერთო დაწვევის ზეგავლენით, ხოლო მეორადი — ზაფხულის მუსონების პერიოდში შედარებით გრილი და ნოტიო ეკვატორული ჰაერის შემოჭრით.

კონტინენტში ღრმად განლაგებულ პუნქტებზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვან საზღვრებში მერყეობს (4—17°); პუნქტი რაც უფრო მეტადაა დაშორებული ეკვატორისაკენ, ამპლიტუდა მით უფრო მატულობს. მაგალითად, ბომბეიში (ინდოეთი, ჩ. გ. 19° და ა. გ. 73°-ი) წლიური ამპლიტუდა 5,6°, ხოლო ბენარესში (ჩ. გ. 25° და ა. გ. 83°) — 17°-ია. დუეიმში (სუდანის, ჩ. გ. 14°, ა. გ. 32°) ამპლიტუდა 10°-ია, კუაბაში (ბრაზილია, ს. გ. 15°, დ. გ. 56°) კი, რომელიც თითქმის იმავე განედზე, მაგრამ სამხრეთ ნახევარსფეროშია მოთავსებული — 4°.

მუსონურ კლიმატში ყველაზე მაღალი ტემპერატურები დაბლობ ზონაში ეკვატორული მუსონის დაწყებამდე შეინიშნება (28—32°); ზაფხულის პერიოდში ნოტიო მუსონების მოქმედების დროს საშუალო ტემპერატურა 1—4°-ით მცირდება (ცხრ. 59).

მუსონურ კლიმატში ნალექები არათანაბრადაა განაწილებული. ცივ პერიოდში, როდესაც გაბატონებულია კონტინენტური მუსონი (პასატი) ადგილი აქვს მშრალ, თბილ და მზიან ამინდს, რომლის დროსაც ნალექები ძალზე იშვიათ მოვლენას წარმოადგენს. ამ პერიოდში შეფარდებითი ტენიანობა ზოგიერთ პუნქტზე 10—15%-ზე უფრო დაბლა ეცემა. წლის თბილ პერიოდში ეკვატორულ მუ-

ცხრილი 59

კლიმატურ ელემენტთა წლიური მსვლელობა ეკვატორული მუსონების ზონაში

ელემენტი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიური
ბომბეი, ჩ. გ. 19°, ა. გ. 73°													
ტემპერატურა	23,6	23,8	25,6	27,5	29,2	29,0	26,4	26,3	26,3	27,1	26,3	24,7	26,3
ნალექები	3	1	0	1	14	522	624	679	278	45	12	1	1880

აღის-აბება, ჩ. გ. 9°, ა. გ. 33°, H = 2540 მ

ტემპერატურა	15,2	15,1	16,4	16,4	17,9	15,2	13,7	14,0	14,3	15,7	15,3	14,3	
ხალეკი	9	47	105	85	75	146	205	292	161	14	13	3	1259
შეფარდებითი ტენიანობა(%)	48	58	52	65	51	74	86	84	74	48	45	50	

სონს ტენის დიდი მარაგი მოაქვს და მას სხვადასხვა ექსპოზიციის ადგილებში სხვადასხვა რაოდენობით ტოვებს. ინდოეთში ნალექების ძირითადი მასა (92—96%) ივნის-სექტემბერზე მოდის. ჩერაპუნჯაში (ჩ. გ. 25°, ა. გ. 92°, H = 1313 მ), რომელიც ჰიმალაის ქედის სამხრეთ კალთაზე მდებარეობს და სამხრეთ-დასავლეთის ეკვატორული მუსონის დინებებს წინ ეღობება. წლის განმავლობაში მოდის საშუალოდ 11,000 მმ-ზე მეტი ხალეკი. აქ ზოგიერთ ადგილას ცალკეულ თვეებში (VI—VII) ნალექების რაოდენობა 2700 მმ-ს აჭარბებს.

საერთოდ აღსანიშნავია, რომ მთელს დედამიწაზე ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა სუბეკვატორულ ზონაში მოდის და ამასთან ჰაერის ტემპერატურის მაქსიმალური სიდიდეებიც აღნიშნულ ზონასთანაა დაკავშირებული. ეკვატორული მუსონური დინებები ზოგიერთ შემთხვევაში გადალახავს რა აბისინიის მთებს, მის აღმო-

სავლეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ კალთებზე ღებულობს ფიონურ ხასიათს და წითელი ზღვის სამხრეთ-დასავლეთ სანაპიროზე იწვევს ნათელ, ცხელ ამინდს. ამასთან ამ ადგილებში საშუალოდ წლიური ტემპერატურები, მსოფლიოს სხვა პუნქტებთან შედარებით, ძალზე მაღალია.

ოკეანეთა ზედაპირზე მუსონური კლიმატი ეკვატორის ორივე მხარეს 10—12° განედებს მოიცავს და ხმელეთთან შედარებით უფრო ვიწრო ზოლი უკავია. აქ ქარების სწორ სეზონურ ცვლას აქვს ადგილი. ეს ზონა წარმოადგენს ტროპიკული ციკლონების ჩასახვის კერას.

სუბეკვატორულ ზონაში აღისოვი გამოყოფს კონტინენტის დასავლეთ და აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატს. სამხრეთ ამერიკის, აფრიკისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიის აღმოსავლეთ სანაპიროზე, ეკვატორის ორივე მხარეს მუსონური კლიმატური ზონები მკვეთრადაა გამოსახული. მსგავსი მდგომარეობა იმავე კონტინენტთა ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს დასავლეთ სანაპიროზეც: ყველაზე ზამთრის პასატურ მშრალ პერიოდს ცვლის თბილი პერიოდის ნოტიო ეკვატორული მუსონი. მხოლოდ ჩრდილოეთ ამერიკის უკიდურესი სამხრეთი ნაწილის აღმოსავლეთ სანაპიროზე ზამთრის პასატი, რომელსაც მექსიკის უბიდან და კარიბის ზღვიდან მოაქვს ატლანტიკის ტენსემცველი ჰაერი, იწვევს ნალექების სიუხვეს. მაგალითად, პუერტო-მეხიკოში ნალექების რაოდენობა ზამთარში 413. ზაფხულში 856, ხოლო წლის განმავლობაში 2883 მმ-ს შეადგენს. როგორც ჩანს, აღნიშნული სანაპიროს კლიმატი ნოტიო ტროპიკული კლიმატის თვისებებით ხასიათდება.

ეკვატორული მუსონების კლიმატური პირობები ყველა კონტინენტის სანაპიროზე არსებითად ერთმანეთისაგან არ განსხვავდება. ნალექების მაქსიმუმი წლის თბილ პერიოდშია, ხოლო ცივი პერიოდში ტროპიკებიდან მშრალი ქარები ქრის და ნალექებიც ძლიერ მცირდება.

გამონაკლისს წარმოადგენს სამხრეთ ამერიკისა და აფრიკის სამხრეთ ნახევარსფეროს დასავლეთ სანაპირო, სადაც მუსონურ კლიმატს ადგილი არ აქვს. ამის მიზეზი ის არის, რომ ეკვატორის სამხრეთით მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ჰაერის გადატანა სამხრეთიდან ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და ტროპიკული ფრონტი მთელი წლის განმავლობაში იმყოფება ეკვატორის ჩრდილოეთით.

ამ ზონის ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროების კონტინენტთა დასავლეთი სანაპირო, ოკეანეთა ცივი ღინებების ზეგავლენით,

რამდენიმე გრადუსით ცივია აღმოსავლეთისაზე (აფრიკაში კანარია-სა და ბენგუელის ცივ ღინებათა ზეგავლენით განსხვავება 4—7°-ია).

ამიტომ, რომ მთლიანად ეს ზონა, მიუხედავად სანაპირო ზოლისა, მშრალი კონტინენტური ტროპიკული კლიმატის სახეს ატარებს და ძირითადად ნახევარუდაბნოს ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი.

§ 8. ტროპიკული ზონა

ტროპიკული კლიმატი ფორმირდება ტროპიკული ჰაერის პასატურ ღინებებში. პასატური მასა წარმოადგენს სუბტროპიკულ ანტიციკლონებში დაღმავალ მშრალ ჰაერს, რომელიც ადიაბატურად თბება და ძლიერ შორდება ნაჯერ მდგომარეობას. მის სიმშრალეს განაპირობებს აგრეთვე ხმელეთის ზედაპირზე აორთქლების მცირე რაოდენობა; ოკეანეთა ზედაპირზე პასატების მდგრადი სტრატოფიკაცია (პასატური ინვერსია) ხელს უშლის ვერტიკალურ გაცვლას და ტენის მაღალ ფენებში გადატანას. ეს გარემოება აფერხებს ღრუბლების წარმოშობას და იწვევს რადიაციული პროცესების მნიშვნელოვნად გაზრდას. აქ მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი შეადგენს 180—200 კკალ/სმ² წელს ხმელეთზე და 160 კკალ—ოკეანეზე. დედამიწის დიდი გამოსხივებისა და მნიშვნელოვანი ალბედოს გამო რადიაციული ბალანსი ეკვატორულ კლიმატთან შედარებით მცირდება.

პასატურ ღინებათა ქვედა ფენების ფიზიკური თვისებების მიხედვით არჩევენ კონტინენტურ და ზღვიურ ტროპიკულ კლიმატს.

კონტინენტურ ტროპიკულ ზონაში მცირე აორთქლების გამო მზის მთელი ენერგიის დაახლოებით 70% ატმოსფეროს გათბობაზე იხარჯება. ჰაერი ძალზე მშრალია და მისი თერმული პირობები მნიშვნელოვანი დღედამური მსვლელობით გამოირჩევა. ზოგიერთ ადგილებში ტემპერატურის დღედამური ამპლიტუდები 35—40°-ს აღემატება. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები დაახლოებით 20%-ით ნაკლებია დღედამურზე, მაგრამ გაცილებით მეტია ეკვატორულზე. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 30—39°-ს აღწევს, უცივესი თვისა — 10—25°-ს. საშუალო წლიური ტემპერატურა მეტია 18°-ზე. ნალექები ძალზე იშვიათად მოდის, ისიც სრულიად მცირე რაოდენობით. ამასთან კონტინენტურ-ტროპიკული (პასატური) კლიმატის პირობებში წარმოიშობა ტროპიკული უდაბლოები (ჩრდილოეთ და სამხრეთ აფრიკა, არაბეთის ნ. კ., ავსტრალიის დიდი ნაწილი, სამხრეთ ამერიკის სამხრეთი ნაწილი). აქ მუსონ-

ნების ცვლას ადგილი არ აქვს და გაბატონებულ ჰაერის მასას ტროპიკული ჰაერი წარმოადგენს. ამ ზონაში, მიუხედავად ნალექების სიმცირისა, ზოგჯერ გამოირიცხული არ არის თავსხმა ნალექებიც (უდაბნო საპარის მთიანი რაიონი). მაგრამ უმეტესად ნალექები შეიძლება ზედიზედ რამდენიმე წელსაც არ მოვიდეს. მაღალმთიან რაიონში ჰაერის ტემპერატურა შესაბამისად მცირდება, ხოლო ნალექები მატულობს.

ზღვიური ტროპიკული კლიმატი გამოირჩევა დიდი ტენემცველობით და ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდების სიმცირით, რითაც ეკვატორულ კლიმატს უახლოვდება. მაგრამ ამ უკანასკნელისაგან იგი იმით განსხვავდება, რომ აქ მდგრად პასატურ დინებებში ინვერსიის დონე კონდენსაციის დონეზე დაბლა იმყოფება (ოკეანეთა აღმოსავლეთ სანაპიროები) და ღრუბლების განვითარების საშუალებას არ იძლევა. ოკეანეთა დასავლეთ სანაპიროზე სურათი იცვლება—ინვერსიის დონე კონდენსაციისაზე გაცილებით მაღლა მდებარეობს და ღრუბლებისა და უხვი ნალექების წარმოშობის პირობებიც ხელსაყრელია.

ოკეანეთა ზონა გამოიყოფა პასატური ქარების მიმართულების მდგრადობით. ჰაერის ტემპერატურათა წლიური ამპლიტუდა როგორც წყნარ, ისე ატლანტიკის ოკეანეში მცირეა და 4°-ის ფარგლებში იცვლება. უთბილეს და უცივეს თვეებში ნალექების რაოდენობა წლიური ჯამის 20—24%-ს შეადგენს. პასატური ინვერსიის ქვედა ფენებში ცივი ოკეანური დინებების ზეგავლენით (ოკეანეთა აღმოსავლეთი ნაწილი) შეფარდებითი ტენიანობა 80%-ს აღწევს.

კონტინენტების დასავლეთ სანაპიროებზე პასატური დინებები ტროპიკულ განედებთან შედარებით დაბალი ტემპერატურით (16—21°) ხასიათდება, რადგან იგი მოედინება მაღალი განედებიდან ოკეანეთა სუბტროპიკული ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიასზე და ამასთან ცივი დინებების ზედაპირზე უხდება გადავლა. პასატური ინვერსია აქ ხელს უშლის ნალექების წარმოშობას (100 მმ-ზე ნაკლები). ჰაერის ტენიანობა იზრდება 80—90%-მდე. ეს სანაპირო უდაბნოს ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი, მაგრამ ჰაერის მაღალი ტენიანობა და ხშირი ნისლი განაპირობებს ღარიბი მცენარეული საფარის განვითარებას. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 4—6°-ია. ხშირია ნისლიანობა. ბრიზული ცირკულაცია აქ განსაკუთრებულ გავრცელებას პოულობს. მაგალითად, კაპ-ჯუბში (ჩ. გ. 27, დ. გ. 12°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა 15,9°-ია, ივლისისა—20,5°; ნალექების წლიური ჯამი 95 მმ. ზაფხულში ნალექი სრულიად

არ მოდის. შეფარდებითი ტენიანობა წლის განმავლობაში 82-დან 92%-მდე იცვლება. იკიკეში (ჩილე, ს. გ. 20°, დ. გ. 70°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა 21°-ია, ივლისისა—15,6°. ნალექები თითქმის არ მოდის. ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა წლის განმავლობაში 82—83%-ს შეადგენს.

კონტინენტთა აღმოსავლეთ სანაპიროზე პასატური ინვერსია კონდენსაციის დონეზე მაღლა იწევს და ჰაერის ტენარამდგრადი სტრატეფიკაცია კონვექციური პროცესების გაძლიერებას იწვევს. სუბტროპიკული ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიიდან მონადენი პასატური ჰაერი დიდი ტენემცველობით ხასიათდება და იწვევს მნიშვნელოვან მოღრუბლულობას. ნალექების გაზრდას და თბილი ოკეანური დინებების მეშვეობით დასავლეთ სანაპიროსთან შედარებით ტემპერატურის მომატებას. მაგალითად, ლორენს-მარკში (აფრიკა, ს. გ. 25°, ა. გ. 32°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა (უთბილესი თვე) 26°-ია, უცივესი თვის ივნისისა—18°, ნალექების წლიური ჯამი 693 მმ-ია, ზამთრის თვეებში ნალექები შეადგენს წლიური ჯამის 3%-ს, ზაფხულის თვეებში—55%-ს. მსგავსი მუსონურობაა რიო-დე-ჟანეიროშიც: ზამთარში ნალექების წლიური ჯამის (1099 მმ) 14% მოდის, ხოლო ზაფხულში—35%. ხელსაყრელი ექსპოზიციის მთის ფერდობებზე ნალექების რაოდენობა შეიძლება 10,000 მმ გადააჭარბოს (პაეის კუნძულებში), ხოლო საქწინააღმდეგო ფერდობზე რამდენიმე ათეულჯერ შემცირდეს.

ეკვატორული მუსონების ზონის მსგავსად, ამ ზონაშიც კონტინენტების დასავლეთი სანაპირო, იმავე მიზეზებით, რამდენიმე გრადუსით ცივია აღმოსავლეთისაზე. მაგალითად, ტროპიკების გაყოფებით აფრიკის დასავლეთ სანაპირო 5°-ით ცივია აღმოსავლეთისაზე.

კონტინენტების ტროპიკული აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატური პირობები და მასთან დაკავშირებული ლანდშაფტის თავისებურებანი დამოკიდებულია ნალექების რაოდენობაზე და მის წლიურ განაწილების ხასიათზე, ხოლო ეს უკანასკნელი, რიგორც ცნობილია, ბევრადღა დამოკიდებული რელიეფის ფორმასა და მთის ფერდობის ექსპოზიციაზე: აქედან გამომდინარე, იქ, სადაც მთელი წლის განმავლობაში ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვანია, ტროპიკული ტყის ლანდშაფტს აქვს ადგილი, მაგრამ თუ ნალექების განაწილება მუსონურ ხასიათს ატარებს ან ძალზე უმნიშვნელოა, მაშინ საქმე გვექნება სავანებთან ან სტეპებთან. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს კუნძული კუბა. აკად. თ. დავითაია კუბის ტერიტორიაზე ნალექების განაწილების მიხედვით გამოყოფს ტროპიკული ტყის

ბი, რის შედეგადაც ნალექები მთელი ზამთრის სეზონში მოდის. ნალექები შეიძლება თოვლის სახითაც მოვიდეს, მაგრამ მყარ საბურველს არ აჩენს. ზაფხულში ხმელთაშუა ზღვის სანაპიროები ოკეანეთა სუბტროპიკული ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე განლაგებული და ამიტომ იგი მაღალი ტემპერატურებით და მცირე ნალექიანობით ხასიათდება. პალერმოში (იტალია, ჩ. გ. 38°, ა. გ. 13,5°) უთბილესი თვის აგვისტოს ტემპერატურა 25°-ია, იანვრისა — 10°, მორტუბლულობა 65%-ია დეკემბერში, 15% — ივლისში, ნალექების წლიური ჯამი 749 მმ-ია, დეკემბერში 115 მმ მოდის, ივნისში — 8 მმ; დეკემბერ-იანვარში ნალექიან დღეთა რიცხვი 15-ს შეადგენს, ივლის-აგვისტოში — 2-ს.

ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის ტიპი გავრცელებულია სხვა კონტინენტთა დასავლეთ სანაპიროებზეც: კალიფორნიისა და ორეგონის სანაპიროებზე (აშშ), სამხრეთ ავსტრალიაში, აფრიკის უკიდურეს სამხრეთში და სხვ.

საბჭოთა კავშირში კლიმატის აღნიშნული ტიპი გვხვდება შავი ზღვის ჩრდილოეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე. იალტაში ივლისის საშუალო ტემპერატურა 23,7°, ხოლო იანვარში 4,2°-ია, ნალექების წლიური ჯამი 544 მმ, საიდანაც ზაფხულის თვეებში 114 მმ მოდის, ხოლო ზამთრისაში — 186 მმ.

ლ. ბერგი ხმელთაშუა ზღვის ტიპიდან სტეპურზე გარდასვალ კლიმატს მიაკუთვნებს მდ. მტკვრის შუა დინებას ქ. თბილისიდან ევლახამდე. ეს ტერიტორია სტეპურ კლიმატთან უფრო ახლოს დგას ზამთრის სიშხარის მიხედვით.

ხმელთაშუა ზღვის კლიმატისათვის დამახასიათებელია სემკენარეულობა და ბუჩქნარი, რომელშიც დიდი რაოდენობითაა შერეული მარადმწვანე ჯიშები. მნიშვნელოვან გავრცელებას პოულობს ქსეროფიტული მცენარეულობა.

კონტინენტის აღმოსავლეთ სანაპიროს სუბტროპიკული კლიმატი მუსონური ხასიათისაა; ზამთარში აღნიშნული რაიონი იმყოფება კონტინენტიდან (ზომიერი ვანედებიდან) მონადენი ცივი ჰაერის გავლენის ქვეშ, ხოლო ზაფხულში ზღვიდან წამოსული ჰაერი დიდ როლს ასრულებს სანაპირო ზოლის ტენით მომარაგებაში. სუბტროპიკული ვანედებისათვის დამახასიათებელ მაღალ თერმულ რეჟიმთან შედარებით ზამთარი ცივია და მშრალი, რადგან კონტინენტის ზომიერი ვანედებიდან წამოსული ცივი ჰაერი მცირე ორთქლს შეიცავს. ზაფხულში აღნიშნული სანაპირო იმყოფება ოკეანეთა სუბტროპიკული ანტიციკლონის დასავლეთი პერიფერიის ცირკულაციის გავლენის ქვეშ. ამის შედეგად აქ ზაფ-

ხულში პოლარულ ფრონტზე ვითარდება ციკლონური პროცესები, რომელთაც აღმოსავლეთ სანაპირო ზოლში მოაქვთ ნალექების საკმაოდ დიდი რაოდენობა. ამგვარად, კონტინენტების დასავლეთ სანაპიროსაგან განსხვავებით (ზაფხული მშრალი, ზამთარი ნალექიანი), აღმოსავლეთ სანაპირო ზაფხულში ნოტიო და ნალექიანია, ზამთარში — ცივი და მცირე ნალექიანი.

ზაფხულის სეზონში უხვი ნალექები განაპირობებს ამ ზონაში მდიდარი ფოთლოვანი ტყეების, ბამბუკის, ჩაისა და სხვა მცენარეულობის გავრცელებას.

აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატური ტიპი გვხვდება სამხრეთ ჩინეთსა და იაპონიაში, ამერიკის სამხრეთი შტატების აღმოსავლეთ სანაპიროზე, სამხრეთ ამერიკაში, საბჭოთა კავშირში და სხვაგან.

