

**საქართველოს ქარის
ენერგეტიკული ატლასი**

**ВЕТРОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ
АТЛАС ГРУЗИИ**

**WIND ENERGY
ATLAS OF GEORGIA**

უპკ

УДК 620.9 (479.22)

UDK

ს 323

საქართველოს ქარის ენერგეტიკული ატლასი
Ветроэнергетический Атлас Грузии
Wind Energy Atlas of Georgia

ISBN 99928-0-910-8

UDK 620.9 (479.22)

ატლასის თეორიული და აღწერილობითი ნაწილები წარმოდგენილია ქართულ (გვ. 1 – 62), რუსულ (გვ. 63 – 122) და ინგლისურ (გვ. 123 – 180) ენებზე ცალ-ცალკე ნაწილებად, ხოლო კადასტრის მანაცემები მოყვანილია ერთ ნაწილში (გვ. 184 – 285) სამივე გემოაღნიშნულ ენაზე.

Теоретическая и описательная части Атласа представлены отдельными разделами на грузинском (стр. 1 – 62), русском (стр. 63 – 122) и английском (стр. 123 – 180) языках, а кадастровые данные приведены в одном разделе (стр. 184 – 285) на трех языках.

Both the theoretical and the descriptive parts of the Atlas are presented like the separate sections in Georgian (p.p. 1 – 62), in Russian (p.p. 63 – 122) and in English (p.p. 123 – 180), while the cadastre data are presented in one and the same section in three languages (p.p. 184 – 285).

ISBN 99928-0-910-8

© ქარის ენერგეტიკის სამეცნიერო ცენტრი “ქარენერგო”

© Научный центр ветроэнергетики - Каренерго”

© Scientific Wind Energy Center - Karenergia”

მ.ს. გელოვანი, ე.ე. ერისთავი, ა.დ. ზედგინიძე, ი.გ. ზედგინიძე, ნ.გ. ლობჯანიძე,
ს.ე. როგაეა, მ.ე. რიშკოვი, ე.ე. სუხიშვილი, თ.შ. ტუხიშვილი, გ.ბ. წიკვაძე

საქართველოს ქარის ენერგეტიკული პოტენსი

აოთხი

რეგიონალური შეფასებები

რედაქცია: გ.მ.კ. ა.დ. ზედგინიძე
კონსულტანტი: დ.რი ლ.ს. ჯორიეიჩი

ს ა რ ჩ ე ვ ი

წინასიტყვაობა	5
შესავალი	7
თავი 1. ქარის ენერგეტიკული აგლასის დამუშავების თეორიული საფუძვლები	11
1.1. ძირითადი ცნებები	11
1.2. ზელაპირის სიმქისე	11
1.3. ქარის დანრდილეა დაბრკოლებებით	16
1.4. ადგილის რელიეფის გაელენა ქარის სინქარებზე	17
1.5. ქარის მოლეღირების ფიზიკური საფუძვლები	23
ქარის მსგაესების კანონები აგმოსფეროს მოსაზლერე ფენაში	23
გეოსტროფიული ხაზენის კანონი და გეოსტროფიული ქარი	24
1.6. მდგრადობის მოლეღი	25
1.7. ზელაპირის სიმქისის მოლეღი	28
1.8. დანრდილეის მოლეღი	29
1.9. ოროგრაფიული მოლეღი	31
1.10. სტატისტიკური მოლეღირების საფუძვლები	34
ძირითადი ცნებები	34
ეეიბულის განაწილება	36
1.11. მონაცემების დამუშაება	39
1.12. ქარის აგლასის პრაქტიკული გამოყენება	41
1.13. მონაცემებისა და მოლეღების ცლომილებები	42
თავი 2. ქარის რეეიმი საქართველოს გერიგორიბზე	44
2.1. საქართველოს ოროგრაფიული წყობა და აგმოსფერული ცირკულაცია	44
2.2. ქარის მიმართულების და სინქარის სეზონური სელა	46
ქარის მიმართულებები	46
კოლხეთის დაბლობი	46
შიდა ქართლი	46
ქვემო ქართლის ველი	46
ჯაეახეთის მთიანეთი	46
ქარის საშუალო სინქარეები	46
ქარის სინქარის ხაღლეღამისო სელა	47
ქარის სინქარის წლიური სელა	47
ქარის სინქარის საეკუენიობრივი სელა	52

თავი 3. საწყისი მონაცემები	55
3.1. საქართველოს მეტეოსადგურების ქსელი	55
3.2. მეტეომონაცემები	55
3.3. გეობოტანიკური მონაცემები	58
3.4. მეტეოსადგურების და მაღლივი მეტეოანტიციკლების ჩამონათვალი	58
თავი 4. კლასიფიკაციის მონაცემები	61
გამოყენებული ლიტერატურა	181
მეტეოროლოგიური სადგურები და მაღლივი მეტეოანტიციკლები	183

წინასიტყვაობა

აგლასში მოყვანილია ქარის ენერგეტიკული პოტენციალის (ქეპ) რეგიონალური შეფასებები ქარის ნაკადის კუთრი სიმძლავრის (ჯგ/მ²) კრიტერიუმის მისხლეით. გამოკვლევები მოიცავს საქართველოს მთელ გერიტორიას.

აგლასში მოყვანილი მასალა შეიცავს ყველა იმ მონაცემს, რომლებიც საჭიროა ქარის ელექტროსადგურების (ქეს) განლაგებისათვის, მოედნების ამორჩევისა და გექნიკურ-ეკონომიკური მანქანებლების შეფასებისათვის.

აგლასში გამოყენებულია მეტეოსადგურების მრავალწლიური მონაცემები და ქარის სიქარესა და შიშართულებაზე შედარებით ხანმოკლე (2 – 5 წელი) დაკვირვებების რიგები, რომლებიც მიღებულია მაღლივ მეტეოანსპიხებზე (მშა). რვა ასეთი ანჰა დამონტაჟებულია ყველზე პერსპექტიულ ადგილებში.

აგლასი დამუშავებულია თანამედროვე მეთოდიკის გამოყენებით. ეს მეთოდიკა შექმნილია დანიის ეროვნული ლაბორატორიის Risø-ს მიერ და გამოყენებული იყო ეროპის და რუსეთის ქარის აგლასების დამუშავების დროს. მეთოდიკა რეალიზებულია WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Programme) პროგრამის სახით. ამ პროგრამის 8.1 ვერსია გამოყენებულია წინამდებარე აგლასის დასამუშავებლად.

მეთოდიკა უზრუნველყოფს სარწმუნო შედეგებს ღია ვაკე ადგილებზე. რთული რელიეფის შემთხვევაში მეთოდიკა საშუალებას გვაძლევს გამოვაელინოთ პერსპექტიული ადგილები, თუმცა ქეპ-ის ზუსტი შეფასებისათვის ამ ადგილებზე საჭიროა მიკრომასშტაბური გამოკვლევების ჩატარება.