შანხაიში (ჩინეთი, ჩ. გ. 31°, ა. გ. 121,5°) იანვრის ტემპერატურაა 3,3°, ივლის-აგვისტოში 26,8°; ნალექების წლიური ჯამი 1139 მმ, ივნისში 180 მმ მოდის, ხოლო დეკემბერში — 35 მმ. აპრილში 15 დღე ნალექიანია, დეკემბერში — 6 დღე.

დალნიში (ჩ. გ. 38°, ა. გ. 121°) აგვისტოს ტემპერატურაა 24,2°, იანვრის — 4°, ნალექების წლიური ჯამი 578 მმ-ია, საიდანაც ზაფხულის თვეებზე მოდის 314 მმ, ხოლო ზამთრის თვეებზე — 9 მმ. შეფარდებითი ტენიანობა ზამთარში 62—65%-დან მატულობს 70—83%-მდე ზაფხულში.

§ 10. ზომიერი განაღვივის კლიმატი

ზომიერ ვანედებზე ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები ინტენსიურია და დიდი მრავალფეროვნებით ხასიათდება. ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებში ციკლონებისა და ანტიციკლონების წარმოშობასა და მათ მოქმედებას უკავია ძირითადი ადგილი. ეს გარემოება და საერთოდ მაღალი ვანედები განაპირობებს ზაფხულსა და ზამთარს შორის მკვეთრ კონტრასტს. გეოგრაფიული ვანედისა და მორტუბლულობის მომატების შედეგად აქ მზის რადიაციის წლიური ჯამი საშუალოდ ორჯერ ნაკლებია ტროპიკულზე, მაგრამ რადიაციული ბალანსი ზაფხულში უახლოვდება ტროპიკულს, ხოლო ზამთარში იგი უარყოფითია.

ზომიერ ვანედებზე არქტიკულ და პოლარულ ფრონტებზე ციკლონური მოქმედება აძლიერებს მერიდიანული მიმართულებით მაღალი და დაბალი ვანედების ჰაერის მასათა გაცვლას, ე. ი. ჰაერის ადვექციას აქ დიდი ადგილი ეთმობა, თერმული კონვექცია უფრო ლოკალური ხასიათისაა (მთიანი რელიეფის გამოკლებით) და იშვია-

თად წარმოიშობა ანტიციკლონებში ჰაერის სტრატეფიკაციის არახელსაყრელი პირობების გამო. მაშასადამე, ზომიერ განედებზე არქტიკული და ტროპიკული ჰაერის მასების ადვექცია და მათი მორიგეობა განაპირობებს აქ ამინდიანობის რეჟიმის მკვეთრ ცვლილებას.

ზომიერ განედებზე განსაკუთრებით იჩენს თავს კონტინენტურ და ზღვიურ ჰაერს შორის განსხვავება. ამასთან ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებს შორის სრული სხვადასხვაობა კონტინენტის დასავლეთ და აღმოსავლეთ სანაპიროებზე განაპირობებს კლიმატური პირობების მრავალფეროვნებას.

ზომიერი განედების კონტინენტური კლიმატი ძირითადად გვხვდება ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე — ევრაზიისა და ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტებზე. ამ ზონის კლიმატის ზოგიერთი ტიპი სამხრეთ ნახევარსფეროს კონტინენტებზეც ვრცელდება. იგი ხასიათდება ცივი თოვლიანი ზამთრით და თბილი ზაფხულით. რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი 20—50 კკალ/სმ² აღწევს. ზამთარში იგი უარყოფითია (—1 კკალ). საშუალო წლიურში რადიაციული ბალანსის 50% აორთქლებაზე იხარჯება. მაგრამ, მაღალ განედებზე, სადაც ბალანსი მცირეა, შესაძლებელი აორთქლება (წყლის ზედაპირიდან) მოსულ ნალექებზე ნაკლებია და ამიტომ ადგილი აქვს ნიადაგის ზედაპირის ქარბ დატენიანებას. სამხრეთით რადიაციული ბალანსის მომატებით ტენიანობა ნორმალურს უახლოვდება, შემდგომ კი იგი არასაკმარისი ხდება (ნალექები ნაკლებია აორთქლებაზე). ამასთან დაკავშირებით, ჩრდილოეთის ტაიგის ტყეები სამხრეთით იცვლება შერეული ტყით და ტყესტეპით. ხოლო შემდგომ — ნახევარუდაბნოებით და უდაბნოებით.

მთლიანად კონტინენტურ ზონაში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვანია. იგი იცვლება არა მარტო სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, არამედ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. განსაკუთრებით ეს ითქმის ევრაზიის კონტინენტის ზომიერ განედებზე. აქ სამხრეთ რაიონებში ზამთარში მაღალი წნევაა გაბატონებული, რომლის ცენტრი მონღოლეთის ტერიტორიაზეა მოთავსებული და ცნობილია ციმბირის (აზიის) ზამთრის ანტიციკლონის სახელწოდებით. მისი თხემი სამხრეთ რაიონებში ევროპამდეა გადაჭიმული. ზამთარში ანტიციკლონური ამინდის გაბატონებული მდგომარეობა ხელს უშლის ნალექების წარმოშობას. აღნიშნულ ანტიციკლონში ჰაერი ძლიერ ცივდება და შემდგომ ვრცელდება სამხრეთ რაიონებისაკენ, რის გამოც იქ ტემპერატურა შეიძლება — 25°—30°-მდე დაეცეს. დიდი კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება აქ თოვლის სპ-

ბურველს, რომელიც მთელი ზამთრის განმავლობაში მდგრადობით ხასიათდება.

ზაფხულში ზომიერ განედებზე არქტიკის აუზიდან და ოკეანეებიდან შემოჭრილი ჰაერის მასები განიცდის ტრანსფორმაციას. თუ ეს უკანასკნელი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში მიმდინარეობს, ჰაერში წყლის ორთქლის რაოდენობა თანდათანობით მცირდება და ხელს უწყობს გვალვებს. ზაფხულში, მართალია, მატულობს ნალექების რაოდენობა, მაგრამ იგი მთლიანად ვერ ფარავს მაღალი ტემპერატურებით გამოწვეულ დიდი რაოდენობით აორთქლებულ წყლის მასას.

ზომიერ განედებზე წარმოდგენილია სტეპის, ფოთლოვანი და შერეული ტყისა და ტაიგის ლანდშაფტური ზონები. მათი კლიმატური პირობები განსხვავებულია, რადგან აღნიშნული ზონების ენერგეტიკული (სითბური) და ტენიანობის რაოდენობრივი მაჩვენებელი სხვადასხვა სიდიდეებით ხასიათდება.

ევრაზიის კონტინენტზე სტეპებს დიდი ადგილი უკავია. იგი გამოირჩევა თბილი (აღმოსავლეთ რაიონებში ცხელი) და შედარებით მშრალი ზაფხულით; საშუალო ტემპერატურა აღნიშნულ თვეებში 20—23,5° შორის მერყეობს. ნალექების რაოდენობა წელიწადში 200—450 მმ-ია, მაქსიმუმი ზაფხულში მოდის. აქ გამორიცხული არ არის გვალვები, რომელთა დროსაც სავეგეტაციო პერიოდში ნალექები რამდენიმე თვეს ზედიზედ არ მოდის. უკრაინისა და სამხრეთ რუსეთის სტეპებში საგრძნობია მშრალი სამხრეთ-აღმოსავლეთისა და აღმოსავლეთის ქარები — ქარშოშინი. მისი მოქმედების პროცესში ტემპერატურა ზოგჯერ 40°-საც აჭარბებს.

ზამთარში დასავლეთის რაიონები აღმოსავლეთისაზე უფრო თბილია და ნალექიანი, ხოლო ზაფხულში, პირიქით, აღმოსავლეთის რაიონები უფრო მაღალი ტემპერატურით ხასიათდება. ამიტომაც, რომ ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა დასავლეთ რაიონებში უფრო ნაკლებია აღმოსავლეთისაზე (ხერსონი 27°, კაზალინსკი 38°).

ამიერბაიკალის და სამხრეთ ბაიკალის სტეპები გამოირჩევა მეტი კონტინენტურობით; შავიზღვისპირა სტეპებისაგან განსხვავებით, აქ მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში, ე. ი. მოღრუბლულობის წლიური მსვლელობა ემთხვევა ნალექებისას.

სტეპების ჩრდილოეთით განლაგებულია ზომიერი განედის შერეული და ფოთლოვანი ტყის კლიმატი. ლ. ბერგი კლიმატის ამ ტიპს მუხის კლიმატს უწოდებს. მიუხედავად ტყის გავრცელებისა, აქ

კლიმატის კონტინენტურობა მატულობს. ზაფხულის ტემპერატურა 10° -ზე მეტია, მაგრამ 22° -ს არ აღემატება. ზაფხულის ნალექები სჭარბობს ზამთრისას. მაგალითად, ყაზანში — უთბილესი თვის ივლისის საშუალო ტემპერატურა 20° -ია, იანვრის — 13° , წლიურა ამპლიტუდა 33° შეადგენს. ნალექების წლიური ჯამი 417 მმ-ია. შეფარდებითი ტენიანობა ზაფხულში 49% -ია; ზამთარში — 80% . ამ ზონის აღმოსავლეთით კონტინენტურობა უფრო მატულობს. ნოვოსიბირსკში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 38° შეადგენს, ხოლო ნალექების წლიური მსვლელობა და რაოდენობა (406 მმ) თითქმის იგივე რჩება. დასავლეთ ევროპის ტერიტორიაზე ფოთლოვანი ტყის ზონა ზემოაღნიშნულთან შედარებით უფრო რბილი კლიმატური პირობებით ხასიათდება. გერმანიაში, სადაც ბუნებრივი ტყე მუხითა და წიფლითაა წარმოდგენილი, ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა $16-19^{\circ}$ -ის ფარგლებში იცვლება. მაგალითად ბრემენში ივლისის საშუალო ტემპერატურა 17° -ია, იანვრისა — $+0,6^{\circ}$; ამპლიტუდა $16,4^{\circ}$ -ია; ნალექების წლიური ჯამი 681 მმ-ია, ზაფხულის — 225 მმ, ზამთრის — 145 მმ.

შერეული და ფოთლოვანი ტყის ზონას ჩრდილოეთით ტაიგა ესაზღვრება, რომელიც მხოლოდ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გვხვდება. ტაიგის ზონა ევრაზიის კონტინენტზე უფრო ფართო ზონადაა წარმოდგენილი. მისი სამხრეთი საზღვარი აღმოსავლეთ რაიონებში $48-50^{\circ}$ განედამდე იწვევება. ჩრდილოეთ ამერიკაში იგი ზემო ტბამდე ვრცელდება; ზაფხული შედარებით თბილია, ივლისის საშუალო ტემპერატურა 10° -ზე მეტია, მაგრამ 20° -ს არ აღემატება. ზამთარი მკაცრია, განსაკუთრებით ციმბირსა და ჩრდილოეთ ამერიკაში. კლიმატი მკვეთრად კონტინენტურ ხასიათს ატარებს. ევრაზიის კონტინენტზე ლ. ბერგი კლიმატის კონტინენტურობის ხარისხის მიხედვით გამოყოფს დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილს. დასავლეთი ნაწილი გამოირჩევა მნიშვნელოვანი მორაბურღელობით და ზამთრის შედარებით საგრძნობი ნალექებით. მაგალითად, კარგოპოლში (ჩ. გ. $61^{\circ} 30'$, ა. გ. 39°) ივლისის საშუალო ტემპერატურა $16,8^{\circ}$ -ია, იანვრის — $12,7^{\circ}$, ამპლიტუდა — $29,5^{\circ}$, ნალექების წლიური ჯამი — 535 მმ; ვერხოიანსკში უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა $15,1^{\circ}$ -ია, უცივესი — $50,1^{\circ}$, ამპლიტუდა — $65,2^{\circ}$, ნალექების წლიური ჯამი — 187 მმ.

ზომიერი განედის მთიან სისტემებში (ტიან-შანი, საიანი, ალტაი, ურალი, კავკასიონი, კარპატები და სხვ.) კლიმატური პირობები მნიშვნელოვან ცვლილებებს განიცდის დაბლობთან შედარებით. აქ თერმული რეჟიმი მრავალფეროვანია და დამოკიდებულია რელიე-

ფის ფორმასა და წლის დროზე (იხ. თავი 11). ზამთრის განმავლობაში განსაკუთრებით იგრძნობა ტემპერატურის ინვერსიული მოვლენები; ზოგიერთ მთიან რაიონში ამ პროცესს ადგილი აქვს არა მარტო ცალკეულ დღეებში, არამედ ზამთრის თვეების საშუალო თვიური ტემპერატურის დროსაც.

ზომიერ განედებზე ციკლონების დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობა განაპირობებს მთიან რაიონებში დასავლეთის შემადგენელი ექსპოზიციის ფერდობებზე ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოსვლას.

ეს ვარემოება შეიმჩნევა იმ მთიან რაიონებში, სადაც ციკლონები უკვე ოკლუდირებულია და ქრობის სტადიაში იმყოფება. ამ შემთხვევაში იგი კვლავ აღორძინებას განიცდის და ფრონტებიც თავიანთ აქტივობას განაახლებენ. დასავლეთ ალტაის ქარპირა მხარეს ნალექების რაოდენობა 1500 მმ აღწევს. სამხრეთ ალტაიზე ნალექები 200 მმ-ზე ნაკლები მოდის. ასევეა საიანების დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობებზე, სადაც ნალექები 1000 მმ-ს აღემატება. ტიან-შანის მთიანი რაიონის დასავლეთ ნაწილში ნალექები 2000 მმ-ზე მეტია, ხოლო აღმოსავლეთის მიმართულებით იგი მცირდება.

ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტზე ზომიერი განედის კლიმატური პირობები ევრაზიის კონტინენტის მსგავს ზონალობას იხარჩუნებს; კონტინენტის მცირე ზომის გამო აქ ზაფხულში ქვეფენილი ზედაპირის ინტენსიურ გაცხელებას და ზამთარში — გაცივებას ადგილი არ აქვს, ე. ი. კლიმატი უფრო ნაკლებ კონტინენტურია ციმბირთან შედარებით. ამასთან ევრაზიისაგან განსხვავებით ჩრდილო ამერიკაში კორდილიერის კლდოვანი ქედის ზეგავლენით, დასავლეთის ზღვიური კლიმატიდან აღმოსავლეთით კონტინენტურ კლიმატზე გადასვლა მკვეთრად შეიმჩნევა.

ზომიერი განედების ოკეანეთა კლიმატი რადიაციული ბალანსის დიდი მნიშვნელობით ხასიათდება (1,5-ჯერ აღემატება კონტინენტისას). სითბოს საგრძნობი მარაგი მოაქვს სიღვის თბილ დინებებს. სითბოს $2/3$ აორთქლებაზე იხარჯება, ხოლო დანარჩენი ატმოსფეროს გათბობას ხმარდება. ზომიერი განედების ზღვიური ჰაერი (პოლარული ჰაერი) ფორმირდება ზღვიურ არქტიკული და ტროპიკული ჰაერის ტრანსფორმაციის შედეგად ატლანტიკის, წყნარ და ინდოეთის ოკეანეთა ზომიერ განედებზე მთელი წლის განმავლობაში პოლარული, ზამთარში კი არქტიკული ფრონტებზე წარმოშობილი ციკლონური პროცესები სჭარბობს. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ატლანტიკისა და წყნარ ოკეანეთა

სიფიკაციის მიხედვით ა. სოროკინა გამოყოფს ოკეანეთა დასავლეთისა და აღმოსავლეთი ნაწილების კლიმატურ პირობებს.

ოკეანეთა დასავლეთი ნაწილის კლიმატი კარგად გამოხატულ მუსონურ ხასიათს ატარებს. ზაფხულში გაბატონებულია ოკეანიდან მონაბერი ზღვის პოლარული ჰაერი, რომელიც გამოირჩევა ნისლიანობით და შედარებით მცირე ნალექებით. ზამთარში ხმელეთიდან მონაბერი კონტინენტური პოლარული ჰაერი განაპირობებს მნიშვნელოვან სიცივეს, სეზონი მცირეფოვლიანია, ხშირ შტორმულ ქარებს აქვს ადგილი.

ოკეანეთა აღმოსავლეთ ნაწილში მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ზღვის პოლარული ჰაერი, რომელიც ზაფხულში შედარებით მდგრადად არის სტრატინფიცირებული, ხოლო ზამთარში არამდგრადია. ამ ნაწილის კლიმატი გამოირჩევა ტემპერატურის წლიური მსვლელობის მცირე ამპლიტუდით, ნალექების საკმაო რაოდენობით და ზამთარში ხშირი შტორმებით.

ოკეანეთა წყლისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის განაწილება ზონალურს უახლოვდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს წყნარ და ატლანტიკის ოკეანეთა დასავლეთი ნაწილი აღმოსავლეთისაზე უფრო ცივია, რადგან განსაკუთრებით ზამთარში, ციკლონთა ზურგში (დასავლეთ სანაპიროებზე) ცივი არქტიკული ჰაერის ხშირ შემოჭრას აქვს ადგილი: ამასთან, აქ ცივი ოკეანური დინებაც გარკვეულ როლს ასრულებს. ზომიერი განედის სამხრეთ საზღვართან ატლანტიკის ოკეანეში ზაფხულში დასავლეთი ნაწილი $1-2^{\circ}$ -ით ცივია აღმოსავლეთისაზე, 58° განედზე კი სხვაობა $5-6^{\circ}$ შეადგენს. ზამთარში აღნიშნულ ნაწილებს შორის სხვაობა კიდევ უფრო მატულობს ატლანტიკის ზომიერი განედის სამხრეთ საზღვარზე ტემპერატურა წლის განმავლობაში 10-დან (ზამთარში) 18° -მდე (ზაფხულში) იცვლება, ხოლო ჩრდილოეთ საზღვარზე — 1-დან 10° -მდე.

წყნარ ოკეანეში ზაფხულში ტემპერატურა ჩრდილოეთიდან სამხრეთ საზღვრამდე მატულობს 8-დან 15° -მდე, ხოლო ზამთარში — 10° -დან $+10^{\circ}$ -მდე. განსაკუთრებით დაბალი ტემპერატურებით ხასიათდება ზამთარში წყნარი ოკეანის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი ($-12, -13^{\circ}$), ამ ნაწილში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 24° -ს აღწევს, ხოლო სამხრეთ რაიონებში იგი გაცილებით ნაკლებია. აღმოსავლეთ რაიონებში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა $6-7^{\circ}$ -ია; ამ რაიონში იანვარში ტემპერატურა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ იცვლება 1-დან 7° -მდე, ზაფხულში — 8-დან 15° -მდე.

კონტინენტთა დასავლეთ სანაპიროს კლიმატი გამოირჩევა წლის განმავლობაში დიდი ტენიანობით და ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით. ზამთარი შედარებით თბილია და ზაფხული გრილი. გაბატონებულ ჰაერის მასას აქ ზღვის პოლარული ჰაერი წარმოადგენს, რომელიც ოკეანეთა ზედაპირიდან კონტინენტისაკენ მოედინება და ამ უკანასკნელის სანაპიროზე ზღვიური კლიმატის ფორმირების ძირითად ფაქტორს წარმოადგენს. ზამთარში დასავლეთ ევროპის სანაპიროებზე ატლანტიკის ჰაერი ციკლონების მეშვეობით მოედინება და იწვევს მოღრუბლულ და ნალექიან ამინდს, ზაფხულში კი მალალი წნევის ცირკულაციური პირობები ციკლონთა ზურგში იწვევს ზღვის ჰაერის შემოჭრას. ჩრდილო ამერიკაში წყნარი ოკეანის სანაპიროზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა $1-2^{\circ}$ -ია ჩრდილოეთში და $3-4^{\circ}$ — სამხრეთში. ივრ, მართალია, უფრო მეტია აღმოსავლეთით, კორდილიერების გადაღმა არსებულ კონტინენტურ ტიპზე, მაგრამ დასავლეთ ევროპის სანაპიროსთან შედარებით უფრო ცივია; ეს აიხსნება იმით, რომ გოლფსტრიმის თბილი დინება უფრო ძლიერ ზეგავლენას ახდენს ევროპის თერმულ რეჟიმზე, ვიდრე ჩრდილოეთ წყნაროკეანური თბილი დინება ამერიკის დასავლეთ სანაპიროზე.

ოქსფორდში (ჩ. გ. 51° , დ. გ. 1°) ივლისის საშუალო ტემპერატურა $16,3^{\circ}$, იანვრისა — $+3,7^{\circ}$, ნალექების წლიური ჯამი 631 მმ შეადგენს და თითქმის თანაბრად განაწილებული მთელი წლის განმავლობაში. ჩრდილოეთ ამერიკის წყნარი ოკეანის სანაპიროზე პრინს-რუპერტში (ჩ. გ. 54° , დ. გ. 130°) ავგისტოს საშუალო ტემპერატურა $14,4^{\circ}$ -ია. იანვრისა — $1,7^{\circ}$. ნალექების წლიური ჯამი 2417 მმ-ია. ნალექების ასეთი დიდი რაოდენობა აქ გამოწვეულია ადგილის ტოპოგრაფიით. უფრო მაღლა, კლდოვანი ქედის დასავლეთ ფერდობზე ნალექების რაოდენობა 3000—6000 მმ-მდე მატულობს.

ევროპის სანაპიროს შთიან რაიონებში ნალექების რაოდენობა 400—600 მმ-დან (დაბლობი სანაპირო) შეიძლება 2000 მმ-მდე გაიზარდოს. ზომიერი განედების დაბლობი რაიონებისათვის დამახასიათებელია ფართოფოთლიანი ტყისა და ბალახეული მცენარეულობის სხვადასხვა ჯიშები.

კონტინენტთა აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატი მუსონური ხასიათისაა. ზამთარში კონტინენტებზე წარმოშობილი ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ანტიციკლონური ცირკულაციის შედეგად ცივი კონტინენტური ჰაერის დინებები სანაპირო ზოლის ტემპერატურას ძლიერ დაბლა სწევს. აღნიშნული ჰაერი ანტიციკლონებში ფორმირდება კონტინენტურ პოლარულ ჰა-

ერად; ამიტომ იგი ძალზე ცივია და ტენის უმნიშვნელო რაოდენობას შეიცავს. ზაფხულში ოკეანეთა ზედაპირზე პოლარული ფრონტი ჩრდილოეთისაკენ გადაინაცვლებს და მასზე წარმოშობილი ციკლონური პროცესების ხშირი განმეორება განაპირობებს სანაპირო ზოლში ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოსვლას და, საერთოდ, მაღალ ტენიანობას. ზომიერი განედების აღმოსავლეთ სანაპიროზე ოკეანური ცივი დინებების არსებობა ზაფხულის ტემპერატურებს ამცირებს, ამასთან მნიშვნელოვან ნისლიანობასაც იწვევს. ამგვარად, აღმოსავლეთ სანაპიროების მუსონური კლიმატი ხასიათდება ცივი უღრუბლო, მშრალი და მცირენალექიანი ზამთრით და ნოტიო და ნალექიანი ზაფხულით.

მუსონური კლიმატის კარგ მაგალითს წარმოადგენს საბჭოთა კავშირის შორეული აღმოსავლეთი. ზაფხულში ქარების გაბატონებულ მიმართულებას წარმოადგენს სამხრეთი და სამხრეთ-აღმოსავლეთის რუმბი. ზამთარში ძირითადად ქრის ჩრდილო-დასავლეთიდან; ვლადივოსტოკში იანვრის საშუალო ტემპერატურა $-13,5^{\circ}$ -ია, ივლისში $+20,5^{\circ}$. სანაპიროდან დაახლოებით 350 კმ დაშორებით — ხაბაროვსკში ივლისის ტემპერატურა 20° -ია, იანვრის — -23° ; აქ ნალექების ძირითადი მასა მაისიდან ოქტომბრამდე მოდის (500 მმ), ხოლო დანარჩენი 64 მმ — ნოემბრიდან აპრილამდე.

ჩრდილო ამერიკის ატლანტიკის სანაპიროზე კლიმატის მუსონურობა სუსტადაა გამოსახული. ამ ტიპის კლიმატს შეიძლება მიეკუთვნოს სამხრეთ ამერიკის ზომიერი განედების ($38-52^{\circ}$) პატაგონიის აღმოსავლეთ სანაპირო.

§ 11. სუპოლარული ზონა

სუბპოლარული კლიმატის ზონა გავრცელებულია ევრაზიისა და ჩრდილო ამერიკის უკიდურესად ჩრდილოეთ ნაწილში, სამხრეთ ამერიკის სამხრეთ ნაწილში და ცალკეულ კუნძულებზე (ორკნის, ფოლკლენდისა და ა. შ.). აღნიშნული ტიპისათვის დამახასიათებელია ტუნდრისა და ტყე-ტუნდრის ლანდშაფტი. ქარები მუსონური ხასიათისაა: ზაფხულში ჩრდილოეთის ქარებია გაბატონებული, ხოლო ზამთარში — სამხრეთ-დასავლეთის. ზაფხულში მზის რადიაციის მნიშვნელოვანი ინტენსივობა, რომელიც პოლარული დღეების დიდი ხანგრძლივობითაა გაპირობებული, გამათბობელ ზეგავლენას ახდენს არქტიკულ ჰაერზე. ისევე როგორც ზომიერ ზონაში, აქაც ჰაერის ტრანსფორმაციის პროცესებს ადვექციურთან შედარებით ძირითადი ადგილი უკავია.

უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა $10-12^{\circ}$ -ს არ აღემატება, მაგრამ 0° -ზე დაბლა არ ჩამოდის. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა ოკეანურ ტიპში შედარებით მცირეა (სამხრეთ ამერიკა და კუნძულები და აგრეთვე სამხრეთ ისლანდიის, ფარერისა და კომაანდორის კუნძულები), მაგრამ ნალექების რაოდენობა მეტია კონტინენტურ ტიპზე (ჩრდილო ამერიკისა და აზიის კონტინენტის ჩრდილოეთი ნაწილი). ისლანდიის სამხრეთით რეიკიავიკში (ჩ. გ. 64° , დ. გ. 22°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა $-1,2^{\circ}$ -ია, ივლისის $10,9^{\circ}$, ე. ი. წლიური ამპლიტუდა $12,1^{\circ}$ შეადგენს. ნალექების წლიური რაოდენობა 700—800 მმ-ს აღემატება. აღმოსავლეთით კლიმატის კონტინენტურობა იზრდება და კოლის ნ. კ. იანვრის საშუალო ტემპერატურა $-7, -13^{\circ}$ -ია, ხოლო ივლისისა $10-13^{\circ}$, ნალექების რაოდენობა აქ 300 მმ-ს აღემატება. ციმბირის ტუნდრაში იანვრის საშუალო ტემპერატურა $-35, -40^{\circ}$ -ზე დაბალია, ხოლო წლიური ამპლიტუდა $50-60^{\circ}$ -ს აღწევს. აქ ნალექები 200 მმ-ზე ნაკლებია. ნალექების მაქსიმუმი ზაფხულზე მოდის და იმავე სეზონში შეფარდებითი ტენიანობა 70% -ზე მეტია. მცირე აორთქლების გამო ტენის შემოსავლი გასავალს სჭარბობს, რის გამოც ტუნდრის ძირითადი ნაწილი დაჭობებულია. იქ, სადაც უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10° -ს აღემატება, კუნძულების სახით გვხვდება ტყე (ტყე-ტუნდრა); თოვლის საბურველის სიმაღლე მცირეა, რის გამოც ნიადაგი ზამთარში ღრმად იყინება.

§ 12. არქტიკისა და ანტარქტიკის კლიმატი

არქტიკისა და ანტარქტიკის კლიმატური პირობები ყალიბდება ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორების ზეგავლენით, მაგრამ ამ ფაქტორთა გავლენა აქ თავისებურებით ხასიათდება და სხვაგვარად ვლინდება, ვიდრე დედამიწის სხვა რომელიმე ნაწილში. მაღალი განედური მდგომარეობა, მუდმივი თოვლისა და ყინულის საფარი და წყლის ორთქლის სიმცირე განსაზღვრავს აქ რადიაციული პროცესების თავისებურ რეჟიმს. როგორც აქტინომეტრიული დაკვირვებებიდან გახდა ცნობილი, ანტარქტიკაში წლის განმავლობაში მთლიანი რადიაციის სიდიდეები 1,5-ჯერ და მეტად აღემატება იმავე განედის არქტიკის რადიაციის სიდიდეებს. მიჩნში (ს. გ. $66,5^{\circ}$) რადიაციის წლიური ჯამი შეადგენს 91,0 პოინერსკაიაში (ს. გ. $69,8^{\circ}$, $H=2700$ მ) — 105,0, ხოლო მოდხეიში — 94,0 კკალ/სმ² წლ-ს. იმავე განედებზე არქტიკაში ასეთი სურათია: შმიდტის კონცხი (ჩ. გ. 69°) — 71,0, პოლიარნოე (ჩ. გ. $69^{\circ}12'$) — 59,0, ბუხტა ტიქსი (ჩ. გ. $71,5^{\circ}$) — 70 კკალ.

როგორც ჩანს, ორივე პოლარული აუზი მზის რადიაციის უფრო მეტ რაოდენობას ღებულობს, ვიდრე ზომიერი განედები. ანტარქტიდაში მთლიანი რადიაციის გაზრდა სიმაღლის მატებასა და ჰაერში წყლის ორთქლის შემცველობის შემცირებასთანაა დაკავშირებული. როგორც ცნობილია, ანტარქტიდა წარმოადგენს ვეებერთელა ყინულოვან პლატოს, რომლის სიმაღლე თანდათანობით მატულობს ღრმად კონტინენტისაკენ და უმაღლეს მაჩვენებელს პოლუსის მახლობლად აღწევს (4,0—4,5 კმ).

ღრუბლების მცირე სიმკვრივე და თხელი, ნაკლებად ძლიერი ფენა წარმოადგენს მზის რადიაციის კარგ გამბნევს. ამიტომაც, რომ პოლარულ აუზში გაბნეული რადიაციის წილი მთლიანში მნიშვნელოვანია და ხშირად აღემატება პირდაპირ რადიაციას. ქვეფენილი ზედაპირიდან (თოვლი, ყინული) და თხელი ღრუბლებიდან მრავალჯერადი არეკვლისას და გაბნევის შედეგად მთლიანი რადიაციის სიდიდე იზრდება.

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი დადებითია ან ნულს უახლოვდება არქტიკაში და უარყოფითია ანტარქტიდაში; აგრეთვე პირველის უთბილესი თვის ბალანსის სიდიდე (3,5—8,0 კკალ) გაცილებით სქარბობს მეორისას (1,5—3,0 კკალ). პოლარული ღამის პერიოდში (ზამთარში) მზის რადიაციულ პროცესებს ატმოსფეროს გრძელტალღიანი რადიაცია ცვლის. როგორც ცნობილია, ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში ზომიერი განედებიდან მოედანება თბილი ჰაერი, რომელიც პოლუსების რაიონში ეშვება და ქვედა ფენებში ძლიერი ვადაცივებისა და სიმკვრივის მომატების გამო იწვევს წნევის გადიდებას. ცირკულაციის ანტიციკლონური ხასიათი განაპირობებს მოღრუბლულობის შემცირებას, ჰაერის შემდგომ ვადაცივებასა და ტემპერატურის მძლავრ ინვერსიას. ჰაერის მაღალი თბილი ფენებიდან გრძელტალღიანი შემხვედრი გამოსხივების მნიშვნელოვანი სიდიდის გამო ეფექტური გამოსხივება მცირდება, რაც უჩვეულოა უღრუბლო და წყლის ორთქლით ღარიბი ატმოსფეროსათვის.

პოლარულ აუზში რადიაციულ ბალანსზე წლის თბილ პერიოდში ძირითადად გავლენას ახდენს თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან არეკვლილი რადიაციის მნიშვნელოვანი სიდიდე. ეს განსაკუთრებით ანტარქტიდაზე ითქმის, სადაც ყინულის ზედაპირი თითქმის არ ღლევა და ამიტომ ამ უკანასკნელში რადიაციული ბალანსის სიდიდე ორჯერ და უფრო მეტად ნაკლებია არქტიკისაზე, სადაც ყინულის მასობრივი დნობის შედეგად ალბედოს მნიშვნელობა მკვეთრად მცირდება.

არქტიკაში უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 0°-ზე ნაკლებია, ხოლო ზამთარში იგი — 40°-მდე ეცემა. მიუხედავად წლიური რადიაციული ბალანსის დადებითი მნიშვნელობისა, ზაფხულის საშუალო ტემპერატურები, ყინულის დნობაზე დახარჯული სითბოს შედეგად 0°-ს ვერ შორდება. მთლიანად არქტიკის აუზში როგორც თერმული, ისე ტენიანობის რეჟიმის სხვადასხვაობა ატმოსფეროს ცირკულაციური მიზეზებით უნდა აიხსნას. ზამთარში ციკლონური პროცესები ვითარდება არქტიკის პერიფერიულ რაიონებში, განსაკუთრებით კი ატლანტიკისა და წყნარი ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში და იშვიათ შემთხვევაში აღწევს არქტიკის ცენტრალურ, აზიურ და კანადის სექტორს. მთელი პოლარული ზამთრის განმავლობაში სითბოს ძირითად წყაროს წარმოადგენს ტროპოსფეროს გარკვეულ ფენებში ზომიერი განედებიდან მონადენი თბილი ჰაერის სითბური გამოსხივება და ის სითბო, რომელსაც ოკეანეების წყლიდან ღებულობს ჰაერი. აღნიშნული სითბო ძალზე უმნიშვნელო რაოდენობისაა და სულ მცირედაც ვერ ანაზღაურებს ქვეფენილი (ყინულის) ზედაპირის მიერ გამოსხივებით დაკარგულ სითბოს. ამიტომ, ზამთრის დაბალი ტემპერატურები უმოთხრესად ქვეფენილი ზედაპირიდან რადიაციული გამოსხივების პროცესებითაა განპირობებული. აღნიშნული პროცესი განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობს ცენტრალურ არქტიკაში, სადაც წლის ამ სეზონში მყარდება მაღალი წნევის არე.

წლის თბილ პერიოდში ციკლონური პროცესები მოიცავს თითქმის მთელ არქტიკის აუზს. სამხრეთ რაიონებიდან თბილი ჰაერის ადვექცია ყინულის მასივების ჩრტენსიურ დნობას იწვევს, მაგრამ ამასთან იმავე დნობაზე ჰაერი კარგავს სითბოს უაღრესად დიდ რაოდენობას და ამით განსაზღვრავს ჰაერის ტემპერატურის დაბალ დონეს.

არქტიკის მთელი აუზიდან ყველაზე მეტი სითბოთი გამოირჩევა ატლანტიკურ-ვერობული სექტორი. ზამთარში აქ ინტენსიური, ციკლონური პროცესები იწვევს თბილი ატლანტიკური ჰაერის მაღალ განედებისაკენ გადატანას და ტემპერატურის გადიდებას. გრინლანდორში (ჩ. გ. 78°, ა. გ. 14°14') იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 16°-ია, ივლისისა — +5,4°. ნალექების წლიური ჯამი 318 მმ-ია. ბარენცის ზღვის დასავლეთ ნაწილში ნალექები მატულობს 500 მმ-მდე. ზამთრის დასასრულს წნევა მატულობს, ღრუბლიანობა კლებულობს და მიწისპირა ჰაერის ფენების ინტენსიური გაცივება იწვევს უმცირესი საშუალო ტემპერატურის მარტის თვეზე გადმოწინაცვლებას.

ზამთრის შედარებით დაბალი ტემპერატურით ხასიათდება არქტიკის წყნარი ოკეანას სექტორი. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა —20°-მდე ეცემა, ხოლო ივლისისა 6—8°-ს შეადგენს. არქტიკის აზიური და კანადური სექტორისათვის ზამთარში დამახასიათებელია დაბალი ტემპერატურები (—30°-ზე ნაკლები), ნალექების რაოდენობა 200—300 მმ-ს შორის იცვლება.

მკაცრი კონტინენტური კლიმატით გამოირჩევა გრენლანდია, რომელიც 4/5 ნაწილი ყინულითაა დაფარული და 2000—3000 მ სიმაღლემდე ვრცელდება. იგი თავისი პირობებით წააგავს ანტარქტიდას. ცენტრალურ ნაწილში ზამთარში საშუალო ტემპერატურა —50°-ზე დაბლა ეცემა, ხოლო ზაფხულში —14°-ზე მაღლა არ აღის. წნევა წლის განმავლობაში მაღალია. სამხრეთ ნაწილში ატლანტიკის ზეგავლენით შედარებით მეტია სიბო და ნალექების რაოდენობაც მატულობს.

ცენტრალურ არქტიკაში გაბატონებული ამინდის ანტიციკლონური მდგომარეობა ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ყინულისპირა ფენებში ჰაერის გაცივებისათვის. ზამთარში საშუალო ტემპერატურა —40°-მდე ჩამოდის. ზაფხულში ინტენსიური ციკლონური მოღვაწეობის შედეგად, მართალია, ადგილი აქვს ყინულის დნობის პროცესებს, მაგრამ მრავალწლიანი მოდრეკე ყინულის პირობებში წნევის მაღალი მნიშვნელობები აქ მაინც შენარჩუნებულია. ზაფხულის ტემპერატურები 0°-ის ფარგლებში იცვლება. ნალექების რაოდენობა 100 მმ-მდე აღწევს. ციკლონების ხშირი გავლა აწვევს მოღრუბლულობისა და ნისლიანობის მნიშვნელოვან განმეორებას.

ანტარქტიდის ყინულოვანი კონტინენტის კლიმატის ფორმირებაში დიდი ადგილი უკავია ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებს. მის ცენტრალურ ნაწილში სტაციონარული მაღალი წნევის არსებობა და მასთან დაკავშირებული ნათელი დღეები ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან ყინულისპირა ჰაერის ფენებში ძალზე დაბალი ტემპერატურების დამყარებისათვის და ცივი შიდაკონტინენტური ჰაერის სანაპირო პერიფერიულ რაიონებში გავრცელებისათვის. საშუალო წლიური ტემპერატურები სანაპიროდან ღრმად კონტინენტისაკენ მნიშვნელოვნად მცირდება. მირწში, რომელიც სანაპიროდან 300 მ-თაა დაშორებული, იგი —10°-ია, პიონერსკაიაში (ნაპირიდან 370 კმ) —37,5°, ხოლო პოლუსის მიდამოებში —50, —60°-ს აღწევს. უცივესი თვის ივლისის საშუალო ტემპერატურა ცენტრალურ რაიონებში —60, —70°-ის ტოლია, ხოლო სამხრეთ პოლუსის მიდამოებში ზამთრის საშუალო ტემპერატურები —70° და უფრო ნაკლებია. ზაფხულის თვეების (იანვარი, დეკემ-

ბერი) საშუალო ტემპერატურა აქ —30, —35°-მდე მატულობს. აბსოლუტური მინიმუმი შემჩნეული იყო სადგურ ვოსტოკში (—88°). ცენტრალურ ნაწილში ნალექების წლიური რაოდენობა ატმოსფეროში ორთქლის უკმარისობის გამო 30—60 მმ-ს არ აღემატება.

სუბანტარქტიკის ზონაში ბარიული დებრესიის არსებობა და ციკლონური პროცესების ინტენსიური განვითარება კონტინენტის პერიფერიის სანაპირო რაიონებში განაპირობებს შედარებით რბილ კლიმატურ პირობებს. ციკლონური პროცესების მნიშვნელოვანია სისხირით განსაკუთრებით გამოირჩევა ანტარქტიკის წყნარი და ატლანტიკის (ნაწილი) ოკეანეთა სანაპირო ტერიტორია. ინდოეთის ოკეანის სანაპირო ტერიტორიაზე აღნიშნული პროცესები შედარებით შესუსტებულია, მაგრამ ციკლონურ ტენდენციას მაინც აქვს ადგილი.

ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურა სანაპირო ზოლში, რომელიც პოლარული წრის მახლობლად მდებარეობს, —14, —22°-ის ფარგლებში იცვლება (აღმოსავლეთ ანტარქტიდა), ხოლო როსის ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში იგი —39°-მდე ეცემა. სანაპირო რაიონებში ყველაზე თბილ ადგილად გრემის მიწა ითვლება (ს. გ. 65°), სადაც ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურა —5, —10°-ია, ხოლო მაქსიმალურმა შეიძლება 6—9° მიადწიოს. სანაპიროზე აბსოლუტური მინიმუმი ინდოეთის ოკეანის სექტორში —40, —45°-ია, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთში —59°, ზამთარში ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა სუსტადაა გამოხატული. ზაფხულში ტემპერატურული რეჟიმი ძირითადად რადიაციული ფაქტორების ზეგავლენით ფორმირდება. ზაფხულის ცალკეული თვეების საშუალო ტემპერატურები ზოგიერთ სანაპირო პუნქტზე დადებით მნიშვნელობებსაც კი აღწევს. მაგალითად, მირწში ზაფხულის ზოგიერთი თვის (დეკემბრის ორი უკანასკნელი და იანვრის პირველი დეკადის) საშუალო ტემპერატურა 0°-ზე მაღალია (0,2—0,8°), ხოლო დიუმონ-დიურვილში (ს. გ. 66,5° და ა. გ. 140°) იგი 0°-ია. სხვა სანაპირო პუნქტებზე ტემპერატურა —1, —7°-მდე ეცემა.

ანტარქტიდის ზამთრის სიმკაცრეს განსაზღვრავს არა იმდენად დაბალი ტემპერატურები, რამდენადაც ის ძლიერი ქარები, რომლებიც ხშირად გრივალის ხასიათს ატარებს. აქ გაბატონებულია წარმოშობით ერთმანეთისაგან განსხვავებული ორი სახის ქარი: მყინვარული და ციკლონური. მყინვარული ქარები მოედინება ანტარქტიდის ანტიციკლონის პერიფერიიდან ძირს სანაპირო რაიონებისაკენ (ყველაზე დახრილი ადგილის მიმართულებით); იგი ბორას მსგავსია, მაგრამ უფრო მშრალი და ცივია. ქარის სიმძაფრე იმდენად დიდია,

რომ ხშირად გრივალში გადადის. ზამთარში მათი განმეორება მთელი დაკვირვების 60—70% შეადგენს. ზაფხულში ეს ქარები უფრო სუსტია, მაგრამ განმეორება 40—50%-ს მაინც აღწევს. მირნში ამ ქარის სიჩქარე საშუალოდ 6—13 მ/წმ აღწევს, ხოლო პიონერსკაიაში იგი უფრო ნაკლებია (6—10 მ/წმ). მაქსიმალური სიჩქარე 40 მ/წმ-ს შეადგენს.