საქართველოს ქარის ენერგეტიკული აგლასი დამუშავებულია ქარის ენერგეტიკის სამეცნიერო ცენტრის “ქარენერგოს” მიერ საერთაშორისო სამეცნიერო-გექნიკური ცენტრის სსტკ-ს (ISTC) G-539 პროექტის ფარგლებში, იაპონიის მთავრობის ფინანსური მხარდაჭერით.

ავტორები მადლობას უხდიან სსტკ-ს აღმასრულებელ დირექტორს ბატონ მიქაელ კრუნინგს და, მისი სახით, სსტკ-ს თანამშრომლებს.

გულწრფელ მადლობას ავტორები უხდიან სსტკ-ს G-539 პროექტის კურატორებს ბატონ ლეონ პოროიენს და ქალბატონ ნაგალია სოლოდუხინას, რომელთა კეთილგანწყობამ და ყოველმხრივმა მხარდაჭერამ მნიშვნელოვანწილად განაპირობა პროექტის წარმატებული შესრულება.

ჩვენ ყოველთვის ვსარგებლობდით ქალბატონ ირინა ხომერაიკის და ბატონ ზერაბ სიყამაიას (სსტკ-ს საქართველოს განყოფილება) დახმარებითა და მხარდაჭერით ყველა პრობლემის ოპერატიულად გადაჭრისას.

მნიშვნელოვანი წვლილი რჩევებისა და კონსულტაციების სახით შეიტანეს პროექტის კოლაბორატორებმა. ბატონებმა უაჰან გვეორკიანმა (NREL), კლაუს-დიტერ ლიტცმანმა (ENWERTEC), ოლე ბეკმა (NEG Micon), შიშიჰირო ჰამანომ (PFI JAPAN) და მაკუშია პიკარუმ (AIST).

ჩვენ მადლობას ეუხდით ქალბატონ რიკკე ანნე ნილსენს (Risø), რომელმაც ევროპის ატლასიდან გარკვეული მასალების გადაბეჭდვის ნება დაგვართო, და ბატონ ოლე ფლიბიერგს (Risø) მათი ყურადღებისათვის ჩვენს სამუშაოს მიმართ.

ჩვენს კოლეგებისა, ბატონებთან რევაზ არეულაძესთან (საქართველოს პარლამენტი), დემი ლაოშვილთან (ტექნიკური უნივერსიტეტი), ალექსი შირიანაშვილთან (შეცნიერებისა და ტექნოლოგიების დეპარტამენტი), ბაკურ ბერიტაშვილთან (ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი), გიორგი კორძაბიასთან (ჰიდრომეტეოროლოგიის დეპარტამენტი), გრიგოლ ლაშრიევთან (UNFCCC-ს საქართველოს სააგენტო), სიმონ ბარამიძესთან, ბაადურ ჩხაიძესთან (ენერგოგენერაცია), ალექსანდრე ფირცხალაიშვილთან, ელიზბარ ერისთავთან (სემეკი), ოთარ გოგიჩაიშვილთან (აჭარის ენერგოკომპანია), ანზორ ჭითანაეასთან (ჰიდროენერგოპროექტი), ქალბატონ მანანა დადიანთან, ბატონ გიორგი აბულაშვილთან (ენერგოეფექტურობის ცენტრი), ქალბატონ ელენე ჩომახიძესა და ბატონ გურამ ქუთელიასთან (ENECO) ცალკეული საკითხების განხილვისას და მათზე დისკუსიების შედეგად ბევრი შეცდომა იქნა თავიდან აცილებული, რამაც გაამდიდრა ატლასის შინაარსი.

მესაველი

საქართველოს ქარის ენერგეტიკული ატლასის შექმნა მიზნად ისახავს საქართველოში არსებული ქარის ენერგეტიკული რესურსების და ქვეყნის ტერიტორიაზე მათი განაწილების შეფასებას.

ეს ნაშრომი თანამედროვე დონეზე განაგრძობს კვლევებს, რომლებიც XX საუკუნის 50-იანი წლებიდან გარდაცვლილი საქართველოში. 1959 წელს გამოქვეყნდა ნაშრომი [1], სადაც განზოგადებული იყო ცალკეული გამოკვლევების შედეგები და მოყვანილი იყო საქართველოს ტერიტორიაზე ქარის ენერგორესურსების თეორიული შეფასება. ამ შეფასებისათვის გამოყენებული იყო "საშუალოკილომეტრული სიმძლავრის" მეთოდი, რომელიც განსაზღვრავს საშუალო წლიურ სიმძლავრეს, მიღებულს 1 კმ² ფართობიდან, როგორც ქარის საშუალო სიჩქარის ფუნქციას. ქარის მუშა სიჩქარეების გასაანგარიშებლად გამოყენებული იყო ჰომორციევის ცნობილი ცხრილი [2], სადაც მოყვანილია ქარის სიჩქარეების საანგარიშო განაწილებები სსრკ-ს ევროპული ეკე ნაწილისათვის. ამ ცხრილების გამოყენებამ საქართველოს მთიანი რელიეფის პირობებში განაპირობა შედეგების საორიენტაციო ხასიათი. ამავე წელს გამოქვეყნდა ე. ვ. სუხიშვილის ნაშრომი [3], სადაც იგივე მეთოდი იყო გამოყენებული. ნაშრომ [4]-ში საკმაოდ ღვაწლურად იყო შესწავლილი ქარის ენერგორესურსები საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო რაიონებში.

1968 წელს გამოქვეყნდა სსრკ-ს კლიმატური ცნობარი [5], სადაც დაწერილებით და დიდი სისრულით იყო წარმოდგენილი ქარის რეჟიმის სტრუქტურული ელემენტები საქართველოს მეტეოსადგურების უმეტესი ნაწილისათვის. ნაშრომ [6]-ში მოცემულია საქართველოს ტერიტორიაზე ქარის რეჟიმის დაწერილებითი ანალიზი და ქარის ენერგორესურსების შეფასება "საშუალოკილომეტრული ენერჯის გამოუმუშავების" (ეგესტ/კმ²) კრიტერიუმის მიხედვით. 1987 წელს გამოქვეყნდა ფუნდამენტური ნაშრომი "საქართველოს განახლებადი ენერგორესურსები" [7], სადაც თანამედროვე სტატისტიკური მეთოდების გამოყენებით შეფასებული იყო ქარის ენერგორესურსები ქარის სხვადასხვა სიჩქარეების ხანგრძლივობის კრიტერიუმით.

წინამდებარე ატლასი წარმოადგენს ჩამოთვლილი ნაშრომების ლოგიკურ გაგრძელებას და დაფუძნებულია თანამედროვე მიდგომებზე როგორც გამოკვლევების მეთოდებში, ასევე კრიტერიუმებში.

ატლასის კლიმატოლოგიურ ბაზად აღებულია საქართველოს 165 მეტეოსადგურზე (მს) მიღებული მრავალწლიური დაკვირვებების რიგები და ატლასის დამუშავების პროცესში დამონტაჟებულ მაღალი მეტეოანემებზე (მზა) მიღებული შედარებით მოკლევადიანი (2 – 5 წ.) დაკვირვებების რიგები. ეს ანემები დამონტაჟდა 8 პერსპექტიულ მოედანზე. ქარის ენერგეტიკული პოტენციალის შეფასების სიმზუსტისა და უკუუარობის ასამაღლებლად საწყისი მეტეომონაცემების შერჩევისა და დამუშავების დროს ავტორები ითვალისწინებდნენ რიც მისაზრებას:

- ატლასში ძირითადად გამოყენებულია იმ მს მონაცემები, რომელთა დაკვირვებების რიგების ხანგრძლივობა არანაკლები 20 წელიწადია. გამონაკლისის სახით, იმ შემთხვევაში, როდესაც მს-ს განლაგების ადგილი დიდ ინტერესს წარმოადგენს, გამოყენებულია უფრო ხანმოკლე რიგებიც.
- ატლასში არ გამოიყენება 1980 წლის შემდგომ პერიოდში მიღებული მონაცემები იმასთან დაკავშირებით, რომ 1985 წლიდან დაწყებული ბევრი მს დაისურა, მოქმედ მს-ბზე კი დაკვირვებების მოცულობა მკვეთრად შემცირდა და გაუარესდა ხარისხი.
- იმ მეტეოსადგურების განლაგება, რომელთა მონაცემებიც გამოყენებულა ატლასში, მეტაკლუბად თანაბრად მოიცავს საქართველოს ტერიტორიას.

- მს-ის მრავალწლიური მონაცემების [5], მშა-ზე მიღებული მონაცემების წინასწარი ანალიზისა და [3, 4, 7] ნაშრომების მონაცემების საფუძველზე აგლასში არ განიხილება საქართველოს ის რაიონები, რომლებიც ხასიათდება ქარის დაბალი სიჩქარეებით. ქარის ენერგეტიკის თეალსაზრისით ასეთი რაიონები უკერსაქციეთა.
- მთიანი რელიეფის პირობებში ქარის ენერჯის პოტენციალის საანგარიშო შეფასება შეიძლება ჩაითვალოს საიმედოდ მხოლოდ გამოძევის წერტილის ახლომდებარე შემოგარენისათვის. ამ შეფასებების საიმედოობის ასამაღლებლად ყველაზე საინტერესო (აგლასის მიზნების თეალსაზრისით) ადგილებზე დამონტაჟდა ამერიკული ფირმა NRG-ს მაღლივი მეტეოანები. ქარის სიჩქარე იზომებოდა 10 მ და 40 მ სიმაღლეზე, მიმართულება კი – 40 მ სიმაღლეზე. 10 მ სიმაღლეზე სიჩქარის გაზომვა საშუალებას იძლევა შედარდეს მიღებული მონაცემები მს-ზე მიღებულ მონაცემებთან, სადაც გაზომვები გარდებოდა სტანდარტულ, 10 მ სიმაღლეზე. ქარის სიჩქარეების ორ დონეზე გაზომვა საშუალებას იძლევა ჩატარდეს ვერტიკალური პროფილების ექსპერიმენტული გამოკვლევები და შედეგები განზოგადდეს სხვადასხვა ოროგრაფიული პირობებისათვის. ეს გარემოება, რასაკვირველია, უფრო საიმედოს ხდის მიღებულ შეფასებებს.

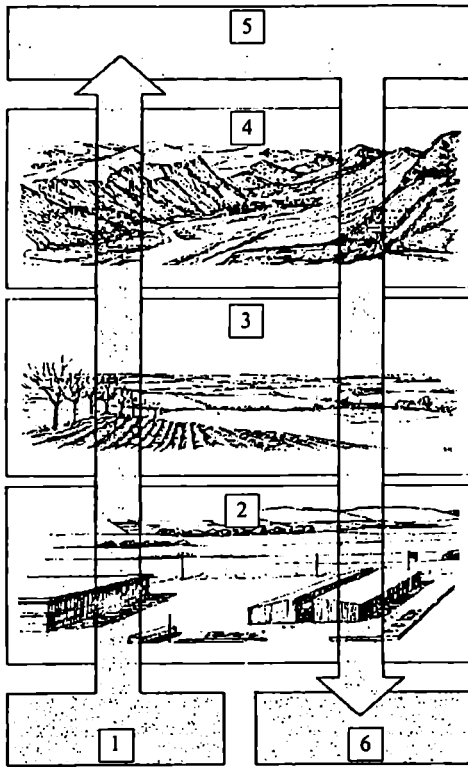
მეტეოროლოგიურ ვითარებას ახასიათებს ერთგვაროვნება დიდ (ასეული კვადრატული კილომეტრი) ფართობებზე და სწრაფი მიკრომასშტაბური ცვალებადობა ადგილობრივი რელიეფის, ქვეფენილი ზედაპირისა და დაბრკოლებების თაეისებურებების ზეგავლენის გამო. ყველა მს-სთვის და მშა-სთვის მოცემულია მათი ზუსტი კოორდინატების განსაზღვრა, შედგენილია ქვეფენილი ზედაპირის სიმქისის, დაბრკოლებებისა და რელიეფის დეტალური აღწერილობა გეოგრაფიული რუკებისა (მასშტაბი 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000) და სადგურების პასპორტების გამოყენებით და ადგილმდებარეობის ეიმუალური გამოკვლევების საშუალებით.

აგლასი აგებულია დანიის ეროვნული ლაბორატორიის Ris-ის მიერ დამუშაებული მეთოდიკის მიხედვით. ამ მეთოდიკის საფუძველზე დამუშაებულია ევროპის [8, 9] და რუსეთის [10] ქარის აგლასები. მეთოდიკა აგებულია აგმოსფეროს მიწისპირა შრეში ქარის ადგილობრივი და რეგიონალური რეჟიმის კომპიუტერულ მოდელირებაზე. მოდელის შესასვლელ პარამეტრებად გამოიყენება მს-სა და მშა-ზე დაკვირვებების მონაცემები, ქვეფენილი ზედაპირის სიმქისის და დაბრკოლებების მახასიათებლები და შემოგარენის რელიეფი. სურათზე 1.1 ნაჩვენებია მოდელირების მეთოდიკის სქემა [8, 9].

ეს სქემა, არსებითად, შეიცავს ორ ამოცანას. სურათის მარცხენა ნაწილი წარმოადგენს გამოძევის წერტილში ქარის რეჟიმის ანალიზის ამოცანას. შესასვლელ მონაცემებს აქ წარმოადგენენ გარკვეული წესებით ფორმირებული ქარის რეჟიმის გამოძევის მონაცემები 1, დამრდელივი დაბრკოლებების 2 ფორმალბიზებული აღწერილობები, ქვეფენილი ზედაპირის 3 მახასიათებლები და 5 – 10 კმ რადიუსში რელიეფის აღწერილობა. მოდელირების შედეგად მიიღება ქარის რეგიონალური რეჟიმის საანგარიშო პარამეტრები. სურათის მარჯვენა ნაწილში ნაჩვენებია ქარის რეჟიმის სინთეზის ამოცანა ექვს ნებისმიერად შერჩეულ ადგილზე, რომელიც ხასიათდება განსხვავებული რელიეფით, ქვეფენილი ზედაპირის და დაბრკოლებების შესაბამისი მახასიათებლებით.