სანაპირო რაიონებში ყველაზე გავრცელებულია ციკლონური ქარები (40—50%), რომლებიც ჰორიზონტის აღმოსავლეთ მხრიდან ქრის. მისი საშუალო სიჩქარე მირნში 12—14 მ/წმ, ხოლო პიონერსკაიაში — 8—11 მ/წმ. მაქსიმალური სიჩქარე პირველში 36—46 მ/წმ შეადგენს. ციკლონურ ქარებს თან სდევს დაბალი, მთლიანი მოღრუბლულობა — გაბმული თოვლცვენა და ხანგრძლივი ათბობა.

დედამიწის ზედაპირზე ყველაზე ქარიან ადგილად ადელის მიწათვლება და მას „ქარების პოლუსს“ უწოდებენ; აქ ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე 15—20 მ/წმ აღწევს.

ღრმად კონტინენტში, ანტიციკლონის სისტემის არეში ქარის საშუალო სიჩქარე 3—4 მ/წმ-მდე მცირდება.

ნალექების რაოდენობაზე სარწმუნო მონაცემები ანტარქტიდის პირობებისათვის ჯერჯერობით არ გვაქვს. ეს აიხსნება დაკვირვების პუნქტების სიმცირით და დაკვირვების მეთოდის არასრულყოფით. დასავლეთ ანტარქტიდის ტერიტორიაზე (როსის ყინულის ბარიერი, მაკ-მურდოს უბე, გრეემის მიწის სანაპირო) ნალექების წლიური რაოდენობა 300—380 მმ-ია, ხოლო ნალექიან დღეთა რიცხვი აქ 200—250-ს აღწევს. აღმოსავლეთ ანტარქტიდის სანაპიროზე ნალექების წლიური ჯამი 300—400 მმ, ნალექიანი დღეები—120—170. სანაპიროდან 10—50 კმ დაშორებით იგი მატულობს 600 მმ-მდე, ხოლო შემდგომ ისევ კლებულობს.

შიდა რაიონებში ჰაერის ტენზომეტრული ძალზე უმნიშვნელოა (0,1 მმ-ზე ნაკლები), მაგრამ ზამთარში იგი შეიძლება ნულამდე შემცირდეს. ჰაერის ძლიერი გაშრობა გამოწვეულია იმით, რომ აქ ნალექები შეიძლება მოვიდეს არა მარტო თოვლის სახით, არამედ წყლის ორთქლის უშუალო სუბლიმაციით, რაც კონტინენტის ყინულოვან ზედაპირზე ჩვეულებრივი მოვლენაა.

თ ა ვ ი V

საბჭოთა კავშირის კლიმატი

§ 1. კლიმატის ზოგადი მიმოხილვა

საბჭოთა კავშირის მრავალფეროვანი კლიმატის ჩამოყალიბებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ტერიტორიის როგორც განედურ (ჩ. გ. 36°-დან 82°-მდე), ისე გრძედურ (ა. გ. 20°-დან 192°-მდე) გავრცელებას, სანაპირო ზღვებს, მრავალფეროვან რელიეფს და სხვ. ასეთ ვეებერთელა ტერიტორიაზე, სადაც ქვეყნული ზედაპირის ხასიათი დიდი სხვადასხვაობით გამოირჩევა, ცალკეული ტიპის ჰაერის მასათა ტრანსფორმაციის პროცესებს გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება. აღნიშნული გარემოება იწვევს საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მრავალი ტიპის კლიმატის ფორმირებას და მათ ზონალურ და აზონალურ განაწილებას.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი ზომიერ და მაღალ განედებზეა მოთავსებული, ხოლო მისი უკიდურესი სამხრეთი ნაწილი სუბტროპიკულ ზონას მიეკუთვნება. ამიტომ, რომ აქ მზის ინსოლაცია მნიშვნელოვან სეზონურ და განედურ ცვლილებას განიცდის. ზაფხულში შესაძლებელი ინსოლაცია მცირედ იცვლება, რადგან განედის ზრდით, მართალია, მზის სხივების დახრილობის კუთხე კლებულობს, მაგრამ დღის ხანგრძლივობა მატულობს. ზამთარში ინსოლაციის ცვლილება მნიშვნელოვანია. მაგალითად, ზაფხულში იაკუტიაში იგი ტაშკენტთან შედარებით 10%-ით მცირდება, ხოლო ზამთარში ტაშკენტის ინსოლაციის 1%-ს შეადგენს. მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი სამხრეთ განედებზე 2-ჯერ და მეტად აღემატება მაღალი განედებისას. რადიაციულ ბალანსში განსხვავებანი განედებს შორის უფრო მეტადაა საგრძნობი. კონტინენტის უკიდურეს ჩრდილოეთ ნაწილში წლიური ბალანსი დადებითია (5 კკალ/სმ² წელი), ხოლო სამხრეთ რაიონებში მისი მნიშვნელობა 60—70 კკალ/სმ² აღწევს. საბჭოთა კავშირის აღმოსავლეთ რაიონებში

ზაფხულის თვეებში ნალექები თანაბრადაა განაწილებული. ივნისიდან სექტემბრამდე ჩრდილოეთ ნაწილში ნალექები 60—70 მმ-ს აღწევს, ხოლო სამხრეთით 20 მმ-მდე მცირდება. შეფარდებითი ტენიანობა 30%-ზე ნაკლებია.

სამხრეთით გადაადგილებასთან ერთად ტემპერატურისა და სიმშრალის მატება საგრძნობი ხდება. ცხელი, უღრუბლო და მშრალი ამინდის ფორმირება (სამხრეთ ზონაში) თითქმის სტაციონარული თერმული დეპრესიის პირობებში მიმდინარეობს. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა აქ უდიდეს მნიშვნელობებს აღწევს (28—32°). ცალკეულ დღეებში მან შეიძლება 45—50°-ს მიაღწიოს, ხოლო ყარაყუმის უდაბნოს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში და მდ. ამუ-დარიის ზემო დინების რაიონში (თერმეზის რაიონი) 50°-ს გადაჭარბოს. ეს საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ყველაზე მაღალი ტემპერატურაა და ამიტომ ყველაზე ცხელ ადგილად ითვლება. აღნიშნულ რაიონში ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური რყევა ცალკეულ დღეებში 50°-ს, ხოლო ნიადაგის ზედაპირზე 60°-ს აღწევს. აღნიშნულ ზონაში ზაფხულის თერმული დეპრესიის არსებობა იწვევს ჩრდილოეთის ქარების გაბატონებულ მიმართულებას, რომელიც ხშირად ქვიშაან ქარიშხალში გადადის და დიდ ზიანს აყენებს მეცხოველეობას და საერთოდ სოფლის მეურნეობას. ცენტრალურ ყარაყუმში ქარის საშუალო სიჩქარე ივლისში 5,0—5,5 მ/წმ აღწევს. ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა ძალზე მცირეა (10—15 მმ), ხოლო ტენიანობის დეფიციტი კასპიის ზღვის სანაპიროდან (25 მმ) მატულობს აღმოსავლეთით (50—70 მმ). მდ. ამუ-დარიის შუა და ზედა დინების რაიონში ნალექების რაოდენობა ივნისიდან სექტემბრის ჩათვლით შეადგენს 2-დან 5 მმ-მდე. იგი მატულობს დასავლეთით და ჩრდილოეთით 15—20 მმ-მდე.

შუა აზიის მთათა სისტემის (დასავლეთ ტიან-შანი, პამირ-ალაი, კობეტ-დალი) კლიმატური და ლანდშაფტური პირობები (ვერტიკალური ზონალობა) უდაბნოს კვალს ატარებს. აქ გაბატონებულია უდაბნოს, ნახევარუდაბნოსა და ველების ქსეროფიტული მცენარეულობა. ზოგჯერ იქაც კი, სადაც ნალექების საკმარისი რაოდენობა მოდის, უდაბნოს მცენარეულობა ქარბობს. ზამთარში ციკლონური პროცესების გაძლიერების შედეგად ტიან-შანისა და პამირის დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობა მოდის (თვეში 50—100 მმ და მეტი). მისი წლიური რაოდენობა 1000—1500 მმ-ს აღემატება; ყველაზე თბილი ადგილი ზამთარში (+2, +3°) დასავლეთ გისარის ქედის სამხრეთი ფერდობია (პამირის დასავლეთი ნაწილი). კობეტ-დალის მთებიც საკმაოდ სიო-

ბოთი გამოირჩევა. მაგალითად, 2000 მ სიმაღლეზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა —3,7°-ია, ხოლო წინა მთების რაიონში დადებითი სიდიდებით ხასიათდება. ზაფხულობით ხშირია ფიონური მოვლენები (გარმსილი), რომელთა დროსაც ჰაერის ტემპერატურა 35—40° აჭარბებს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 20%-ზე დაბალია. ყველგან თოვლის ხაზი 4000—4500 მ სიმაღლეზე მდებარეობს.

§ 9. კავკასიის კლიმატი

კავკასია მდებარეობს ზომიერი და სუბტროპიკული განედების საზღვარზე და ამიტომ კლიმატური პირობების მრავალფეროვნება აქ ძირითადად რადიაციული და ორივე სარტყელისათვის დამახასიათებელი რთული ცირკულაციური პროცესებითაა გაპირობებული. თვით კავკასიონის ქედი — პარალელური და მერიდიანული ქედებით წარმოადგენს უმნიშვნელოვანეს კლიმატურ ფაქტორს. მისი თითქმის განედური განლაგება და მნიშვნელოვანი ჰიფსომეტრიული მაჩვენებელი წარმოადგენს იმ ზღუდეს, რომელიც ხელს უშლის ჩრდილოეთიდან შემოსული ცივი ჰაერის მასებისა და სამხრეთის თბილი მასების ქედის ორივე მხარეს გავრცელებას.

ატმოსფეროს ცირკულაციური, ტემპერატურული და ტენიანობის რეჟიმის მიხედვით კავკასიაში გამოიყოფა შემდეგი კლიმატური ოლქი: ჩრდილოეთ კავკასია, კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა, ამიერკავკასიის დასავლეთი და აღმოსავლეთი ნაწილი და სამხრეთ მთიანეთი.

ჩრდილოეთი კავკასია მნიშვნელოვანი კონტინენტურობით ხასიათდება: ამის მიზეზია ის, რომ ამ ტერიტორიაზე ზამთარში შედარებით მაღალი წნევის არეში ფორმირდება კონტინენტური ჰაერი, რომელიც ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიიდან მოედინება აღმოსავლეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარების სახით. ზამთარში ჩრდილოეთ კავკასია ძირითადად ევროპის ციკლონების ზეგავლენას განიცდის, მაგრამ მის დასავლეთ ნაწილში ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების ზემოქმედებაც ზამთრის რეჟიმზე გარკვეულ როლს ასრულებს. მთისწინეთში ხშირი მოვლენაა ნისლიანობა და ლიპყინულის წარმოშობა, რომელიც გამოწვეულია კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან მონადენი ჰაერის მასების გაცივებით და ორთქლის კონდენსაციით.

ჰაერის ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კონტინენტურობის მატებასთან ერთად კლებულობს: მდ. ყუბანის შუა

დინების რაიონში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —2, —3°-ია, ხოლო მდ. თერგის შუა წელში —4, —5°, კასპიის ზღვის სანაპიროზე ტემპერატურა მატულობს —1, —2°-მდე. ჩრდილო კავკასიის შავი ზღვის სანაპირო დადებითი ტემპერატურებით ხასიათდება (+2, +4°). არქტიკული ჰაერის შემოჭრისას ტემპერატურა შეიძლება —20, —30°-მდე დაეცეს. ეს გარემოება განსაკუთრებით იგრძნობა ნოვოროსიისკის სანაპირო ზონაში, როდესაც ძლიერი ბორა უბერავს. ქარის სიჩქარე ბორას დროს 20 მ/წმ აღემატება და ზოგჯერ 50—70 მ/წმ აღწევს, ჰაერის ტემპერატურა —15, —20°-მდე ეცემა.

წლის ცივ პერიოდში ხშირია ლედმიანი დღეებიც, როცა ჰაერის ტემპერატურამ 10, 15°-ს შეიძლება გადააჭარბოს. ჩრდილოეთ ფერდობზე ხშირია ფიონური მოვლენები.

ნალექების წლიური ჯამი ტემპერატურის მსგავსად, დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კლებულობს: ტუაფსეში იგი 1200 მმ-ია, პიატიგორსკში 510 და მახაჩკალაში 458 მმ.

ჩრდილოეთ კავკასიის შავი ზღვისპირა რაიონი ანაბიდან ტუაფსემდე რბილი ზამთრით და მშრალი მზიანი ზაფხულით, წარმოადგენს საკურორტო ზონას, რომელიც ყირიმის სანაპიროს მსგავსად, მიეკუთვნება ხმელთაშუა ზღვის ჩრდილოეთ სანაპიროს კლიმატურ ტიპს.

ჩრდილოეთ კავკასიის სტეპურ ნაწილში და დაღესტნის მთისწინეთში ზაფხული ცხელი იცის. ივლისის საშუალო ტემპერატურა აქ 24-25°-ს აღწევს, მთისწინეთში კი 20°-ს (ორჯონიკიძე). ზაფხულში ნალექების რაოდენობა ზამთართან შედარებით მატულობს (100 მმ-ზე მეტი), ზოგ ადგილას თავსხმა ხასიათი აქვს და დღედამურმა რაოდენობამ შეიძლება 120-მმ-ს გადააჭარბოს.

შავი და კასპიის ზღვის სანაპიროზე შემჩნევა ზაფხულის ნალექების შემცირება.

კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა სიმაღლის ზრდასთან ერთად თავისუფალი ატმოსფეროს ზეგავლენას განიცდის, რის გამოც აქ დასავლეთის დინებები ჭარბობს. ცირკულაციური პროცესების მიხედვით იგი დასავლეთ და აღმოსავლეთ ქვეოლქებად იყოფა. დასავლეთი ნაწილი ციკლონური პროცესების მეშვეობით უფრო ტენიანი და ნალექიანია, ვიდრე აღმოსავლეთი. დასავლეთ რაიონებში ნალექების წლიური რაოდენობა 3000 მმ-მდე აღწევს, ხოლო აღმოსავლეთში იგი ნახევრდება. სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობზე ნალექების სიმაღლით მატების საკითხი ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია. ზოგი მეცნიერი (ო. დროზდოვი) კავკასიონზე ნალექების ზრდის ზედა საზღვრად 3000 მ სიმაღლეს მიიჩნევს. ნა-

ლექების გაზომვას მაღალმთიან ზონაში ართულებს ის გარემოება, რომ აქ ისინი ძირითადად თოვლის სახით მოდიან და ეს უკანასკნელი კი ქარის მიერ ადვილად გადაიტანება; თოვლის ხაზი აღმოსავლეთში დაახლოებით 500—1000 მ-ით მაღლა მდებარეობს დასავლეთისაზე.

უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 2000—3000 მ სიმაღლეზე —7, —13° ფარგლებში იცვლება. ვინაიდან კონდენსაციის დონე ამ პერიოდში დაბლა იწევს, ამიტომ მოღრუბლულობის რაოდენობა საგრძნობლად მცირდება და მზის ნათების ხანგრძლივობა მატულობს.

ივლისის საშუალო ტემპერატურა 2—3 კმ სიმაღლეზე იცვლება 7—14°-ის ფარგლებში. როგორც სამხრეთ, ისე ჩრდილოეთ ფერდობზე კარგადაა განვითარებული მთა-ხეობის ქარები, ხოლო მუდმივი ყინულის ზონაში — მყინვარული ქარები.

ამიერკავკასიის ტერიტორია იყოფა დასავლეთის, აღმოსავლეთისა და სამხრეთ მთიანეთის კლიმატურ ოლქად. დასავლეთსა და აღმოსავლეთს შორის ძირითად კლიმატგამყოფს ლიხის ქედი წარმოადგენს, რომელიც კავკასიონის ქედს აერთებს სამხრეთ მთიანეთთან.

ამიერკავკასიის დასავლეთი ნაწილი, რომელიც ძირითადად დასავლეთ საქართველოს ფარგლებშია მოქცეული, მიეკუთვნება ზღვის სუბტროპიკულ ნოტიო კლიმატის ტიპს. აღნიშნული ტერიტორია მდებარეობს აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის უკიდურეს აღმოსავლეთ პერიფერიაზე და ამიტომ იგი ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის თვისებებს ინარჩუნებს (განსაკუთრებით ჩრდილოეთ ზღვისპირა რაიონი), მაგრამ გამოირჩევა მეტი ტენიანობით, ნალექების სიუხვით და მშრალი ზაფხულის სეზონის უქონლობით (მ. კორძახია).

შავი ზღვის სანაპირო ზონაში და კოლხეთის დაბლობზე საშუალო წლიური ტემპერატურა 14—15°-ია, უფრო მაღლა სამხრეთ რაიონებში 2000 მ სიმაღლეზე 4—5° შეადგენს, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში (3000 მ) იგი —2, —3°-მდე ჩამოდის. საბჭოთა კავშირის სხვა ნაწილისაგან განსხვავებით, აქ ზამთარი მეტად თბილია; შავი ზღვის სანაპირო ზონაში და კოლხეთის დაბლობზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა 4, 7°-ის ფარგლებში იცვლება. ზამთრის მაღალ ტემპერატურებს განაპირობებს თბილი შავი ზღვა (ზღვის წყლის იანვრის საშუალო ტემპერატურა 8—9°-ია), ჩრდილოეთიდან კავკასიონის ქედი, რომელიც იცავს ჩრდილოეთის ცივი ჰაერის მასების უშუალო შემოჭრისაგან, და ხშირი ფიონური ქარები.

ყველაზე ცივი ზამთრის დადგომა აქ მოსალოდნელია არქტიკული ჰაერის დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან შემოჭრასთან, რომლის შედეგადაც მთელს კოლხეთის დაბლობზე, სანაპირო ზონის ჩათვლით, მყარდება 0° -ზე დაბალი საშუალო დღელამური ტემპერატურა. მასთანაა დაკავშირებული აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურაც, რომელიც იშვიათ შემთხვევაში -10 , -15° -მდე შეიძლება დაეცეს; კავკასიონის სხვადასხვა ფერდობზე 2000 მ სიმაღლემდე იგი -25 , -30° , ხოლო უფრო მაღლა -35 , -40° -მდე ჩამოდის. ზამთრის თვეებში ყველაზე დაბალი ტემპერატურები შეინიშნება ცივი ფრონტის გავლის შემდგომ, როდესაც ვითარდება ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული გადაციეება. ცივი მასების დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან ხანგრძლივი შემოჭრის შედეგად უარყოფითი ტემპერატურები (განსაკუთრებით თოვლის საბურველის არსებობისას) მიწისპირა ინვერსიებით შეიძლება $7-10$ დღეს გავრძელდეს.

თბილი ზამთრის დადგომა მნიშვნელოვანი დადებითი ტემპერატურული ანომალიებით დაკავშირებულია სამხრეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან თბილი ჰაერის მასების გადმონაცვლებასთან.

ივლისის საშუალო ტემპერატურა მთლიანად დაბლობ ნაწილში შეადგენს $22-23^{\circ}$. შავი ზღვა თუ ზამთრის განმავლობაში გამათბობელ გავლენას ახდენს მთელს სანაპირო რაიონებზე, ზაფხულში, პირიქით, იგი ჰაერის გამაგრილებლად გვევლინება. მართლაც, ზაფხულის ცალკეული თვეების საშუალო ტემპერატურა აქ $1-3^{\circ}$ -ით დაბალია, ხოლო ზამთრის $3-5^{\circ}$ -ით მაღალი, აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობი ზონის, მაგრამ უფრო მაღლამდებარე პუნქტებისაზე (მდ. მდ. მტკვრისა და ალაზნის ხეობა).

დასავლეთ საქართველოს დაბლობ ზონაში მაქსიმალური ტემპერატურა $40-42^{\circ}$ -ია, სამხრეთ მთიან რაიონებში $32-36^{\circ}$, ხოლო ჩრდილოეთისაში $-36-40^{\circ}$ -ი. ზაფხულის მოწმენდილი, ცხელი და უნალექო ამინდის პირობები დაკავშირებულია აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის ზემოქმედებასთან, რომელიც მოიცავს მთლიანად მთელი კავკასიისა და საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილს.

უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა დაბლობ ზონაში აღწევს $250-300$ დღეს; იგი ჩრდილოეთით და სამხრეთით სიმაღლის მატებასთან ერთად კლებულობს და 1500 მ სიმაღლეზე $150-220$ დღეს შეადგენს, ხოლო 2800—3000 მ-ზე — 69 -ს.