ეს მეთოდიკა რეალიზებულია გამოყენებით პროგრამა WAsP-ში.

აგლასში გამოიყენებულია იმ 43 მს-ის მრავალწლიური მონაცემები (რომლებიც მეტ-საკლბად აკმაყოფილებენ შემოწამოთელილ მითხოვნებს) და 8 მშა-ზე გაზომვების შედეგად მიღებული მონაცემები.



სურ. 1.1. ქარის რეჟიმის მოდელირების მეთოდის სქემა.

ქარის ენერგეტიკული პოტენციალი ხასიათდება ქარის ნაკადის კუთრი სიმძლავრის (ვგ/მ²) სიდიდით. ასეთი შეფასება არის უნივერსალური და საყოველთაოდ აღიარებული.

საქართველოს ქარის ენერგეტიკული აგლასი შედგება ოთხი თავისგან, რომლებიც დაყოფილია პარაგრაფებად.

თავი I, ქარის ენერგეტიკული აგლასის დამუშავების თეორიული საფუძვლები. ამ თავში მოყვანილია ქარის ნაკადის მოდელირების მეთოდიკა რელიეფის, დამწრდილველი დაბრკოლებებისა და ქვეფენილი ზედაპირის სიმქისის გავლენის გათვალისწინებით. მოცემულია, აგრეთვე, ქარის პოტენციალის მოდელირების თეორიული საფუძვლები აეროლინამიკის კანონებისა და მათემატიკური სტატიისტიკის აპარატის გამოყენებით.

ქარის რეჟიმის და ენერგეტიკული პოტენციალის მოდელირების შესაქმნელად გამოყენებულია მათემატიკური მოდელირება. ეს საკითხები დაწერილებით და დიდი სისრულითაა მოყვანილი ევროპის ქარის აგლასში, რომლის ავტორების თავაჯთასი თანხმობით საქართველოს აგლასის ეს თავი წარმოადგენს შესაბამისი თავების ციტირებას. გექსტში ეს მასალა გამოყოფილია განსხვავებული შრიფტით.

თავი II. ქარის რეჟიმი საქართველოს გეოგორიაზე. ამ თავში ზოგადად აღწერილია ქარის რეჟიმის ფორმირება საქართველოსათვის დამახასიათებელი რიული რელიეფის პირობებში.

ჩატარებულია ქარის რეჟიმის ანალიზი საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე და ცალკეული გეომორფოლოგიური სტრუქტურების ფარგლებში.

თავი III. საწყისი მონაცემები. მეტეომონაცემების გამოსადგობის შესაბამისად მოყვანილია საქართველოს მეტეოსამსახურის განვითარების და თანამედროვე მდგომარეობის მოკლე ისტორიული მიმოხილვა. გაანალიზებულია მონაცემების მიღების, სისტემატიზაციისა და დამუშავების მეთოდები. გაანალიზებულია, აგრეთვე, საქართველოს რვა სხვადასხვა ადგილზე დამონტაჟებულ მშა-ზე მიღებული მონაცემები.

ქარის რეჟიმის ზოგადი ანალიზის საფუძველზე შერჩეულია ის 43 მეტეოსადგური, რომელთა მონაცემები გამოყენებულია აგლასში. ამ მეტეოსადგურებისა და მალღვი მეტეოანტიპების ჩამონათვალში მოყვანილია, აგრეთვე, მონაცემები მათ ადგილმდებარეობაზე, ლიადობაზე, დაკვირვების პერიოდსა და ქარის საშუალო სიჩქარეზე.

თავი IV. საკადასტრო მონაცემები. ამ თავში მოყვანილია გაანგარიშების შედეგები ქარის ენერგეტიკული პოტენციალის (ქეპ) რეგიონალური შეფასებების სახით. ქეპ-ს გაანგარიშება დაფუძნებულია საწყისი მონაცემებზე, რომლებიც შეიცავენ ქარის რეჟიმის ყველა საჭირო სტრუქტურულ ელემენტს თითოეული მს-ისა და მშა-თვის. გაანგარიშება ჩატარებულია დანიის ეროვნული ლაბორატორიის Risθ-ს მიერ დამუშავებული პროგრამა WASP-ს (ვერსია 8.1) საშუალებით. რელიეფის, დამჩრდილველი დაბრკოლებებისა და ქვეყნილი ზედაპირის სიმქისის გავლენის გათვალისწინების მიზნით გამოყენებულია ციფრულ ფორმატში

თავი 1. ქარის ენერგეტიკული ატლასის დამუშავების თეორიული საფუძვლები

1.1. ძირითადი ცნებები

ქარის ენერჯის პოტენციალის განსაზღვრა პრაქტიკაში სორციულდება რამდენიმე სახით: "რევიონალურ შეფასებად" წოდებულ დიდი ტერიტორიებისათვის დამახასიათებელ ქარის საშუალო სიმძლავრის შეფასებიდან, "შხარქათან მიმბად" (siting) წოდებულ, მოცემულ ადგილზე ქარის ტურბინის მიერ ენერჯის საშუალო წლიური გამომუშავების პროგნოზამდე. ორივე შემთხვევაში გამოიყენება ტოპოგრაფიის ანალიზზე, ქვედაფენის ზედაპირის თვისებებსა და ქარის რევიონალურ კლიმატზე დაფუძნებული მეთოდები. შევნიშნათ, რომ ადგილზე მიბმის შემთხვევაში საჭიროა უფრო დაწვრილებითი ინფორმაცია, ვიდრე რევიონალური შეფასებისას.

ქარის აქტიურობაზე ზედაპირის ტოპოგრაფიის გავლენის ძირითადი ფაქტორებია დაჩრდილვა, სიმქისე და ოროგრაფია, რომელთა განსაზღვრა და გათვალისწინება ხდება ქარის ველების მოდელირებისას.

დამჩრდილველ წინალობებს განეკუთვნება სხვადასხვა შენობები, ნაგებობები და ა.შ. ქარზე მათი გავლენის ზონის ვერტიკალური მანძილები ფრცვლდება სიმაღლეზე, რომელიც დაახლოებით სამჯერ აღემატება დაბრკოლების სიმაღლეს, ხოლო ჰორიზონტალური – მანძილზე, რომელიც დაბრკოლების სიმაღლეს 30 – 40-ჯერ აღემატება.

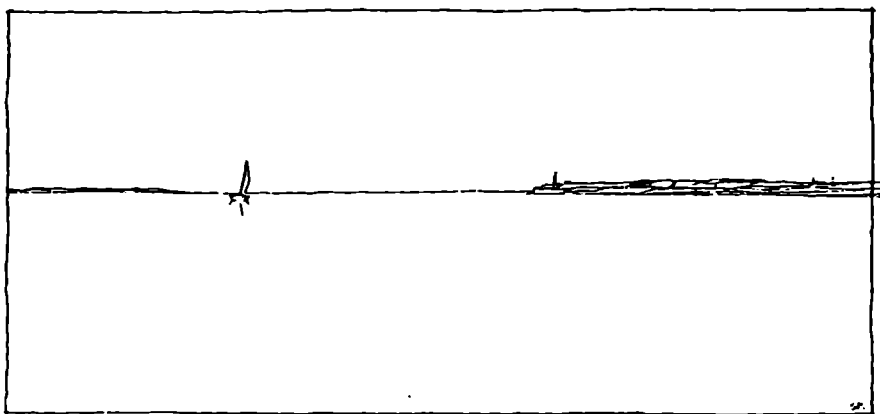
ისეთი ოროგრაფიული ელემენტები, როგორცაა ბორცვები, კლდეები, ციკაბო ნაყარი და მთების თხემები, ახდენენ დამატებით გავლენას ქარზე. ამ ელემენტების წვერობზე ქარი აჩქარებულია, ხოლო მათ ძირებსა და ღია ხეობებში შენელებულია.

1.2. ზედაპირის სიმქისე

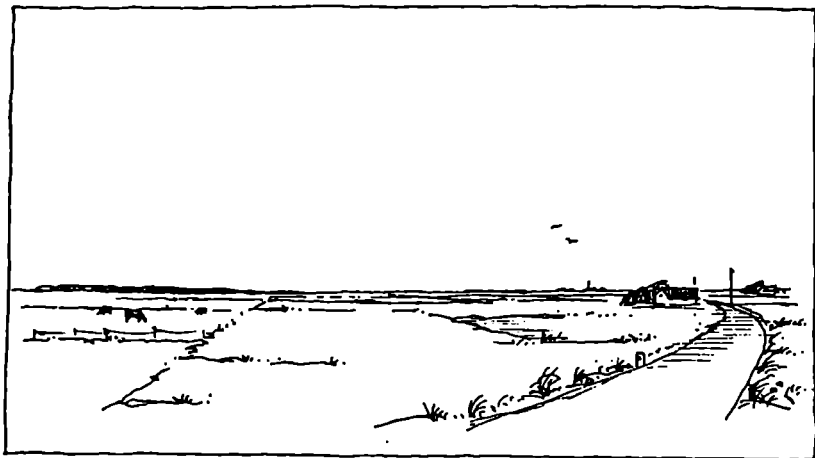
ზედაპირის განსაზღვრული უზნის სიმქისე განისაზღვრება სიმქისის (უსწორმასწორობის) ელემენტების ზომითა და განლაგებით. ხმელეთის ზედაპირისათვის სიმქისის უმთავრეს ელემენტებად ზოგადად ითვლება მცენარეულობა, მხარის განაშენიანება და ნიადაგის ტიპი.

მოცემულ ატლასში ზედაპირის სხვადასხვა ფორმები განეკუთვნება ოთხ ტიპს, რომელთაგან თითოეული ხასიათდება სიმქისის პარამეტრით $z_p > 0$. სიმქისის ოთხივე კლასის აღწერა და შედი მოცემულია ნახ. 1.1 – 1.4-ზე.

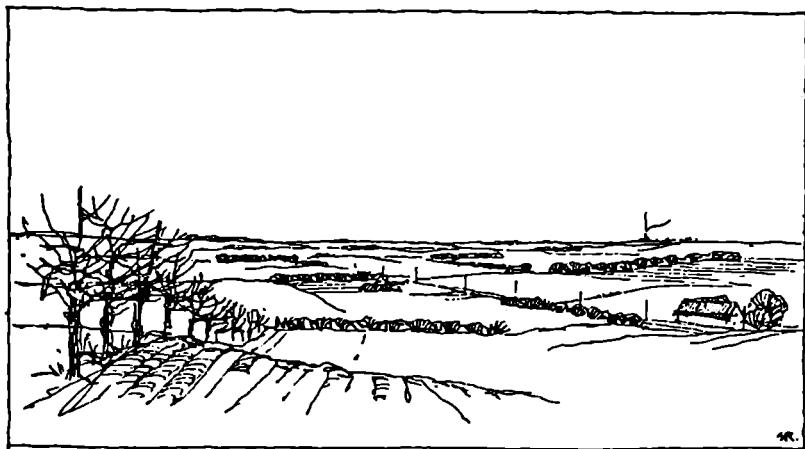
1.1 – 1.4-ზე.



ნახ. 1.1. მაგალითი ადგილისა, რომელიც შეესაბამება სიმქისის ნულოვან კლასს: წყლის სივრცე ($z_p = 0.0002$ მ). ეს კლასი აღწერს ზღვებისა და დიდი ტბების ზედაპირებს.



ნახ. 1.2. მაგალითი ადვილისა, რომელიც შეესაბამება სიმქისის კლასს 1 ($z_0 = 0.03$ მ): ბრტყელი (შესაძლოა, მცირე ბორცვიანი) და ღია სივრცეები ქარისათვის იშვიათი დაბრკოლებით ფერმების, ხეებისა და ბუჩქნარების სახით.



ნახ. 1.3. მაგალითი ადვილისა, რომელიც შეესაბამება სიმქისის კლასს 2 ($z_0 = 0.10$ მ): სასოფლო-სამეურნეო საეარგულები დამცავი ზოლებითა და ნაგებობებით, რომელთა შორის საშუალო მანძილი არანაკლებ 1000 მეტრია. ზედაპირი ბრტყელი ან მსუბუქად ბორცვიანია, მასზე მრავალი ნაგებობითა და ნარგავებით, რომელთა შორის ვრცელი ღია სივრცეებია.



ნახ. 1.4. მაგალითი ადგილისა, რომელიც შეესაბამება სიმქისის კლასს 3 ($z_0 = 0.40$ მ): ქალაქისა და სოფლის რაიონები, ტყეები და სასოფლო-სამეურნეო საფარგულები მრავალი დამცავი ზოლით მათ შორის ასეული მეტრის რიგის საშუალო მანძილით.

რეგიონალური კლიმატოლოგიის გათვლის დროს ადგილების ციფრული რუკები და მოდელები გამოიყენება თითოეული სადგურისათვის ქარის სიჩქარეებისა და მიმართულებების პირველადი მონაცემების გარდასაქმნელად ისეთ მონაცემებად, რომლებიც შეიძლება მიღებული ყოფილიყო ამ ადგილზე შემდეგი პირობებით:

- შემოგარენი წარმოადგენს ბრტყელ და ერთგვაროვან ადგილს;
- ახლო-მასლო არ არის არავითარი დამრდილეული ობიექტი;
- გაზომვები ჩატარებულია 10, 30, 50, 100 და 200 მეტრის სიმაღლეზე.