ნალექების რაოდენობის მხრივ დასავლეთ საქართველოს საბჭოთა კავშირში პირველი ადგილი უკავია. როგორც ცნობილია, იგი სა-

მივე მხრიდან მთებითაა შემოსაზღვრული, მხოლოდ დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან თავისუფლად იჭრება არამდგრადი ჰაერის მასები. ნალექების სიუხვე აქ წლის თითქმის ყველა სეზონში დაკავშირებულია ფრონტებთან, ოკლუზიის ფრონტებთან და რთულ ოროგრაფიულ პირობებთან, რომელნიც ზემოაღნიშნულ ჰაერის მასებს ელობებიან. ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა მოდის აჭარის ზღვისპირა რაიონებში (2800 მმ). ნალექების წლიური ჯამი აქ ზოგიერთ სამხრეთ-დასავლეთის ექსპოზიციის ფერდობზე 3000 მმ-ს აღემატება. მაგალითად, მთა მტირალაზე (1210 მ. ზღვ. დ.) იგი 4000 მმ-ს აღწევს. უფრო ჩრდილოეთით სანაპირო ზოლში ნალექების რაოდენობა $1200-1400$ მმ-მდე კლებულობს; კოლხეთის ბარში სანაპიროდან აღმოსავლეთით ნალექების წლიური ჯამი კლებულობს, ხოლო სამეგრელოსა და ნაქერალას ქედების ფერდობებზე იგი 2000 მმ აღემატება. აფხაზეთის კავკასიონის ზოგიერთ სამხრეთი ორიენტაციის ფერდობებზე მისი რაოდენობა $3000-3500$ მმ-ს აჭარბებს.

ნალექებს ახასიათებს წლიური მსვლელობა: ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში ნალექების მაქსიმუმი შემოდგომაზე მოდის, ხოლო მინიმუმი — გაზაფხულზე. კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ ნაწილში და აფხაზეთის სანაპიროზე ნალექების მაქსიმუმი ზამთრისაკენ გადაინაცვლებს, ხოლო მინიმუმი — ზაფხულისაკენ. გაზაფხულის ან ზაფხულის ცალკეულ თვეებში ნალექების საშუალო თვიური რაოდენობა, მიუხედავად მათი მინიმალური მნიშვნელობისა, $80-100$ მმ-ზე დაბლა არ ჩამოდის. ნალექიან დღეთა რიცხვი ($\geq 0,1$ მმ დღე-ღამეში) სანაპირო რაიონებში $160-180$ -ს აღემატება, ხოლო აჭარის ზოგიერთ ადგილას (მთა მტირალა) იგი $200-250$ დღეს აჭარბებს.

ამიერკავკასიის აღმოსავლეთი ნაწილის კლიმატური პირობები კონტინენტურობის სხვადასხვა ხარისხით გამოირჩევა. მისი დასავლეთი ნაწილი, რომელიც საქართველოს ტერიტორიას უკავია, აღმოსავლეთისაგან გამოირჩევა ნალექების შედარებით მეტი რაოდენობით, მეტი ტენიანობით და ტემპერატურის ნაკლები წლიური ამპლიტუდით: ამიტომ, ამ რაიონის კლიმატი მიეკუთვნება კონტინენტური სუბტროპიკულიდან ზღვის სუბტროპიკულზე გარდამავალ ოლქს. აღმოსავლეთით, მდ. მდ. მტკვრისა და არაქსის ქვედა დინების დაბლობ რაიონში — აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე, კლიმატური პირობები მკვეთრ კონტინენტურ ხასიათს ატარებს, რის გამოც იგი ნახევარუდაბნოს ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი. მთლიანად ტერიტორიაზე ზამთარში გაბატონებულია ზომიერი განედების კონტინენტური ჰაერის მასები, ხოლო ზაფხულ-

ში — ტროპიკული. ზამთარში ამინდიანობის პირობები ყალიბდება როგორც ანტიციკლონური, ისე ფრონტალური პროცესების ზეგავლენით; ზაფხულში, ინტენსიური ინსოლაციის შედეგად, ამინდის კონვექციური პროცესები ჭარბობს, მაგრამ აღმოსავლეთ რაიონებში აღნიშნული პროცესები კონდენსაციის დონეს ვერ აღწევს ამ უკანასკნელის მაღლა აწევასთან დაკავშირებით.

ზამთრის თვეებში, მართალია, ხშირია დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრა, მაგრამ მდ. მტკვრის შუა და ქვედა დინების მოსაზღვრე დაბლობი ტერიტორიის (500—600 მ სიმაღლემდე) ტემპერატურასა და ნალექების რაოდენობაზე არსებით გავლენას ვერ ახდენს. აღმოსავლეთიდან შემოჭრის დროს ადგილი აქვს მოღრუბლულობის ზრდას და უმნიშვნელო ნალექებს. ტემპერატურის მკვეთრ დაცემას და ნალექების შედარებით მატებას ადგილი აქვს არქტიკული ჰაერის შემოჭრისას. ასეთი პროცესის დროს ძლიერდება ჩრდილოეთის ქარები, რომლებიც აფშერონის ნახევარკუნძულზე მისი სიძლიერისა და დაბალი ტემპერატურის გამო (საშუალო სიჩქარე ხშირად 20 მ/წმ აღემატება), „ბაქოს ნორდის“ სახელწოდებითაც ცნობილი.

აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში იანვრის საშუალო ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მატულობს: ხაშურში იგი —1,9°-ია, გორში —1,2°, ხოლო თბილისში 0,9°. თბილისის აღმოსავლეთით ტემპერატურა კვლავ კლებულობს და უდაბნოში —1,1°, ხოლო შირაქში —2,7°-ია. აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე მდ. მდ. მტკვრისა და არაქსის ქვედა დინების ფარგლებში კასპიის ზღვის სანაპირომდე იანვრის საშუალო ტემპერატურა მატულობს: ბაქოდან დასავლეთით 150 კმ დაშორებით კიურდამირში იგი 1,9°-ია, სალიანში — 2,4°, ხოლო ბაქოში — +3,8°.

უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მატულობს 21-დან (ხაშური) 29°-მდე (კიურდამირი). კასპიის ზღვის სანაპიროზე იგი 25—26°-მდე ჩამოდის.

ნალექების წლიურ რაოდენობა აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტეს ნაწილში 400—700 მმ-ს შეადგენს. აღმოსავლეთით ელდარის დაბლობზე ნალექების წლიური ჯამი 300 მმ-მდე მცირდება. აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე ნალექების რაოდენობა უფრო ნაკლებია და იგი 170—400 მმ-ს შორის ირყევა. ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა გაზაფხულის დასასრულს და ზაფხულის დასაწყისში მოდის (V—VI). კავკასიონის სამხრეთ ფერდობებზე ნალექების რაოდენობა მატულობს.

ვაკე და დაბლობ ზონაში თოვლის მოსვლა და თოვლის საბურველის გაჩენა დაკავშირებულია აღმოსავლეთიდან ცივი ჰაერის მასების შემოჭრასთან, მაგრამ ყველა ცივი შემოჭრა ვერ განაპირობებს თოვლის საბურველის გაჩენას. ამიტომაც, რომ ტერიტორიის უმეტეს ადგილას თოვლის საბურველი ძალზე იშვიათია. კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში თოვლის საბურველის საშუალო სიმაღლე 1 მ-ს აჭარბებს.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ლენქორანის დაბლობის კლიმატური პირობები, რომლებიც როგორც თერმული, ისე ტენიანობის რეჟიმის მიხედვით სუბტროპიკულ ნოტიო კლიმატის ტიპს მიეკუთვნება. ლენქორანში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 3,2°-ია, ხოლო ივლისში — 25,8°. ნალექების წლიური რაოდენობა 1125 მმ-ია. მაქსიმუმი შემოდგომაზეა (ოქტომბერი 236 მმ), ხოლო მინიმუმი — ივლისში (16 მმ). საშუალო წლიური შეფარდებითი ტენიანობა 83%-ს შეადგენს; აღნიშნულ დაბლობზე ნალექებსა და ტენიანობას ზრდის თალიშის მთები, რომელთა ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე ხდება ფრონტების გააქტიურება და ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით გამოყოფა.

ამიერკავკასიის სამხრეთ მთიანეთის კლიმატური ოლქის დასავლეთი ნაწილი საქართველოს ფარგლებში შემოდის (წალკა-დმანისისა და ჯავახეთის პლატო, ასალციხის ქვაბული და თრიალეთის ქედი). აღმოსავლეთი ნაწილი — სომხეთის პლატო, მათ უშუალო გავრძელებას წარმოადგენს. ისინი სხვადასხვა სიმაღლის მთებით არიან შემოსაზღვრული და ამიტომ აქ ზამთრის განმავლობაში რადიაციული გაცივების პროცესები ჭარბობს, ხოლო ზაფხულში — რადიაციული გათბობისა და, აქედან გამომდინარე, კონვექციის პროცესები. ზამთარი ცივია, ხოლო ზაფხული მიუხედავად მნიშვნელოვანი სიმაღლისა (1400—2100 მ. ზღ. დ.) თბილია. ამიტომაც, რომ აქ სიმაღლის ზრდით ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა კი არ მცირდება, არამედ იზრდება.

ჯავახეთის ზეგანზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა 1700—2100 მ სიმაღლის ფარგლებში —7, —11°-ია, ხოლო აგვისტოში — +14 — +17°. სომხეთის ზეგანზე მეტი კონტინენტურობის გამო იანვრის საშუალო ტემპერატურა —12, —15°-მდე ეცემა. აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურა —30, —35°-ია, ყარსში (1742 მ. ზღ. დ.) აბსოლუტური მინიმუმი —43,5°-მდე ეცემა. ჯავახეთის ზეგანზე თუ ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 24—25°-ია. ლენინაკანში ის 29,5°-ს აღწევს. სომხეთის პლატოზე უთბილესი თვის სა-

შუალო ტემპერატურა 15—19°-ის ფარგლებში იცვლება. ზაფხულში ხშირია წაყინვები.

ნალექების რაოდენობა სამხრეთ მთიანეთის ჩრდილოეთ ნაწილში უფრო მეტია (500—700 მმ), ვიდრე სამხრეთში (300—500 მმ). ორივე ნაწილში ნალექების მაქსიმუმი მაის-ივნისზე მოდის. თოვლის საბურველი დაცულ ადგილებში თანაბრადაა განაწილებული, მაგრამ მისი სიმაღლე შედარებით მცირეა.

აღსანიშნავია, რომ ზამთარში კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მოკემულ სიმაღლეზე უფრო მეტი სითბოა, ხოლო ზაფხულში უფრო გრილია, ვიდრე ჭავჭავთისა და სომხეთის პლატოს იმავე სიმაღლეზე. მაგალითად, ბურსაჭირში (1760 მ. ზღ. დ.) იანვრის საშუალო ტემპერატურა —6,1°-ია, ივლისისა +14,5°; ახალქალაქში (1716 მ), შესაბამისად —7,3°-სა და 16°-ს შეადგენს.

თავისებური კლიმატური რაიონი გამოიყოფა მდ. არაქსის შუა დინების ზონაში (700—1000 მ. ზღ. დ.). ზაფხული აქ ძალზე ცხელია და ხანგრძლივი, ხოლო ზამთარი შედარებით მოკლე, მაგრამ ცივი. მაგალითად, ერევანში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —5,8°, აბსოლუტური მინიმუმი —27°, ივლისში ტემპერატურა 25° შეადგენს და მაქსიმუმმა შეიძლება 40°-ს მიაღწიოს. მოღრუბლულობა მცირეა (თებერვალი 74%, აგვისტო 20%). ნალექების რაოდენობა 150—300 მმ ფარგლებში იცვლება. ნალექების მაქსიმუმი გაზაფხულზეა. არარატის მთისძირში საშუალოდ ნალექების რაოდენობა 158 მმ-ია (არალისი). ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა 30 —31°-ს აღწევს. როგორც ჩანს, აღნიშნული რაიონი განსაკუთრებით მკვეთრი კონტინენტურობით გამოირჩევა.

კლიმატის ცვლილება და რეკონსტრუქცია

§ 1. წარსულის კლიმატის კვლევის მეთოდები

ადამიანის სამეურნეო და კულტურული მოღვაწეობა მნიშვნელოვნადაა დაკავშირებული კლიმატთან. ამიტომ, ცხადია ის დიდი ინტერესი, რომელსაც იგი იჩენს კლიმატის ცვლილებისა და რეკონსტრუქციის მიმართ. კლიმატი წარმოადგენს გეოგრაფიული გარემოს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ელემენტს, რომელიც, ისევე როგორც მთელი ბუნება, არ წარმოადგენს რაღაც მუდმივს, უცვლელს, არამედ განიცდის ძირეულ ცვლილებას ან დროის გარკვეულ მონაკვეთში მნიშვნელოვან რყევას. როდესაც კლიმატის ცვლილებაზე ვმსჯელობთ, აუცილებელია დაზუსტდეს თუ რომელ პერიოდს შეეხება იგი: გეოლოგიურს, ისტორიულს თუ ზუსტი მეტეოროლოგიური დაკვირვებისას (ეს უკანასკნელი დაახლოებით 150—200 წელს შეადგენს). გეოლოგიური წარსულის კლიმატური პირობები რადიკალურად განსხვავდება თანამედროვესაგან. ცალკეულ გეოლოგიურ პერიოდებში, რომელიც ათეულ მილიონობით წელს მოიცავს, დედამიწის კლიმატი განუწყვეტელ ცვლილებას განიცდიდა. ცვლილება მიმდინარეობდა როგორც თანმიმდევრულად — მდორედ, ისე ნახტომისებურად (ამის შესახებ ქვემოთ). უკანასკნელი ორი ასეული ან ათასეული წლის განმავლობაში კლიმატის საგრძნობი ცვლილება — კლიმატური ზონების გადაადგილება, შევიწროება ან გაფართოება, რა თქმა უნდა, არ მომხდარა, მაგრამ დედამიწის ცალკეულ ტერიტორიაზე ადგილი ჰქონდა მის რყევას, რომლის დროსაც ცალკეულ წლებში ან რიგი წლების განმავლობაში მორიგეობით ერთმანეთს ცვლიდა ცხელი და ცივი, მშრალი და ნალექიანი პერიოდები. ამას ადასტურებს როგორც მემატიანეთა, მოგზაურთა და ისტორიკოსთა, ისე უკანასკნელი პერიოდის ინსტრუმენტალური დაკვირვების მონაცემები. როგორც ამჟამად, ისე მრავალი საუკუნის წინათაც ზამ-

თარი ყოფილა ძალზე ცივი და ძალზე თბილიც, ან ზაფხული ძლიერ გვალვიანი ან ჭარბად ნალექიანი და ა. შ. მაგალითად, რუსეთის სამხრეთ დაბლობ რაიონებში ყოველ საუკუნეში ადგილი ჰქონია საშუალოდ 2—4 ისეთ ძლიერ გვალვას, რომელსაც მოსავლის მთლიანი განადგურება და მნიშვნელოვანი სიკვდილიანობა გამოუწვევია. მარტო XV საუკუნეში ასეთი გვალვების 13 შემთხვევაა აღწერილი. იგივე უნდა ითქვას მკაცრი და თბილი ან მოცემული განედისათვის დამახასიათებელი „ნორმალურ“ ზამთართა მორიგეობაზე. ზემოაღნიშნული და სხვა მრავალი ფაქტები იმაზე მეტყველებს, რომ ისტორიული პერიოდის განმავლობაში კლიმატის საერთო ცვლილება (ტემპერატურის სისტემატური მომატება ან კლება, აგრეთვე ნალექების რაოდენობის ცვლილება) არ შეინიშნება. ამის კარგ დადასტურებას წარმოადგენს ცნობილ მოგზაურთა და ისტორიკოსთა გადმოცემები საქართველოს ჰავის შესახებ. ანტიკური საბერძნეთის გეოგრაფი სტრაბონი (24 წელი ახალი წელთაღრიცხვით) აღმოსავლეთ საქართველოს ჰავას გამოყოფს (ქართლი, კახეთი, საინგილო) დასავლეთის ნოტიო ჰავისაგან, როგორც შედარებით მშრალსა და არანოტიოს; იგი იბერიას კურთხეულ ქვეყნად თვლიდა, რომელიც ბუნებისაგან ყოველივე ღირსებითა და სიკეთით უხვად იყო დაჯილდოებული.

იაკობ ხუცესი (V საუკუნე), კახეთისა და ქართლის მშრალ ჰავასთან შედარებით, საინგილოს მეტად ნაყოფიერ და მდიდარ ქვეყნად თვლიდა, მაგრამ მეტად ცხელ, ნოტიო და ჭანმრთელობისათვის მავნელ.

ყველა ეს ზოგადი ცნობა იმის დადასტურებაა, რომ ისტორიულ წარსულში მოცემული ტერიტორიის კლიმატური პირობები თითქმის ისეთივე ყოფილა, როგორსაც მას ამჟამად შევიგრძნობთ. ადგილი არ ჰქონია ერთი კლიმატური ტიპის მეორეთი შეცვლას, გარდა იმისა, რომ კლიმატის ზოგიერთი ელემენტი პერიოდულ რყევას განიცდიდა.

ყველაზე ზუსტი ცნობები კლიმატური რეჟიმის შესახებ მოგვეპოვება მხოლოდ ინსტრუმენტული მეტეოროლოგიური დაკვირვებების დაწყების პერიოდიდან, რომელიც 150—200 წელს მოიცავს. ამა თუ იმ მეტეოროლოგიური ელემენტის რყევადობის შეფასება და ანალიზი შეიძლება მოვახდინოთ მწკრივის მცოცავი საშუალებების მეთოდით. ეს უკანასკნელი საშუალებას იძლევა აღნიშნული მწკრივიდან გამოვირიცხოთ ან მაქსიმალურად შევამციროთ მცირე პერიოდის რყევადობები და უფრო თვალნათლივ გამოვავლინოთ ხანგრძლივი ხასიათის ცვლილებები. მცოცავი საშუალოები გამოითვ-

ლება რომელიმე ელემენტის მწკრივის 5, 10, 20 და ა. შ. წლების ნებისმიერი პერიოდისათვის. 10-წლიანი პერიოდისათვის ჯერ გამოითვლიან მწკრივის პირველი 10 წლის საშუალოს, ხოლო შემდგომ პერიოდს გადასწევენ ერთი წლით, ორი წლით და ა. შ. მაგალითად, თბილისისათვის იანვრის თვის ჰაერის ტემპერატურის 10-წლიანი მცოცავი საშუალოები შემდეგი სიდიდეებით ხასიათდება:

1851—1860 0,5°

1852—1861 0,3°

.....

1928—1937 0,5° და ა. შ.

მცოცავი 10-წლიანი იანვრის საშუალო ტემპერატურები შეიძლება გამოვსახოთ გრაფიკულად.

სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში კლიმატური პირობების თავისებურებებსა და მათი რეკონსტრუქციის საკითხებს პალეოკლიმატოლოგია შეისწავლის. დიდი ხანია ცნობილია, რომ დედამიწის წარსულში წარმოშობილი დანალექი ქანები, რომლებშიც მრავლადაა მოქცეული მცენარეთა და ცხოველთა ნაშთები, გარკვეული დროისა და ადგილის კლიმატის ცალკეული ნიშნების მატარებელია. მართლაც, დანალექი ქანების გეოქიმიური, მინერალოგიური, ლითოლოგიური ნიშნები და ფლორისა და ფაუნის მორფოლოგიური და ეკოლოგიური თავისებურებანი წარმოადგენენ წარსული კლიმატის კარგ მაჩვენებელს. მათი მეშვეობით წარსულის კლიმატური პირობების აღდგენა და საერთოდ დედამიწის კლიმატების ისტორიის გამოკვლევა პალეოკლიმატოლოგიის ერთ-ერთ ძირითად ამოცანას წარმოადგენს.

განვიხილოთ დანალექი ქანებისა და პალეონტოლოგიური ნიშანთვისებებით კლიმატის აღდგენის ზოგიერთი საკითხი.

სხვადასხვა მარილების, თაბაშირისა და ლატერიტების წარმოშობისათვის საჭიროა ძლიერი აორთქლება და, მაშასადამე, ჰაერის მაქსიმალური სიმშრალე, ე.ი. არიდული კლიმატის არსებობა.

თბილი კლიმატის საგულისხმო ნიშან-თვისებას წარმოადგენს ზღვიური წარმოშობის კირქვების ძლიერი ფენები.

როგორც ცნობილია, ნოტიო კლიმატის პირობებში ძლიერ ზემოქმედებას დედა ქანებზე ქიმიური გამოფიტვა აწარმოებს. ნოტიო კლიმატის ტიპურ წარმონაქმნად ითვლება თეთრი თიხოვანი ნალექები—კაოლინი, რომელიც გრანიტის ქიმიური გამოფიტვის შედეგია.

იმავე ტიპის კლიმატისათვის დამახასიათებელია ტორფიანი ჭაობებისა და ქვანახშირის ნალექების არსებობა.

სეზონური ფენა-ნალექებიდან ყველაზე გავრცელებულია ზოლიანი თიხები. მყინვარულ ტბებში ზაფხულში ილექებოდა გამდნარი წყლის მიერ მოტანილი უმსხვილესი მასალა, ხოლო ზამთარში — უწვრილესი. აღნიშნული ზოლები, გარდა იმისა, რომ ცივი კლიმატის მაჩვენებელია, განსაზღვრავენ წელიწადთა რაოდენობას, რომელიც მათი წარმოშობისათვისაა საჭირო.

ცივი კლიმატის მაჩვენებელია აგრეთვე მორენული ნალექები, რომლებიც მყინვარის უკან დახვევის პროცესში წარმოიშობა. კარგ მახასიათებელს წარმოადგენს თოვლის ხაზისა და წიწვიანი ხემცენარეულის მაღალი განედებისაკენ გავრცელების საზღვრის ცოდნა.