როდესაც გვაქვს სიმქისის ოთხი კლასი და ხუთი სტანდარტული სიმაღლე, 43 მეტროსადგურიდან და 8 მეტეოანძიდან თითოეულისათვის მონაცემთა რიგები გარდაიქმნება მონაცემთა ოც ჯგუფად. ეს მონაცემები წარმოდგენას იძლევა ქარის რეგიონალურ რეჟიმზე, რადგანაც გარდაქმნის პროცესში ისინი განთავისუფლებული იყო ადგილობრივი თავისებურებების გავლენისგან.

უბრალო ემპირიული თანაფარდობა სიმქისის ელემენტებსა და სიმქისის პარამეტრს შორის მოცემულია ნაშრომში [11]. სიმქისის ელემენტი ხასიათდება სიმაღლით h და განიცვეთით S . ფართობზე მეტ-ნაკლებად თანაბრად განაწილებული სიმქისის ელემენტებისათვის შემოდის დამატებითი პარამეტრი – ფართობი A_{II} , განპირობებული ერთ ელემენტზე. მაშინ z_0 გამოისახება შემდეგი თანაფარდობით:

$$z_0 = 0.5 \frac{h \cdot S}{A_{II}} \tag{1.1}$$

ეს თანაფარდობა მართებულია, როდესაც $A_{II} \gg S$. თუ ეს პარამეტრები შესადარი სიდიდეებია, თანაფარდობა (2.1) იძლევა z_0 მომატებულ სიდიდეს იმის შედეგად, რომ ჰაერის ნაკადი თითქოს იწევა ზევით ახლომდებარე სიმქისის ელემენტების მიმართ.

მოცემული თანაფარდობა ეფუძნება იმ დაშვებას, რომ სიმქისის ელემენტების შელწვევა ახლოსა ნულთან, რაც მართებულია მთლიანი და მყარი ელემენტებისათვის. გამჭოლი ელემენტებისათვის ზედაპირის სიმქისე z_0 გამოისახლებაში (1.1) საჭიროა შევიცირდეს შელწვევადობის კოეფიციენტის პროპორციულად.

თანაფარდობა (1.1) შეიძლება გამოვიყენოთ სიმქისის პარამეტრის გამოსათვლელად შხარისთვის დიდი რაოდენობის სახლებით (მაგ. პროვინციული ქალაქი). როდესაც $h = 5$ მ, $S = 100$ მ და $A_{II} = 1000$ მ², სიმქისე შეფასდება შემდეგნაირად:

$$z_0 = 0.5 \cdot 5 \cdot 100 / 1000 = 0.25 \text{ მ}$$

როდესაც S მიახლოებით ტოლია $h \cdot L$; A ტოლია $h \cdot L$, სადაც L – ქარის ღობურის სიგრძე, ხოლო $h \cdot L$ – სარტყელს შორის მანძილი, ემპირიული თანაფარდობა (1.1) გრძელი შეულწევადი ქარის ღობურებისათვის (დარღვივის სარტყლები) ღებულობს სახეს:

$$z_0 = 0.5 \cdot h^2 / l \tag{1.2}$$

10 მ რიგის ტიპური სიმაღლეებისათვის z_0 სიმქისის დამოკიდებულება l სარტყელს შორის მანძილისგან მოყვანილია ქვემოთ:

l [მ]	1000	500	200
z_0 [მ]	0.05	0.1	0.25

სიმქისის პარამეტრს, ზედაპირის მახასიათებლებსა და სიმქისის კლასს შორის თანაფარდობა მოცემულია ნახ. 1.5-ზე. მცენარეულობით დაფარული ზედაპირის სიმქისის პარამეტრი შეიძლება იცვლებოდეს ქარის სიჩქარის გამო ღეროების დახრის ან ფოთლების არსებობის ხარჯზე. წყლის ზედაპირებისთვისაც სახეზეა ანალოგიური ეფექტი ტალღების სიმაღლის და ფორმის ქარის სიჩქარეზე დამოკიდებულების ხარჯზე. ეს დამოკიდებულება გამოყვანილია [12, 13]-ში განზომილების მოსაზრებებიდან გამომდინარე, სიბლანტის და წყლის ზედაპირული დაჭიმულობის ეფექტების უგულვებელყოფით:

$$z_0 = b \cdot u_*^2 / g, \tag{1.3}$$

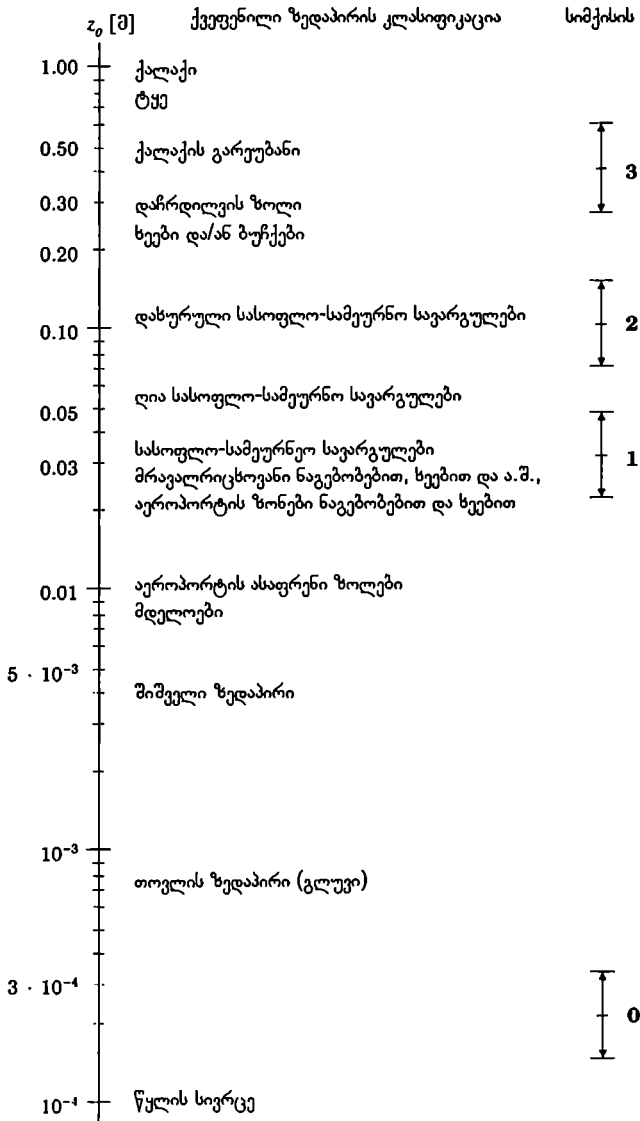
სადაც $b = 0.014$ – ემპირიული კონსტანტა,

g – თავისუფალი ვარდნის აჩქარება,

u_* – დინამიკური სიჩქარე (იხილე 1.10).

წყლის ზედაპირების სიმქისის აღწერისათვის ატლასში ძირითადად გამოყენებულია ფიქსირებული მნიშვნელობა $z_0 = 0.0002$ მ, რომელიც ქარის სიჩქარის ზომიერი და დიდი მნიშვნელობის შემთხვევაში ახლოსაა z_0 მნიშვნელობასთან (1.3) თანაფარდობიდან.

საერთოდ, სიმქისის პარამეტრი განიხილება როგორც სეზონური პარამეტრი, რომლის დამოკიდებულება ფოთლების, მცენარეულობის, თოვლის საფარის და სხვ. არსებობაზე გათვალისწინებული უნდა იყოს ქარის ენერგომოწყობილობის (ქემ) გამომუშავების პარამეტრების განსაზღვრის დროს.



ნახ. 1.5. სიმქისის პარამეტრის, ზედაპირის სახეობისა და სიმქისის კლასის თანაფარდობა. სიმქისის კლასები აღნიშნულია ვერტიკალური მონაკვეთებით. ცენტრალური წერტილები – საყრდენი მნიშვნელობებია, ხოლო მონაკვეთების სიგრძე უჩვენებს ცდომილების ტიპურ ინტერვალს სიმქისის შეფასებისას.

1.3. ქარის დაჩრდილვა დაბრკოლებებით

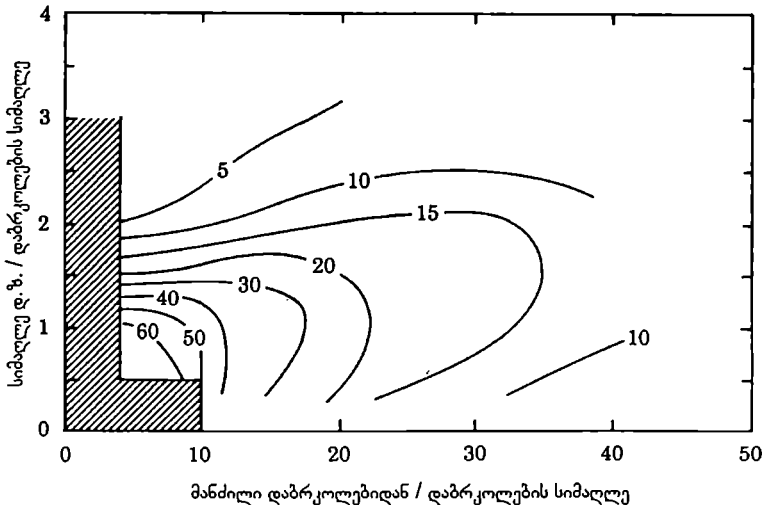
დაბრკოლებებს, რომლებიც ჩრდილვენ ქარს, განეკუთვნება ცალკეული შენობები, ნაგებობები, ხეები და სხვ.. ისინი ადგილზე (მოცემულ წერტილში) იწვევს ქარის სიჩქარის შემცირებას, რაც დამოკიდებულია:

- მანძილზე დაჩრდილველი დაბრკოლებიდან განსახილველ ადგილამდე (x);
- დაჩრდილველი დაბრკოლების სიმაღლეზე (h);
- ზედაპირიდან განსახილველი წერტილის სიმაღლეზე (H);
- დაბრკოლების განივ ზომაზე (L);
- დაბრკოლების შეღწევაობაზე (P).

ქარის სიჩქარის შემცირება უსასრულოდ გრძელი (ორგანზომილებიანი) დაბრკოლებისაგან ნულოვანი შეღწევაობით, ილუსტრირებულია ნახ. 1.6-ზე. დაჩრდილვის ეფექტი სუსტდება, თუ დაბრკოლების განივი ზომა სასრულია, ან მისი შეღწევაობა არანულოვანია.

ჩვეულებრივ, შენობებისთვის მიიჩნევა შეღწევაობა 0-ს ტოლად, ხოლო ხეებისთვის – 0.5. ერთნაირი შენობების ჯგუფის შეღწევაობაა დაახ. 0.33, თუ მანძილი შენობებს შორის არ აღემატება შენობის სიგრძის მესამედს. ქარის ღობურებისთვის გამოიყენება 1.1 ცხრილში მოყვანილი მახასიათებლები.

ხეების შეღწევაობა დამოკიდებულია ფოთლების არსებობაზე და ისევე, როგორც სიმაღლის პარამეტრი Z_0 , განიხილება, როგორც სეზონური პარამეტრი. შეუღწევაობის კოეფიციენტი განისაზღვრება გამოსახულება $P' = 1 - P$ მიხედვით.



ნახ. 1.6. ქარის სიჩქარის შემცირება (R , %) -ში ორგანზომილებიანი დაბრკოლების მიერ დაჩრდილვის გამო [14]-ის თანახმად. დაშტრისულ ზონაში მისი ინტენსიურობა დამოკიდებულია დაბრკოლების გეომეტრიაზე. ჩვეულებრივ, ქარის სიჩქარე იზრდება დაბრკოლების ძლიერ და მის თავზე, ანალოგიურად აქჩარების ეფექტის ვორაკების თავზე. პირიზონტალურად მოცემულია დაბრკოლებიდან მანძილი, შეფარდებული მის სიმაღლესთან. ვერტიკალურად – სიმაღლე დედამიწის დონიდან, შეფარდებული დაბრკოლების სიმაღლესთან.

ცხრილი 1.1. ქარის ღებურების შეღწევალობა.

ღებურის გარე სახე	შეღწევალობა P
მთლიანი შეუღწევადი	0
მთლიანი ცუდად შეღწევადი	0.35
სუსტი გაიშვიათებული შეღწევადი	0.35 – 0.50
გაიშვიათებული შეღწევადი	0.50

სხვა პარამეტრი, რომელსაც ითვალისწინებენ ქარის მონაცემების კორექტირების დროს, არის დაბრკოლების განივი ზომა L . ემპირიული გამოსახულებები, მათ შორის [14]-ში მიღებული, ზუსტად აღწერენ ორგანოზომილებიანი ღობის ან "უსასრულო" სიგრძის დარჩილის სარტყლის მიერ დარჩილის ეფექტს და იძლევიან ქარის მომატებულ შესუსტებას სამგანზომილებიან ობიექტებთან შედარებით. პერპენდიკულარულად განლაგებულ L განივი ზომის დაბრკოლებისას, მასწორებელი კოეფიციენტი R_2 ნახ. 1.6.-დან მიღებული მნიშვნელობისთვის, შეიძლება შეფასდეს შემდეგი გამოსახულების გამოყენებით:

$$R_2 = \begin{cases} \left(1 + 0.2 \frac{x}{L}\right)^{-1} & \text{თუ } \frac{L}{x} \geq 0.3 \\ 2 \frac{L}{x} & \text{თუ } \frac{L}{x} \leq 0.3 \end{cases} \quad (1.4)$$