სეზონურობის მაჩვენებელია ხემცენარეულობის წლიური რგოლები; გარდა იმისა, რომ ხემცენარეული ზომიერი ან თბილი კლიმატის დამახასიათებელია, ხის რგოლების სისქისა და განლაგების თავისებურებით შეიძლება ვიმსჯელოთ მის წლოვანებაზე, ტენიანობასა და, საერთოდ, ნალექების რაოდენობრივ მაჩვენებელზე.

ხემცენარეულის გავრცელებაზე და საერთოდ უთბილესი თვის 10°-იანი და მეტი საშუალო ტემპერატურის არსებობაზე მეტყველებს ნამარხ ქანებში მტვრიანის არსებობა. ზოგი მეცნიერი მტვრიანას ანალიზს სკეპტიკურად უყურებს, რადგან იგი ქარის მოქმედებით შეიძლება ისეთ რაიონებში მოხვდეს, სადაც საერთოდ ხემცენარეულობა არ ხარობს.

ბოლო ხანებში პალეოკლიმატოლოგიაში წარმატებით გამოიყენება კვლევის გეოფიზიკური მეთოდები. ამ მეთოდით ორგანოგენულ კალციტებში ქანგბადის იზოტოპების თანაფარდობის მეშვეობით მეტ-ნაკლები სიზუსტით გაიზომა ზღვის წყლის პალეოტემპერატურა. ცნობილი გახდა, რომ სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში დედამიწის მაგნიტური ველის ზემოქმედებით ნალექი ქანები არა მარტო ნარჩენ მაგნიტურობას ინარჩუნებს, არამედ — მაგნიტური ძალოვანი ხაზების ვექტორის იმ პერიოდისათვის დამახასიათებელ ორიენტაცია-საც; ამ გარემოებამ ზოგიერთ მეცნიერს საშუალება მისცა მიახლოებით განესაზღვრა სხვადასხვა ეპოქისათვის გეომაგნიტური პოლუსების ადგილმდებარეობა და ამასთან აღედგინა წარსულის კლიმატური ზონების თავისებურებანი. ეს მეთოდი ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია.

ამგვარად, გეოლოგიური წარსულის როგორც ორგანულმა, ისე არაორგანულმა ბუნებამ კლიმატის მრავალი ნიშან-თვისება დაგვი-

ტოვა. მათი შემდგომი შესწავლა და ამოხსნა ანუ კლიმატის რესტავრაცია მეცნიერების ერთ-ერთ საგულისხმო უბანს წარმოადგენს.

ამჟამად დედამიწის გეოლოგიური წარსულის კლიმატურ პირობებზე შეიძლება მხოლოდ ზოგადი წარმოდგენა ვიქონიოთ. აქ არ შეეჩერდებით ცალკეული გეოლოგიური პერიოდების კლიმატთა დამახასიათებელზე, რადგან ბევრი რამ ჯერ კიდევ შესწავლილი და გარკვეული არ არის; აღვნიშნავთ მხოლოდ მესამეული და ბოლო მეოთხეული პერიოდების შესახებ.

მესამეული პერიოდის პირველ ნახევარში ტემპერატურული ვანსხვაებანი არქტიკასა და ეკვატორს შორის იანვარში დაახლოებით 20°-ს აღწევს (ამჟამად 65°-ია), რის გამოც ციკლონური პროცესები (ჰაერის მერიდიანული გაცვლა) ძლიერ იყო შესუსტებული. ძირითადი კლიმატური ზონები, თანამედროვესთან შედარებით, უფრო ჩრდილოეთით გადიოდა. ჩრდილოეთ ტროპიკი 20°-ით უფრო ჩრდილოეთით იყო გადაწეული ახლანდელთან შედარებით. ტროპიკული ზონა მოიცავდა მთლიანად წინა აზიას და ხმელთაშუა ზღვის აუზს, ხოლო სუბტროპიკული — შუა ევროპას, სამხრეთ ციმბირს მდ. ამურის აუზის ჩათვლით. ვინაიდან სუბტროპიკული მაქსიმუმი სეზონურ გადაადგილებას განიცდიდა, ამიტომ ადგილი ჰქონდა მშრალ და ნალექიან სეზონთა მორიგეობას. ევრაზიის კონტინენტის ტროპიკულ ზონაში უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 30—35°, ხოლო უცივესი 10°-ზე მეტი იყო. თანამედროვე ტროპიკებთან შედარებით იგი მეტი ტენიანობით ხასიათდებოდა.

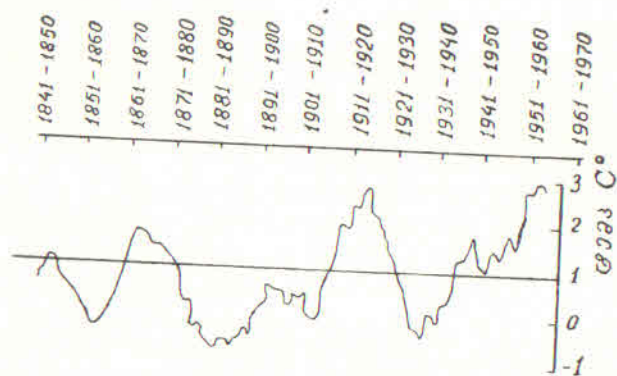
მესამეულის მეორე ნახევრიდან იწყება პროგრესული აცივება და კლიმატიც კონტინენტურ ხასიათს ღებულობს. ჩრდილოეთ რაიონებში მნიშვნელოვანმა აცივებამ გამოიწვია დაბალ და მაღალ განედებს შორის ტემპერატურათა კონტრასტის გაზრდა და, აქედან გამომდინარე, ჰაერის ცირკულაციური პროცესების ინტენსივობის გადიდება. მათათა წარმოშობის პროცესებმა კონტინენტის რელიეფი მრავალფეროვანი გახადა და კლიმატურმა პირობებმაც მეტი დიფერენციაცია განიცადა.

მეოთხეული პერიოდი გამოირჩევა ბუნებრივი პროცესების განვითარების მეტი სიჩქარით და კონტრასტულობით. ამ პერიოდში მრავალჯერ წარმოებდა ტემპერატურისა და ტენიანობის მკვეთრი რყევა, რომელმაც გამოიწვია მაღალ განედებში გამყინვარებისა და გამყინვარებათშორისი პერიოდების მორიგეობა, ხოლო დაბალ განედებზე — ნალექიანი და მშრალი კლიმატის ცვლა. გამყინვარებამ, რომელიც მაღალმა და ზომიერმა განედებმა განიცადა, გამოიწვია ტემპერატურის 12—15°-ით დაცემა მაღალ განედებზე, ხოლო ეკვა-

ტორულ ზონაში — 4—6°-ით. გამყინვარებათშორისი პერიოდის კლიმატური პირობები ევრაზიაში თანამედროვეს უახლოვდებოდა.

§ 2. თანამედროვე კლიმატის ცვლილება

თანამედროვე კლიმატის ცვლილების შესწავლის მიზნით განიხილავენ ყველაზე მნიშვნელოვან მეტეოროლოგიური ელემენტების (ტემპერატურა, ნალექები) ხანგრძლივ დაკვირვებათა მწკრივს. კლიმატის ცვლილების კარგ ინდიკატორს წარმოადგენს მყინვარები და ზღვისა და ტბის დონის ცვლილება. არანაკლები მნიშვნელობა ენიჭება აგრეთვე ბუნების სხვა ელემენტების ცვლილებასაც (მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმს, სხვადასხვა მცენარეთა გაერცელების სახეობების გადაადგილებას და სხვ). ამ ბოლო დროს მნიშვნელოვანი გამოყენება პოვა ცალკეული მეტეოელემენტების საშუალო მცოცავმა ტემპერატურებმა (ნახ. 21).



ნახ. 21. იანვრის 10-წლიანი საშუალო მცოცავი ტემპერატურები (თბილისი)

როგორც 21-ე ნახ.-იდან ჩანს, იანვრის 10-წლიანი საშუალო ტემპერატურები მნიშვნელოვან რყევადობას განიცდის. მასში ნათლად მოჩანს სხვადასხვა ხანგრძლივობის ცივი და თბილი პერიოდების მორიგეობა. რყევადობის ამპლიტუდა მეტია ჩრდილოეთ რაიონებში, თუმცა ცივი და თბილი პერიოდების ხანგრძლივობა შედარებით მოკლეა და ჩამორჩება სამხრეთისას. თბილისში ტემპერატურის მაქსიმალური გადახრა ნორმიდან 2°-ს შეადგენს, ლენინგრადში — 3°-ს. განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობს უკანასკნელი პერიოდის ათბობა, რომელიც (1920-40-იანი წლები) ძირითადად დაიწყო არქტიკიდან და თითქმის პლანეტარული ხასიათი მიიღო. როგორც ე. რუბინშტეინის გამოკვლევებიდან ჩანს, ათბობის ცენტრი მდებარეობდა

გრენლანდიის ჩრდილო-დასავლეთ რაიონში. ათბობა უფრო მეტად ზამთარმა განიცადა, ზაფხულში კი — შედარებით უმნიშვნელო იყო. საშუალო წლიურმა ტემპერატურამ ახალ მიწაზე 2°-ით გადააჭარბა 1876—1912 წლების საშუალო ტემპერატურას. შპიცბერგენზე 1930—1938 ცალკეული წლების საშუალო ტემპერატურა 1,5—2,5°-ით აღემატებოდა მრავალწლიურ საშუალოს. არქტიკის აუზში საგრძნობლად შემცირდა ყინულის რაოდენობა და სიმძლავრე.

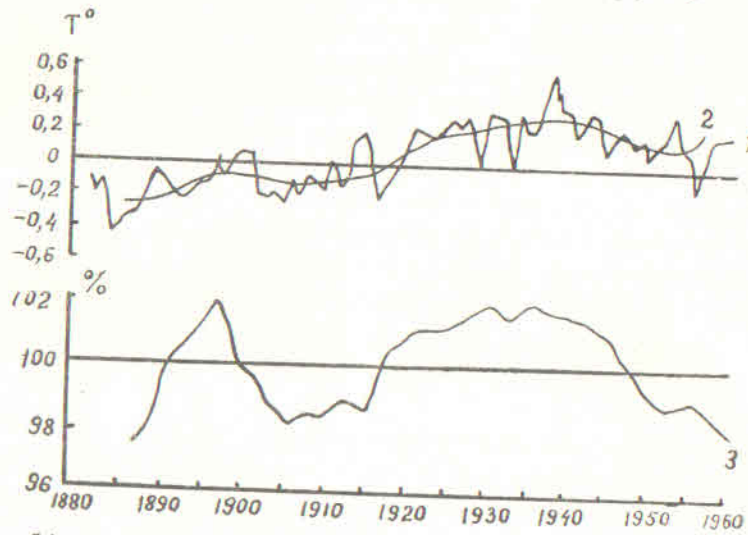
დასავლეთ ევროპის, ჩრდილო ამერიკისა და საბჭოთა კავშირის უმეტეს ჩრდილოეთ რაიონებში ათბობა სინქრონულ ხასიათს ატარებდა; მაგრამ სამხრეთ და აღმოსავლეთ რაიონებში მან დაიგვიანა, ზოგიერთ რაიონში იგი ამყამადაც გრძელდება. თბილისში თბილი ზამთრით განსაკუთრებით გამოირჩეოდა 1864—1882, 1910—1930 წლები და 1943 წლის შემოდგომა.

ზემოაღნიშნულ თბილ პერიოდებს შორის ზამთარი შედარებით ცივი იყო, მაგრამ 10-წლიანი საშუალო მცოცავი ტემპერატურები მრავალწლიურს მხოლოდ 0,5—2°-ით ჩამორჩებოდა. ი. ტუცკირიძეს მიაჩნია, რომ თბილისში სხვადასხვა პერიოდში ტემპერატურის საუკუნეობრივი მსვლელობა ნაკლებ მერყევი ხასიათისაა და მომავალში მნიშვნელოვან გადახრას საშუალო მნიშვნელობიდან არ უნდა მოველოდეთ.

უკანასკნელი ათბობა, რომელიც გასული საუკუნის დასასრულიდან დაიწყო, მ. ბუდიკოს აზრით, დაკავშირებული ყოფილა მზის პირდაპირი რადიაციის ზრდასთან. 22-ე ნახაზზე მოცემულია ტემპერატურული ანომალიისა და პირდაპირი რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობა 10-წლიან მცოცავ საშუალოთა მიხედვით.

აღნიშნული სიდიდეები გამოთვლილია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსათვის 17-დან 90° განედამდე. როგორც ნახ.-იდან ჩანს, ათბობას ადგილი ჰქონია 1940 წლამდე, რომლის შემდეგ დაიწყო აცივება. როგორც ჩანს, ტემპერატურის ასეთი რყევა პლანეტარული ხასიათისა ყოფილა. ტემპერატურის რყევა კარგ დამოკიდებულებაშია რადიაციის რყევასთან, მაგრამ ეს უკანასკნელი უფრო მეტი ამპლიტუდით ხასიათდება. რადიაციის ასეთ ცვლას მ. ბუდიკო ვულკანურ მოქმედებას მიაწერს. მისი აზრით, გასული საუკუნის დასასრულიდან რადიაციის მატება დაკავშირებულია ვულკან კრაკატაუს ამოფრქვევის შემდეგ პერიოდში ვულკანური მტვრისაგან ატმოსფეროს თვითგაწმენდასთან. ატმოსფეროს თვითგაწმენდა მარტო აეროზოლის ნაწილაკების დედამიწაზე დალექვას კი არ გულისხმობს. ატმოსფეროში ქიმიური გარდაქმნების შედეგად წარმოიშობა რიგი ელემენტები, რომლებიც დედამიწაზე მოხვედრის შემდეგ შთაინთქ-

მება ოკეანის წყლისა და მცენარეულის მიერ (მაგალითად, ნახშირ-
ორჟანგი და სხვ.). რადიაციისა და ტემპერატურის შემდგომ შემცირ-
ებას (1900—1915) მიაწერენ ვულკან მონ-პელეს ამოფრქვევას-
თან დაკავშირებულ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებას; 1915-20-დან 1940
წლამდე იმავე ელემენტების მაქსიმალურ მნიშვნელობებს ვულკან-
ურ სიმშვიდეს უკავშირებენ, რომლის დროსაც ატმოსფერო თანდა-
თანობით სუფთავდებოდა და გამჭვირვალობაც მატულობდა.



ნახ. 22. ტემპერატურული ანომალიისა და რადიაციის საუკუნეობრივი
მსვლელობა:
1. ანომალიის ყოველწლიური სიდიდეები, 2. ანომალიის 10-წლიანი საშუა-
ლო მცოცავი, 3. რადიაციის 10-წლიანი საშუალო მცოცავი

კლიმატის უკანასკნელ ათობაზე მეტყველებს მაღალმთიან
ზონაში ზოგიერთი მყინვარის უკან დახევა. აღმოსავლეთ კავკასიონ-
ზე მყინვართა ფართობი უკანასკნელი 70 წლის განმავლობაში, ვ. ცო-
მაიასი და ი. კისინის მონაცემებით, 47%-ით შემცირებულა, ხოლო
შვეიცარიის ალპებში — 25%-ით. მყინვართა ინტენსიური დნობა
და მათი უკან დახევა შეიმჩნეოდა აგრეთვე დედამიწის სხვადასხვა
მყინვარზე (ანდები, კლმანჯარო — აფრიკაში) და აგრეთვე პოლარ-
ულ აუზში (შპიცბერგენი, გრენლანდია, ალიასკა, ანტარქტიდა
და სხვ.).

მაღალმთიანი ყაზბეგის მიდამოების მყინვარზე ჩატარებული ყი-
ნულის სხვადასხვა ფენის ქიმიურმა ანალიზმა თ. დავითაია მიიყვან-

ნა იმ დასკვნამდე, რომ მტვრის ნაწილაკების რაოდენობის მატებამ
ყინულის ზედაპირზე გამოიწვია მყინვარის ალბედოს შემცირება,
რამაც განაპირობა შთანთქმული რადიაციის გაზრდა და ყინულის
ინტენსიური დნობა. აღნიშნული პროცესი ამჟამადაც გრძელდებ-
ა, მიუხედავად იმისა, რომ 40-იანი წლებიდან მოყოლებული ად-
გილი აქვს რადიაციის და ტემპერატურის შემცირებას. ასეთი პარა-
დოქსი, თ. დავითაიას აზრით, გამოწვეულია იმით, რომ ატმოსფერო-
ში მტვრის შემცველობის თანდათანობითი ზრდა დასაწყისში იწვევს
ტემპერატურის გაზრდას განსაზღვრულ დონემდე, ხოლო შემდგომ
თავს იჩენს მტვრის ეკრანული ეფექტი, რომელიც ამცირებს რადი-
აციას და იწვევს აცივებას. სხვა ხელშემწყობ პირობებთან ერთად
აცივების პროგრესულმა განვითარებამ შეიძლება დედამიწის ახალი
გამყინვარება გამოიწვიოს. მისი აზრით (მას ბევრი სხვა მეცნიერიც
იზიარებს), რადგან ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვრის მნიშვნელო-
ვანი ნაწილი ტექნიკის პროგრესითაა გამოწვეული, ამიტომ უნდა
ძრველოდეთ, რომ უკანასკნელი პერიოდის აცივება იქნება ხანგრძ-
ლივი, თუ ატმოსფერო არ გაიწმინდება აეროზოლური შენარევი-
საგან.

საგულისხმოა ის გარემოება, რომ მაღალმთიან ზონაში მყინვა-
რის ფართის შემცირებისა და უკან დახევის პარალელურად ზოგიერ-
თი მყინვარი აშკარად მატულობს და წინ მოიწევს. როგორც ჩანს,
მყინვარის მოძრაობის ინტენსივობას განსაზღვრავს არა მარტო აერ-
ოზოლის ნაწილაკთა რაოდენობის მატება და მასთან დაკავშირე-
ბული რადიაციისა და ჰაერის ტემპერატურათა ცვლილება, არამედ
იგი გაპირობებულია ფაქტორთა მთელი კომპლექსით.

როგორც ჩანს, მყინვართა ზრდა-შემცირებაში, ისევე როგორც
კასპიისა და არალის ზღვების წყლიანობაში, გარკვეული გეოგრაფი-
ული სინქრონულობა არ შეინიშნება. იგი ძალზე რთული მიზეზე-
ბითაა გამოწვეული და, როგორც აღვნიშნეთ, პლანეტარული და ად-
გილობრივი ფაქტორების მთელ კომპლექსს მოიცავს.

უკანასკნელმა ათობამ დიდი გავლენა მოახდინა ტბებში წყლის
დონის შემცირებაზე. ლ. ბერგი აღნიშნავს, რომ XVI საუკუნის მეორე
ნახევარში, XVII და XVIII საუკუნეების დასაწყისში და XX
საუკუნის ათობის პერიოდში (20—40-იან წლები), როდესაც კას-
პიის ზღვის დონე ყველაზე დაბალი იყო, ხოლო არალისა მაღალი,
არქტიკაში ნაოსნობის პირობები ძალზე ხელსაყრელი ყოფილა, ხო-
ლო ევროპაში ზამთარი მეტი სიარბილით გამოირჩეოდა; მარტო
1930-56 წწ. განმავლობაში კასპიის ზღვის წყლის დონემ 192 სმ-ით
დაიწია, რამაც ზღვის სარკის ფართის 28,000 კმ²-ით შემცირება გა-

მოიწვია. პირიქით, არქტიკაში და დასავლეთ ევროპაში მკაცრი აცივების პერიოდებში კასპიის ზღვის დონე მალე იწევდა, ხოლო არალისა — მცირდებოდა. შემდგომმა კვლევამ ცხადყო, რომ წყლის დონესა და ათბობა-აცივებას შორის კავშირი ძირითადად ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებითაა გაპირობებული: საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის აღმოსავლეთ ნაწილსა და დასავლეთ ციმბირში, თბილი ზამთრის პერიოდში დამახასიათებელი იყო ანტიციკლონური რეჟიმის განვითარება, ხოლო ევროპისა და ატლანტიკის ჩრდილოეთით და შუა აზიის სამხრეთით ანტიციკლონის პერიოდებში ვითარდებოდა ინტენსიური ციკლონური პროცესები. ამან გამოიწვია მდ. ვოლგის აუზში ნალექების შემცირება და, აქედან გამომდინარე, ჩამონადენის დაცემა, ხოლო შუა აზიის მდინარეთა აუზებში ნალექების გადიდება და მათი ჩამონადენის მომატება. ამ გარემოებამ განაპირობა კასპიისა და არალის ზღვების დონეთა საწინააღმდეგო რყევადობა.

ყველა ზემოაღნიშნული იმაზე მეტყველებს, რომ ისტორიულ წარსულში და აგრეთვე მიმდინარე საუკუნეში დედამიწის ცალკეულ რაიონებში ადგილი ჰქონია მხოლოდ ჰაერის რყევადობის ცალკეულ ეპიზოდებს.

§ 3. კლიმატის რყევის რითმულობა და 11-წლიანი მზის ციკლები

კლიმატის რყევის პერიოდულობისა და რითმულობის დადგენა და მათ გამოწვევებზე მრავალ მიზეზთან კავშირის დამყარება მეტად რთული, მაგრამ პრაქტიკულად და თეორიულად მეტად მნიშვნელოვანი საკითხს წარმოადგენს.

კლიმატის რყევის პერიოდულობის დადგენის პირველი ცდა ე. ბრიკნერს ეკუთვნის. მან დიდძალი ისტორიული მასალა შეკრიბა ბუნების სხვადასხვა მოვლენებზე (მდინარეთა გაყინვა და დნობა, ტბებისა და მდინარეების წყლიანობა, მოსავლიანობა და სხვ.) და გამოიყენა რეგულარული მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მონაცემები. დიდძალმა ისტორიულმა და მეტეოროლოგიურმა მასალამ საშუალება მისცა მას ტემპერატურისა და ნალექების ცვლილებაში დაედგინა რყევის 35-წლიანი პერიოდი. როგორც თვით ბრიკნერი აღნიშნავს, 35 წელი წარმოადგენს საშუალო სიდიდეს, რომელიც შეიძლება 25-დან 50 წლამდე იცვლებოდეს. მისი აზრით, აღნიშნული რყევა მიმდინარეობს ხმელეთის ზედაპირზე ყველგან ერთდროულად.

ბრიკნერის კლიმატურ ციკლს ბევრი მეცნიერი კრიტიკულად შეხვდა, თუმცა ზოგიერთის შემდგომმა კვლევამ იგი დაადასტურა (ა. შნიტნიკოვი, მ. ეიგენსონი).

ამჟამად უკვე ეპყვს არ იწვევს ის გარემოება, რომ ტროპოსფეროში მიმდინარე მნიშვნელოვანი ცვლილებანი დაკავშირებულია მზის აქტიურობის ციკლურ რყევასთან. მზის აქტიურობის ცვლილების გავლენა ტროპოსფეროს პროცესებზე ძირითადად ის არის, რომ მზის აქტიურობის გაძლიერება იწვევს ციკლონების გაღრმავებას და ანტიციკლონის სიმძლავრის გაზრდას, ხოლო ტემპერატურისა და ნალექების პერიოდული ცვლილება დამოკიდებულია აღნიშნულ სისტემათა განვითარებაზე.

მზის აქტიურობა დამოკიდებულია მასზე პერიოდულად წარმოშობილი ლაქების რაოდენობაზე, ხოლო მისი შეფასება წარმოებს ვოლფის * რიცხვის მეშვეობით, რომლის რეგისტრაციაც დაახლოებით 200 წლის წინათ დაიწყო. აღნიშნულმა მონაცემებმა დაგვანახვა, რომ მზის გამოსხივება ვანიცდის ციკლურ რყევას, რომლის საშუალო ხანგრძლივობა 11 წელს აღწევს. სინამდვილეში კი მისი ხანგრძლივობა 8-დან 16 წლამდე იცვლება. მზის მინიმალური აქტივობისას ლაქების რაოდენობა და ზომა ძალზე მცირეა და შეიძლება ისინი თვეების განმავლობაში სრულიად გაქრნენ.

ამ ბოლო დროს, გარდა 11-წლიანი ციკლისა, შემჩნეულ იქნა 5—6 და 80—90-წლიანი ციკლები; ეს უკანასკნელი ციკლები ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია.

ბევრი მეცნიერი შეეცადა მზის აქტივობის ციკლურობასთან დაკავშირებინა ცალკეული ჰიდრომეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილება. ე. რუბინშტეინს რეალურად მიაჩნია დედამიწის სხვადასხვა პუნქტზე მზის აქტიურობის რყევადობასა და ჰაერის ტემპერატურას შორის კავშირი. მაგრამ ეს კავშირი (ლაპარაკია მზის აქტიურობის 11-წლიან ციკლზე), როგორც იგი აღნიშნავს, შეიძლება იყოს როგორც პირდაპირი, ისე საწინააღმდეგო. ეს გამოწვეული იმით, რომ მზის ნებისმიერი აქტიურობის მიუხედავად დედამიწის ზედაპირზე ყოველთვის არსებობს არეები ტემპერატურის დადებითი და უარყოფითი ანომალიებით. მზის ლაქების მაქსიმალური რაოდენობისას (მზის მაქსიმალური აქტიურობა) ხდება დადებითი ანო-

* ვოლფის რიცხვი (W) მზის ლაქების შეფარდებითი რაოდენობაა. იგი გამოითვლება ფორმულით: $W = K(10g + f)$, სადაც K მარავლი დამოკიდებულია დაკვირვების პირობებსა და ინსტრუმენტზე, g ჯგუფებისა და ცალკეული ლაქების რიცხვია, ხოლო f ყველა ლაქის სიერთო რიცხვია ჯგუფებში.

მალეური არის შემცირება და უარყოფითის გადიდება, ხოლო მინი-
მალურიას — საწინააღმდეგო პროცესს აქვს ადგილი.

თბილისის საშუალო წლიური ტემპერატურის მზის აქტიურობის
11-წლიან ციკლთან დაპირისპირებისას ი. ცუცქერიძე მივიდა იმ
დასკვნამდე, რომ მათ შორის კავშირი სუსტია (კორელაციის კოე-
ფიციენტი $r < 0,5$ -ზე) და, ამასთან კორელაციის კოეფიციენტი ხა-
სიათდება როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი ნიშნით.

უკანასკნელ წლებში გამოირკვა, რომ მზის ლაქების 11-წლიანი
მაქსიმუმის დროს (მზის მაქსიმალური აქტიურობა) მაღალ განედებ-
ზე საშუალო წლიური ტემპერატურა უფრო მეტია, ვიდრე მინიმუ-
მის დროს, ხოლო ტროპიკულ ზონაში, პირიქით — იგი ნაკლებია
მრავალწლიურ საშუალოზე.

ტ. პოკროვსკიამ მზის ლაქების საშუალო მდგრადობა (ე. ი. არ-
სებობის ხანგრძლივობა) დააკვირა ჩრდილოეთ ატლანტიკაზე, ბა-
რენციასა და კარის ზღვებზე გამავალ ღრმა ციკლონების სიშირეს-
თან და მიიღო თითქმის სრული დამთხვევა, ე. ი. ჩრდილოეთის
ზღვებზე ცირკულაციური პროცესები მჭიდროდ დამოკიდებულებაში
ყოფილა მზის აქტიურობის მდგომარეობასთან.

ზოგიერთი მეცნიერი აღნიშნავს მზის ლაქების მაქსიმუმის დროს
ტროპიკებში მეტი ნალექების მოსვლას.

როგორც დავინახეთ, მზის აქტიურობის 11-წლიან ციკლსა და
ცალკეულ პირობებში ელემენტურ ელემენტებს შორის სტატისტი-
კური კავშირი მეტ-ნაკლები სიძლიერით არსებობს, მაგრამ ამ კავში-
რის ფიზიკური არსი ჯერ კიდევ დაუხსნელებელი არ არის, იგი შემდ-
გომ მეცნიერულ კვლევას მოითხოვს.

§ 4. ჰიპოთეზები, რომლებიც კლიმატის ცვლილების მიზეზებს ხსენს

კლიმატის ცვლილების ან რყევადობის გამომწვევი ძირითადი
მიზეზები ძალზე რთული და მრავალფეროვანია, რადგან ისინი კოს-
მოსური და პლანეტური ფაქტორებით არიან გაპირობებული და მა-
თი ცალ-ცალკე გამოყოფა და შეფასება გარკვეული მაჩვენებლების
მიხედვით დიდ სიძნელეს წარმოადგენს. აღნიშნულმა გარემოებამ
განაპირობა კლიმატის ცვლილების მრავალი ჰიპოთეზის წარმოშო-
ბა. მათ შორის აღსანიშნავია ასტრონომიული, ფიზიკური და გეო-
ლოგიურ-გეოგრაფიული ჰიპოთეზები.

ასტრონომიული ჰიპოთეზა კლიმატის ცვლილებას
უკავშირებს დედამიწის ორბიტის ელემენტების ცვლილებას და
ბრუნვის ღერძის გადაადგილებას. მისი არსი ის არის, რომ დედამი-

წის მდგომარეობა სივრცეში მზისა და სხვადასხვა კოსმოსური სის-
ტემების ზეგავლენით იცვლება და მასთან ერთად ცვლილებას განიც-
დის მზის რადიაციული პირობები. პერიოდული ცვლილება ახასია-
თებს დედამიწის ბრუნვის ღერძის დახრილობას (პერიოდის ხანგრ-
ძლივობა 41.000 წელი). დედამიწის ორბიტის ექსცენტრისიტეტს
(92.000 წელი) და პერიპელიუმის (აფელიუმის) დადგომის დროს
(21.000 წელი).

დედამიწის ბრუნვის ღერძის დახრილობა (დედამიწის ორბიტის
სიბრტყის დახრილობა დედამიწის ეკვატორის სიბრტყესთან) ამჟამად
23,5°-ს შეადგენს. იგი 41.000 წლის განმავლობაში 22-დან 24,5°-მდე
იცვლება. რაც უფრო დახრილია ბრუნვის ღერძი, მით უფრო მაღალ
განედებზე მატულობს ტემპერატურა, ხოლო ტროპიკებზე — კლებუ-
ლობს და, პირიქით.

დედამიწის ორბიტის ექსცენტრისიტეტი (ელიფსის მცირე ღერძის
დიდთან შეფარდება) ამჟამად 0,017-ს უდრის, იგი შეიძლება 0,0007-
მდე შემცირდეს და დედამიწის ორბიტას დაახლოებით წრის ფორმა
მიეცეს. მისი ზღვრული სიდიდე 0,0658-ს აღწევს. რაც უფრო მეტია
ექსცენტრისიტეტი, მით უფრო ახლოს იქნება მზე ზამთარში ჩრდი-
ლოეთ ნახევარსფეროსთან და გამოიწვევს თანამედროვესთან შედა-
რებით თბილ და მოკლე ზამთარს და ხანგრძლივ და გრილ ზაფხულს.

პერიპელიუმისა და აფელიუმის მდგომარეობას წლის ყველა სე-
ზონი თანმიმდევრულად გაივლის 21.000 წლის განმავლობაში. იგი
გამოწვეულია დედამიწის ღერძის გადაადგილებით, რომელიც შემო-
სწერს გარკვეულ კონუსურ ზედაპირს ზემოაღნიშნულ პერიოდ-
ში. ეს გარემოება იწვევს იმას, რომ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს
ზამთრის პერიპელიუმში 10,500 წლის შემდეგ შეიცვლება აფელიუ-
მით და შემდგომ ისევ პირვანდელ მდგომარეობას დაუბრუნდება.

დედამიწის ორბიტაზე სამივე ელემენტი ერთდროულად მოქმე-
დებს, რის გამოც შეიძლება მათ ერთმანეთი ან გააძლიერონ, ანდა,
აქედან გამომდინარე, კლიმატური პირობებიც მეტ-ნაკლები ინტენ-
სივობით შეცვალონ.

აღსანიშნავია, რომ დედამიწის ორბიტის ელემენტების ცვლი-
ლება გავლენას არ ახდენს მზის ინსოლაციის წლიურ ჯამზე, მხოლოდ
მის გადაწეობას ახდენს წლის სეზონებსა და დედამიწის ცალ-
კეულ ნაწილებს შორის.

დედამიწის მოძრაობის პარამეტრების ცვლილებიდან გამომდი-
ნარე მ. მილანკოვიჩმა 600.000 წლის პერიოდისათვის გამოითვალა
მზის რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობა. ამან სშუალება მის-
ცა ზოგიერთ მეცნიერს ეს უკანასკნელი დაეპირისპირებინა მეოთხე-

ული გამყინვარებისა და გამყინვარებათშორის პერიოდებთან. როგორც მე-60 ცხრილიდან ჩანს, 230.600 და 20.300 წლის წინაა ჩ. წ. აღ.-მდე. ზაფხული მეტად გრილი ყოფილა და მათ შესაბამის-

ცხრილი 60

მზის რადიაცია (კვად/სმ² წელი) ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე წარსულში (მილანკოვიჩით)

ჩრდილოეთი განედო (გრად)	ამჟამად		წლები: ჩ. წ.-ამდე					
			9300		2330		230600	
	ზაფხ.	ზამთ.	ზაფხ.	ზამთ.	ზაფხ.	ზამთ.	ზაფხ.	ზამთ.
5	161	149	+6,7	-7,4	+0,02	-1,0	-2,5	+4,0
75	152	7	+4,7	-1,9	-5,6	0,0	-7,2	+1,2

სად მიაკუთვნებენ მეოთხეული გამყინვარების ე. წ. რისისა და უკანასკნელი ვიურმის სტადიას, ხოლო უკანასკნელი გამყინვარების შემდგომი პერიოდი (9300 წელი) კლიმატური ოპტიმუმით (საუკეთესო, ხელსაყრელი) ხასიათდებოდა.

მიუხედავად იმისა, რომ მილანკოვიჩის პიპოთეზას ბევრი მიმდევარი ჰყავდა, ამჟამად მისი ზოგიერთი მხარე კრიტიკას ვერ უძლებს. მაგალითად, მესამეულ პერიოდშიც უნდა ჰქონოდა ადგილი დედამიწის ორბიტის ელემენტთა ცვლილებას, მაგრამ მას გამყინვარება არ გამოუწვევია. თავისი თეორიის შედგენისას მან დაუშვა ატმოსფეროს უძრავობა და დედამიწის ერთგვაროვნება.

ფიზიკური პიპოთეზა. გეოლოგიურ წარსულში კლიმატის ცვლილების მიზეზს ზოგიერთი მეცნიერი ატმოსფეროს შემადგენლობის ცვლილებაში ეძებს. ეს განსაკუთრებით ეხება წყლის ორთქლის, ნახშირბადაცა გაზისა (CO_2) და ვულკანური წარმოშობის მტვრისა და ფერფლის კონცენტრაციის ატმოსფეროში. ისინი დიდ გავლენას ახდენენ როგორც მოკლევადიან, ისე გრძელვადიან რადიაციაცზე.

წყლის ორთქლის შემცველობა ატმოსფეროში რომელიმე ფაქტორის ზეგავლენით რომ განახევრებულიყო, მაშინ დედამიწის საშუალო ტემპერატურა 5°-ით შემცირდებოდა. საშუალო მოდრუბლულობის (ამჟამად იგი 50%-ია) 10%-ით შემცირება გამოიწვევდა დედამიწის საშუალო ტემპერატურის 8°-ით შემცირებას და გამყინვარებისათვის საჭირო ხელსაყრელ პირობებთან მიახლოებას.

დედამიწის კლიმატზე არსებით გავლენას ახდენს ატმოსფეროში ნახშირბადაცა გაზის (CO_2) კონცენტრაციის ცვლილება; მიუხედავად

იმისა, რომ იგი სრულიად უმნიშვნელო რაოდენობითაა ატმოსფეროში (0,03%), მას დედამიწიდან გამოსხივებული სითბოს შთანთქმის კარგი უნარი აქვს და ამით ხელს უწყობს ატმოსფეროს „სითბური ეფექტის“ გადიდებას. გამოანგარიშებულია, რომ CO_2 -ის კონცენტრაციის ახლანდელთან შედარებით ორჯერ გადიდება ან შემცირება გამოიწვევდა ტემპერატურის 3°-ით გადიდებას ან შემცირებას. იგი სრულიად რომ არ ყოფილიყო ატმოსფეროში, მაშინ დედამიწის საშუალო წლიური ტემპერატურა —7° იქნებოდა, ე. ი. ახლანდელთან შედარებით 21°-ით დაეცემოდა.

ატმოსფეროში CO_2 -ის შემადგენლობის შესაძლებელი ცვლილების ფიზიკურმა ანალიზმა მეცნიერთა უმრავლესობა იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ მას წარსულში არ შეეძლო გამოეწვია კლიმატის მნიშვნელოვანი შეცვლა ისეთი მასშტაბით, როგორცაა მეოთხეულის ან უფრო ადრინდელი გამყინვარებები, ან გამყინვარებათშორისი პერიოდები.

კლიმატის ცვლილებაში დიდ მნიშვნელობას ანიჭებენ ვულკანურ მოქმედებას; მაგალითად, ვულკანების კრაკატაუს (1883) და კატმაის (1912) მოქმედებით ატმოსფეროში შესაბამისად 18 და 21 ათასი კმ³ მტვრისა და ფერფლის ნაწილაკები მოხვდა და ამან მზის რადიაციის 10—20%-ით შესუსტება გამოიწვია.

მზის რადიაციის ძირეული ცვლილების მიზეზად, ჰემფრისი და სხვა მეცნიერები ასახელებენ ვულკანური მოქმედებით გამოწვეულ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის რყევადობას. ამავე აზრს იზიარებს მ. ბუდიკო და თ. დავითაია; როგორც აღვნიშნეთ, ისინი უკანასკნელი ათეული წლების რადიაციის შესუსტებას მიაწერენ ატმოსფეროს გაქუქვიანებას. მათ მიიჩნიათ, რომ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის რყევადობა, განაპირობებს რა დედამიწის მიერ შთანთქმული მზის რადიაციის რაოდენობრივ ცვლილებას, იწვევს ხმელეთსა და ოკეანეზე ყინულოვანი საფარის ფართობის ცვლილებას, ამის შედეგად იცვლება პლანეტარული ალბედო, რაც აძლიერებს შთანთქმული რადიაციისა და დედამიწის თერმული რეჟიმის ცვლილებას. რიგმა გამოთვლებმა მ. ბუდიკო იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის დაქვეითება, რომელიც მზის რადიაციის 1%-ით შემცირებას გამოიწვევდა, საკმარისი იქნებოდა მეოთხეული გამყინვარების განვითარებისათვის; რადიაციის 1,6%-ით და მეტი შემცირება დედამიწის მთლიან გამყინვარებას გამოიწვევდა.

როგორც უხედავთ, ვულკანური მოქმედებით ატმოსფეროს გამჭვირვალობის გაუარესება და მზის რადიაციის შესუსტებასთან დაკავშირებული გამყინვარების საკითხი წინა პლანზეა წამოწეული;

მაგრამ გეოლოგიურ წარსულში კლიმატთა ცვლილების მარტო ვულკანური მიზეზებით შემოფარგულა დამაჯერებელი არ არის.

კლიმატთა მორიგეობის ორიგინალური ჰიპოთეზა წარმოაყენა სიმპსონმა. წინა ჰიპოტეზისაგან განსხვავებით, მან ივარაუდა, რომ მყინვარული ეპოქა წარმოიშობა მზის რადიაციის ინტენსივობის გადიდების შედეგად. რადიაციის გაზრდა იწვევს აორთქლების გაძლიერებას, ციკლონური პროცესების გაძლიერების შედეგად მორუმბულულობისა და ნალექების რაოდენობის გადიდებას და, აქედან გამომდინარე, მყინვართა წარმოშობას, თუ, რა თქმა უნდა, წამთარში მოსული თოვლის რაოდენობა აღემატება წაფხულში დამდნარი თოვლის რაოდენობას, მისი აზრით, დედამიწის გათბობა უნდა მიმდინარეობდეს დაბალ და მაღალ განედებზე არათანაბრად, რის შედეგადაც ტემპერატურული გრადიენტი ეკვატორი — პოლუსი ვიზრდება და შესაბამისად გაძლიერდება ატმოსფეროს ცირკულაციაც, რომელიც დამატებით გაზრდის აორთქლებას, ტენიანობას, ღრუბლებისა და ნალექების რაოდენობას.

სიმპსონი ვარაუდობს მზის რადიაციის ინტენსივობის ორი მაქსიმუმის არსებობას, რომელმაც განაპირობა მეოთხეული პერიოდის ოთხი გამყინვარების წარმოშობა (გრუნცი, მინდელი, რისი და ვიურში). ამ ჰიპოთეზის ყველაზე სუსტი მხარე ის არის, რომ მინდელის გამყინვარებათშორისო ეპოქის კლიმატი დახასიათებულია როგორც ცივი და მშრალი; მაგრამ გეოლოგიური მონაცემები საწინააღმდეგო სურათს იძლევა, სახელდობრ, აღნიშნული ეპოქა უფრო თბილი და ნოტიო უნდა ყოფილიყო მომდევნო რის-ვიურშიზე.

ფიზიკური ჰიპოტეზებიდან განსაკუთრებით გამოირჩევა მზის გამოსხივების ციკლური რყევადობით გამოწვეული კლიმატის ცვლილება; იგი გულისხმობს ულტრაიისფერი და კორპუსკულარული რადიაციის ნაკადის ცვლილებას და ატმოსფეროს მაღალ ფენებში მათ მიერ გამოწვეულ რივ გარდაქმნებს; დაბოლოს, რომ მზის სისტემა თავის ვზაზე პერიოდულად ხვდება ნისლოვანებას, რომელიც ასუსტებს რადიაციას და დაბლა სწევს დედამიწის ტემპერატურას (მყინვარების გაჩენა). ან, პირიქით, ნისლოვანებებს შორის არსებული შუალედურა გამჭვირვალე არე იწვევს გამყინვარებათშორისო ეპოქას, მიუხედავად ბევრი მომხრისა, ბევრი მოწინააღმდეგეც აღმოაჩნდა.

გეოლოგიურ-გეოგრაფიული ჰიპოთეზა. გეოლოგიურ წარსულში კლიმატის ცვლილებაზე არსებულ შეხედულებებს შორის ყველაზე პოპულარულად ითვლება ვეგენერის ჰიპოთეზა; მისი აზრით, კლიმატის ცვლილება დაკავშირებულია კონტინენტების

სავარაუდო დრეიფთან და დედამიწის პოლუსების შესაძლებელ გადაადგილებასთან. მისი წარმოდგენით, კონტინენტთა დრეიფი გამოწვეულია ცენტრიდანული და მიმოქცევის ძალების შემოქმედებით; პირველი ძალა იწვევს კონტინენტების პოლუსიდან ეკვატორისაკენ გადაადგილებას, ხოლო მეორე, რომელიც მზისა და მთვარის მიზიდულობითაა გამოწვეული — განაპირობებდა კონტინენტების დასავლეთის მიმართულებით მოძრაობას. კონტინენტთა განცალკევება ხდებოდა თანდათანობით: ჩრდილოეთ ამერიკა გამოეყო ჩრდილოეთ ევროპას, ხოლო სამხრეთ ამერიკა — აფრიკას, აღნიშნულის დასადასტურებლად იგი მიუთითებდა არა მარტო ევრაზიის კონტინენტის დასავლეთ და ამერიკის აღმოსავლეთ სანაპირო ხაზის მოხაზულობის მსგავსებაზე, არამედ აღნიშნული კონტინენტების გეოლოგიურ, პალეონტოლოგიურ და ბიოლოგიურ მსგავსებაზეც. როგორც შემდგომ გამოირკვა, ზემოაღნიშნული ძალები საკმარისი არ ყოფილა კონტინენტებისა და ოკეანეების დანაწევრებისათვის, ხოლო ფლორისა და ფაუნის მსგავსება გამოწვეულია შუალედური კუნძულების შესწევებით მათი ურთიერთგაცვლით (ლ. ბერგი).

მართალია, კლიმატური პირობები მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული დედამიწის ზედაპირის ხასიათსა და მის ცვლილებაზე, მაგრამ იგი მაინც არ წარმოადგენს კლიმატის ძირეული ცვლილების გადაწყვეტ ფაქტორს, როგორც ეს ვეგენერს აქვს წარმოდგენილი. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მეოთხეულ პერიოდში კლიმატის ხშირი და მკვეთრი ცვლილებანი, რომელთა დროსაც დედამიწის თითქმის უცვლელი ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათისა და რელიეფის პირობებში მყინვარული ეპოქები იცვლებოდა გამყინვარებათშორისი თბილი ეპოქებით.

განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს პოლუსების გადაადგილებით და დედამიწის ღერძის სხვადასხვა დახრილობით გაპირობებული კლიმატის ცვლილების ჰიპოთეზა, რომელიც ვეგენერმა და კიოპენმა მოგვცა. როგორც ისინი ამტკიცებენ, პალეოზოიდან მოყოლებული ჩრდილოეთი პოლუსი, რომელიც დაახლოებით წყნარი ოკეანის ცენტრალურ ნაწილში (ჩრდილოეთ ტროპიკზე) იყო მოთავსებული, დიდი მანძილით გადაადგილდა აღნიშნულ ოკეანეზე და საბოლოოდ მიიღო თანამედროვე მდგომარეობა. პოლუსების გადაადგილებამ გამოიწვია გეოგრაფიული განედების ცვლილება და სხვადასხვა პუნქტების კოორდინატთა შეცვლა. დედამიწის ზოგიერთ პუნქტს, როგორც ისინი აღნიშნავენ, რამდენჯერმე განუცდია ტროპიკებსა და პოლარულ აუზებს შორის გადანაცვლება და კლიმატური პირობების შეცვლა. მათი ვარაუდით, ცალკეულ გეოლოგიურ პერიოდებ-

ში არსებობდა იგივე კლიმატური ზონები, როგორც იგი ამჟამად გვაქვს, მხოლოდ კონტინენტთა დრეიფის ან პოლუსთა გადაადგილების შედეგად ამა თუ იმ ოლქის კლიმატური პირობები იცვლებოდა. აღნიშნული ჰიპოთეზის სასარგებლოდ მეტყველებს ის შედეგები და დებულებები, რომლებიც მიღებულია შემდგომი პერიოდის პალეოკლიმატური და პალეომაგნიტური კვლევის შედეგად.

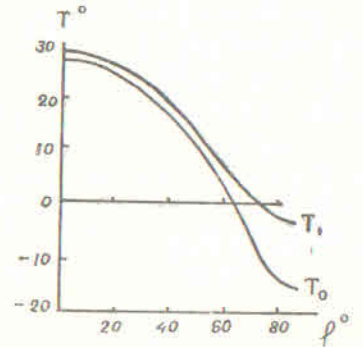
ა. ეოციკოვისა და სხვა მეცნიერების აზრით, გეოლოგიურ წარსულში კლიმატის ცვლილება უნდა გამოეწვია დედამიწის ქერქის ვერტიკალურ მოძრაობას, რომელიც განაპირობებდა სხვადასხვა ზომის კონტინენტებისა და ოკეანეების ურთიერთგანლაგების ცვლილებას, მთების წარმოშობას, ოკეანეთა დინებების ცვლილებას, ოკეანეთა ტრანსგრესიას და რეგრესიას და ა. შ. მაგალითად, ზღვის ტრანსგრესიის დროს ზღვის ფართობის მომატებით, როგორც ვარაუდობენ (ი. ლუკაშევიჩი), ჰაერის ტემპერატურა მომატებდა $1-2^{\circ}$ -ით, ხოლო რეგრესიისას — იმავე სიდიდით დაიკლებდა. ს. ბრუქსის აზრით, ტრანსგრესიის დროს ტემპერატურის მომატება ძირითადად მაღალ განედებზე მოხდებოდა, ხოლო ტროპიკულში, პირიქით, დაიკლებდა.

ა. ეოციკოვის აზრს იზიარებს მ. ბუდიკოც. როდესაც იგი ვანიხილავს მეზოზოური ერისა და მესამეული პერიოდის კლიმატურ თავისებურებას და მეოთხეული გამყინვარების მიზეზებს. როგორც ცნობილია, მესამეულ პერიოდში, ისევე როგორც მის წინა მეზოზოურ ერაში, გამყინვარებას ადგილი არ ჰქონია. პოლარული აუზი, რომელიც თავისუფალი იყო ყინულისაგან და მაღალი ტემპერატურით ხასიათდებოდა, ეკვატორთან შედარებით ნაკლებ კონტრასტულობას იჩენდა. აღნიშნულ პერიოდებშიც ჰქონია ადგილი ვულკანური მოქმედებით ატმოსფეროს მნიშვნელოვან გაჭუჭყიანებას და ამის შედეგად მზის რადიაციის შესუსტებას, მაგრამ მას გამყინვარება არ მოუწვევია. ამის მიზეზად მ. ბუდიკოც მიაჩნია ის გარემოება, რომ აღნიშნულ პერიოდებში პოლარული აუზი უფრო ფართო სრუტეებით უნდა ყოფილიყო შეერთებული დაბალი განედების ოკეანეებთან. ეს გამოიწვევდა ჰიდროსფეროს ცირკულაციის გაძლიერებას და ოკეანური დინებებით ეკვატორიდან მაღალი განედებისაკენ სითბოს ნაკადის $1,5-2,0$ -ჯერ მომატებას ახლანდელთან შედარებით. როგორც გამოთვლებიდან ირკვევა, ამ შემთხვევაში, არქტიკის საშუალო წლიური ტემპერატურა 10° -ს მიაღწევდა. სითბოს ეს მნიშვნელოვანი რაოდენობა, რადიაციის საგრძნობი ცვლილების დროსაც კი გამორიცხავს გამყინვარების ყოველგვარ შესაძლებლობას.

მესამეულის შუა პერიოდის შემდეგ მათაა წარმოშობის პროცესების გაძლიერებამ და კონტინენტის რელიეფის მრავალფეროვანმა ცვლილებამ განაპირობა პოლარული აუზის ტროპიკული ოკეანეებისაგან თანდათანობითი იზოლაცია, მათ შორის ცირკულაციის შესუსტება და პოლუსებზე ტემპერატურის ძლიერი დაცემა. ამ პერიოდში მაღალ და ზომიერ განედებზე მუდმივ აცივებას არ უნდა ჰქონოდა ადგილი — ცალკეულ ეპოქებში იგი ათბობითაც იცვლებოდა. მაგრამ ტემპერატურის კლების საერთო ტენდენცია უფრო ძლიერი ყოფილა.

მ. ბუდიკოცს მიაჩნია, რომ კონტინენტებისა და ოკეანეების თანამედროვე განაწილების პირობებში შესაძლებელია ორი კლიმატური რეჟიმის არსებობა: 1. ყინულის მასივები, რომლებიც მოიცავს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს პოლარულ ზონას, განაპირობებს პოლუსსა და ეკვატორს შორის მნიშვნელოვან ტემპერატურულ კონტრასტს (ნახ. 23-ის T_0 მრუდი), და 2. პოლარული ზონა, რომელიც ყინულსაფარისაგან თავისუფალია, მერიდიანული მიმართულებით ტემპერატურის გრადიენტი ამ დროს მნიშვნელოვნადაა შემცირებული (ნახ. 23-ის T_1 მრუდი). მისი აზრით, ორივე კლიმატური რეჟიმი არამდგრადია, რადგან ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს ცირკულაციის მცირეოდენმა რყევამაც კი შეიძლება გამოიწვიოს არსებული ყინულსაფარის მთლიანად დნობა ან ყინულსაფარს მოკლებული პოლარული ოკეანის მთლიანად გაყინვა. ვინაიდან ერთი კლიმატური რეჟიმიდან მეორეზე გადასვლას ძირითადად მზის რადიაციის არასტაბილურობა განსაზღვრავს, ამიტომ ყველაზე მოსალოდნელია, რომ ეს უკანასკნელი გამოიწვევდა მეოთხეულ პერიოდში კლიმატის მრავალფეროვან ცვლილებას.

მ. ბუდიკოცს აზრით, ვულკანური მოქმედების აქტივობის დაქვეითების პერიოდში ტემპერატურის განაწილება შეესაბამებოდა (ყინულსაფარის გარეშე) შედარებით თბილ გამყინვარებათშორის ეპოქებს, ხოლო ვულკანური მოქმედების გაძლიერება (ატმოსფეროს ძლიერი გაჭუჭყიანება და რადიაციის შემცირება) თავდაპირველად გამოიწვევდა არქტიკის ზღვებში ყინულსაფარის გაჩენას, ხოლო შემდ-



ნახ. 23. ყინულსაფარის გავლენა ტემპერატურის განაწილებაზე

ვომ ხმელეთის ზედაპირზე განვითარდებოდა მეტ-ნაკლები სიძლიერის გამყინვარება.

მ. ბუდიკო კლიმატის ცვლილების სხვა მიზეზებსაც (მაგალითად, დედამიწის ორბიტის ცვლილება და სხვ.) გარკვეულ მნიშვნელობას ანიჭებს, მაგრამ დომინირებულ ფაქტორად მაინც გულკანური მოქმედებით მზის რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობის არასტაბილურობა მიანიშნავს.

როგორც დავინახეთ, დედამიწის კლიმატის ცვლილების ამხსნელ პიპოთეზათა სიმრავლე მიუთითებს აღნიშნული პრობლემების სირთულეზე; მაგრამ ერთი რამ ცხადია, სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქებში დედამიწის კლიმატის რადიკალური ცვლილება გამოწვეული უნდა ყოფილიყო როგორც დედამიწისეული, ისე კოსმოსური და ასტრონომიული ფაქტორების ერთობლივი ზემოქმედების შედეგად.

§ 5. კლიმატის ხალოვნური გარდაქმნის ზოგიერთი საკითხი

ადამიანის პრაქტიკული მოღვაწეობა მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული კლიმატურ პირობებთან, მის თავისებურებებთან, მას ხშირად უხდება არახელსაყრელი კლიმატური პირობების წინააღმდეგ ბრძოლა და, აქედან გამომდინარე, მასზე სხვადასხვა საშუალებით ზეგავლენა.

ადამიანთა საზოგადოება თავის მოღვაწეობის პროცესში დიდ გავლენას ახდენს კლიმატზე. დიდ სამრეწველო ქალაქებში წვისა და სხვა გზით წარმოშობილი ბოლი, ტყისა და ტორფის მასივების ხანძარი, მტერიანი ქარიშხალი, რომელიც არასწორად დამუშაებულ ნიადაგის ფენებს მთლიანად აშისვლებს, იწვევს მზის რადიაციის მნიშვნელოვნად შესუსტებას; ან კიდევ, ადამიანის უნებლიე ზემოქმედების შედეგია ის, რომ ტყეების უგვეგმო გაჩეხვა იწვევს მდინარეებისა და წყალსაცავების გაშრობას. ამ ტერიტორიის გაუდაბნობას და ა. შ. არახელსაყრელი კლიმატური პირობების ხელოვნური შეცვლა შეიძლება მოხდეს ტყის მასივებისა და ქარსაცავი ზოლების გაშენებით, ნიადაგის სითბური რეჟიმის შეცვლით, ხელოვნური მორწყვით, ქაობების ამოშრობით, ქალაქების მიკროკლიმატის მელოორაციით და სხვ. როგორც ჩანს, ადამიანისათვის ყველაზე მისაწვდომია მცირე მასშტაბის ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათის შეცვლა და მასთან დაკავშირებული მიწისპირა ჰაერის ფენების კლიმატური პირობების ცვლილება. ადგილობრივი კლიმატის ან მიკროკლიმატის ცვლილება ლოკალური ხასიათისაა და არსებით გავლენას ვერ ახდენს მაკროკლიმატზე; ამ უკანასკნელის ცვლილება, როგორც ცნო-

ბილია, მოითხოვს ისეთ კლიმატწარმოშობ ფაქტორებზე ზემოქმედებას, როგორცაა რადიაციის ელემენტები, ცირკულაციური პროცესები და დიდი ტერიტორიის ქვეფენილი ზედაპირი (კონტინენტები, ოკეანეები, ოროგრაფია, ოკეანური დინებები, ყინულოვანი საფარი და სხვ.). რაც უფრო დიდია ტერიტორია, მით უფრო რთულდება კლიმატის გარდაქმნის ამოცანა.

დიდი მასშტაბით კლიმატის ხელოვნური გარდაქმნის პრობლემას საერთაშორისო ხასიათი ენიჭება, რადგან დედამიწის ერთ რომელიმე ნაწილში კლიმატის გარკვეულმა ცვლილებამ შეიძლება გამოიწვიოს მის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატის ელემენტთა სრულიად განსხვავებული ცვლილება. უფრო მეტიც, კლიმატურ მახასიათებელთა ცვლილება, რომელიც ხელსაყრელია ზოგიერთი ბიოლოგიური და ზოოლოგიური მოვლენებისა და პროცესებისათვის, შეიძლება დამლუპველი შეიქნეს სხვებისათვის. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს სამხრეთ ამერიკაში პერუს სანაპირო, სადაც პერუს ცივი დინებაა გაბატონებული, მაგრამ პერიოდულად აქ ელ-ნინეს საწინააღმდეგო თბილი დინებებიც ვრცელდება ხოლმე. ჩვეულებრივ, პერუს სანაპიროზე ნალექები თითქმის არ მოდის და წყნარი ოკეანისაკენ ექსპოზირებული მთის ფერდობები მცენარეული საფარით ძალზე დარბია. უხვი ნალექები აქ მოდის მაშინ, როდესაც მთელს სანაპიროზე ვრცელდება ელ-ნინეს თბილი დინების წყლის მასები. ასეთ შემთხვევას ადგილი ჰქონდა 1925 წლის იანვარში. ხანგრძლივმა განუწყვეტელმა ნალექებმა გამოიწვია წყალდიდობა და დასახლებული ადგილების ნგრევა. წყლის ტემპერატურის მომატებამ თევზის საკვები პლანქტონების განადგურება გამოიწვია, რის შედეგადაც ისინი მასობრივად იხოცებოდნენ. აქ მოხინაღრე ფრინველები ქირბა მოიცვა და მათი უმეტესობა დაიხოცა, ხოლო მოსახლეობაში სხვადასხვა დაავადებათა ეპიდემიამ სიკვდილიანობის გარდა გამოიწვია.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ბუნებრივი პროცესის ნორმიდან მცირეოდენ გადახრასაც კი მნიშვნელოვანი არასასიამოვნო შედეგების გამოწვევა შეუძლია. მაგრამ, ჯერ კიდევ გაურკვეველია, თუ რას გამოიწვევდა კლიმატის შეცვლა პლანეტარული მასშტაბით მთლიანად ან მის რომელიმე ნაწილში. შეიძლება ისეც მოხდეს, რომ ერთ რაიონში ხელსაყრელი კლიმატური პირობების შექმნამ, მეორე მეზობელ რაიონში ან უფრო მოშორებით არახელსაყრელი პირობები გამოიწვიოს. აღნიშნული საკითხები მოითხოვს ღრმამეცნიერულ შესწავლას, რადგან ყოველგვარ მცირეოდენ შეცდომასაც კი შეუძლია გამოუსწორებელი შედეგები მოჰყვეს.

დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატის გარდაქმნის პროექტების უმეტესობა ძირითადად მიზნად ისახავს ხელოვნური გზით ტემპერატურების, ტენიანობისა და ნალექების მომატებით მუდმივ სიცივესა და სიმშრალესთან ბრძოლას. პროექტების დიდი ნაწილი ეხება ჩრდილოეთის პოლარულ რაიონებში ან დედამიწის სხვა ნაწილში კლიმატის გაუმჯობესების საკითხებს. მათ შორის თავისი მეცნიერული დონით გამოირჩევა მ. ბუდიკოს პროექტი, რომელიც ითვალისწინებს ჩრდილოეთის პოლარულ აუზში მუდმივი ყინულოვანი საფარის ხელოვნურად გადნობას. მას მიაჩნია, რომ ერთხელ გადნობილი ყინული შემდგომში აღარ აღსდგება, რადგან იგი რელიქტური ყინულია, რომელიც უკანასკნელი გამყინვარების პერიოდში დაგვიტოვა. მზის სითბოს დიდ ნაწილს, რომელიც ყინულის ზედაპირიდან აირეკლებოდა ან მის დნობაზე იხარჯებოდა, ხელოვნური გადნობის შემდეგ ზღვის წყალი შთანთქავდა და გამოიწვევდა მთელს პოლარულ აუზში კლიმატის ათბობას. ავტორი იძლევა აგრეთვე ყინულის ხელოვნური დნობისათვის საჭირო მისი ზედაპირის ალბედოს შემცირების საშუალებასაც. თუ განსაზღვრულ ფართობზე ალბედოს შემცირებით მივალწევთ ყინულის გადნობას, მაშინ დანარჩენ ფართობზე დნობა წარიმართება მზის სითბოს ხარჯზე, რომელიც შთანთქმება ყინულისაგან თავისუფალი ოკეანის მიერ.

არსებობს არქტიკის ხელოვნურად გათბობის სხვა პროექტიც, რომელიც გულისხმობს ბერინგის სრუტის კაშხალით გადაღობვას და შემდგომში კუროსიოს თბილი დინებით გამთბარი ბერინგის ზღვის წყლის გადაქაჩვას არქტიკის აუზში, ან პირიქით, ამ უკანასკნელიდან პირველში; ავტორის აზრით, არქტიკიდან ბერინგის ზღვაში წყლის გადმოქაჩვა გამოიწვევდა გოლფსტრიმის თბილი დინების გაძლიერებულ ცირკულაციას და არქტიკის აუზში ყინულის დნობას და ათბობას.

არქტიკის ყინულის მოსპობა და მთელს აუზში კლიმატის ათბობა დროთა განმავლობაში გამოიწვევდა გრენლანდიის ყინულის დნობას, რომელიც ოკეანეთა დონეს 6 მეტრით ასწევდა მაღლა და ბევრ არასასიამოვნო შედეგს მივიღებდით (ანტარქტიდის ყინულის დნობით მსოფლიო ოკეანის დონე 60 მ-ზე აიწვევა). ამასთან ეკვატორსა და პოლარულ აუზებს შორის ტემპერატურული კონტრასტი შემცირდებოდა იმდენად, რომ მაღალ განედებზე გამოიწვევდა ციკლონური პროცესების შესუსტებას და ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის მექანიზმის მთლიან ცვლილებას.

პლანეტარული მასშტაბით კლიმატური პირობების გარდაქმნა მომავლის საქმეა და მოითხოვს მის ყოველმხრივ ღრმა კომპლექსურ

შესწავლას, რათა გავითვალისწინოთ და თავიდან ავიცილოთ ის ზოგიერთი შეცდომა და უარყოფითი შედეგი, რომლებიც აღნიშნული პრობლემების განხორციელებას მოჰყვება და რომელთა გამოსწორებაც შემდგომში თითქმის შეუძლებელი გახდება.

გარდა მიკროკლიმატისა და პლანეტარულ კლიმატზე ზემოქმედებისა, მეცნიერები ეძებენ გზებსა და საშუალებებს ზეგავლენა მოახდინონ ცალკეულ უარყოფით პროცესებზე, რომელთაც ადგილი აქვთ დედამიწის სხვადასხვა ადგილას. ასეთს მიეკუთვნება ნოვოროსიისკის ზორა, რომელიც ძალზე დიდ ზიანს აყენებს სახალხო მეურნეობას. არსებობს მრავალი პროექტი აღნიშნული ქარის სიჩქარის შემცირების ან მისი მთლიანად შეწყვეტის. ლოკალური ხასიათის პროცესებზე ზემოქმედება, მათი გარდაქმნის თვალსაზრისით, არ გამოიწვევს მეზობელი რაიონების კლიმატური პირობების ცვლილებას.