შესაბამისად,

$$u_{cor} = u \cdot (1 - R_2 \cdot R_1 (1 - P)) \quad (1.5)$$

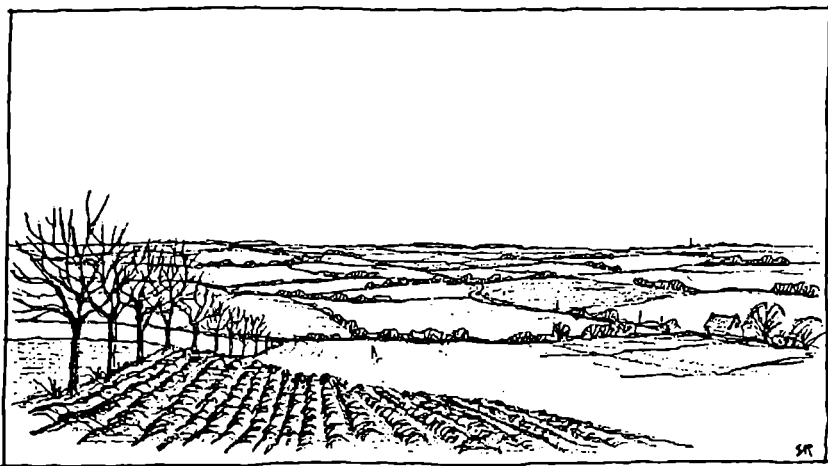
სადაც u_{cor} ქარის საშუალო სიჩქარეა დარჩილულ პირობებისთვის,

u არის ქარის საშუალო სიჩქარე დაუზრდილავი პირობებისთვის,

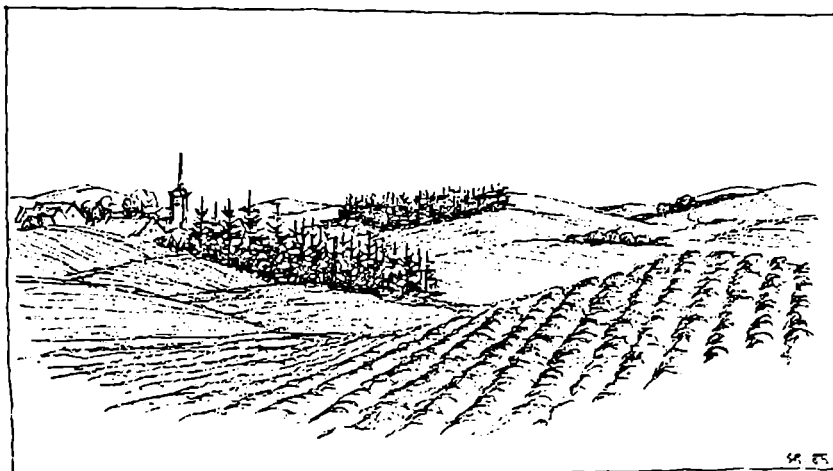
$R_1 = \Delta u / u$ – ნახ. 1.6 შესაბამისად – ორგანოზომილებიანი დაბრკოლებებისგან შემცირების კოეფიციენტი.

1.4. ადგილის რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარეზე

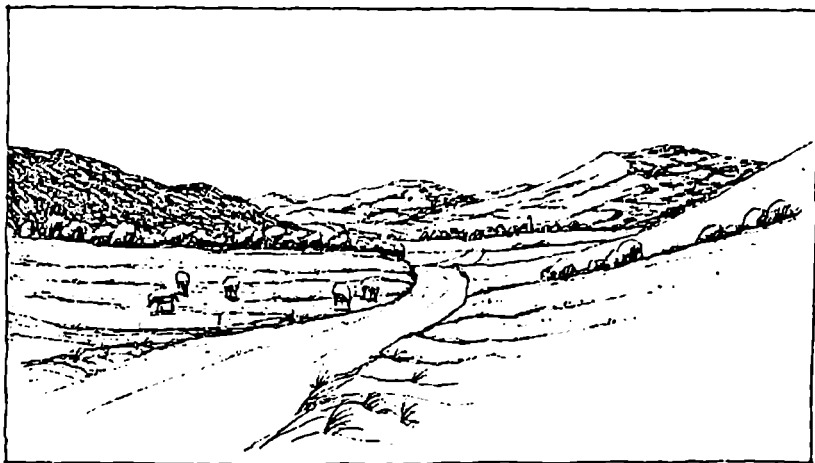
სადგურებს შორის ოროგრაფიული განსხვავებების აღსარიცხავად და ქარის სიჩქარისა და მიმართულების გაზომვის შედეგების შემოგარენი რაიონებისათვის გამოყენების შესაძლებლობის განსასაზღვრავად ყველა რეგიონი და ლანდშაფტი კლასიფიცირებულია ხუთ ტიპად (ნახ. 1.7 – 1.11).



ნახ. 1.7. ლანდშაფტის ტიპი 1: ველები, წელიწადი ადგილები და დაბლობი რაიონები მთებისაგან მოშორებით. ქარი მიწის ზედაპირთან იცვლება მხოლოდ ზედაპირის სიმაქისისა და დამრდილველი დაბრკოლებების ზეგავლენით.



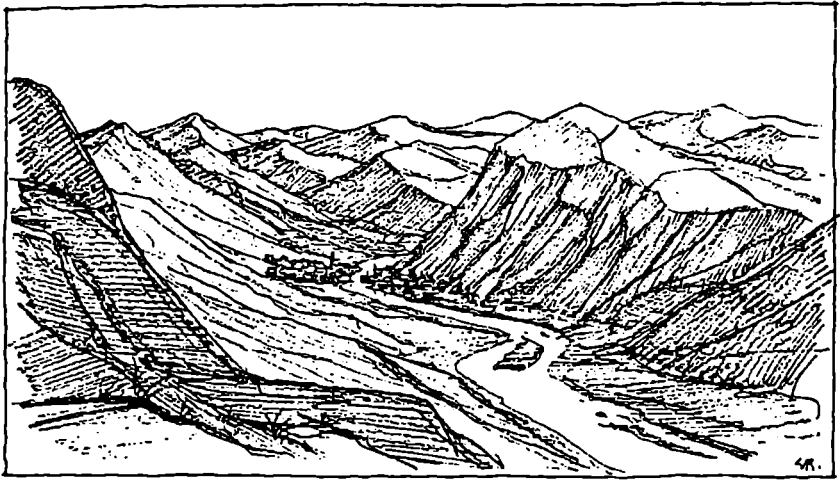
ნახ. 1.8. ლანდშაფტის ტიპი 2: მცირედ დაბორცვლი, მთებისგან დაშორებული რაიონები. ბორცვების ტიპური ქორიზონტალური ზომები აღწევს რამდენიმე კილომეტრს. ქარი მიწის ზედაპირთან იცვლება ცველადი სიმაქისის, დამრდილველი დაბრკოლებების ზეგავლენით და ადგილის რელიეფზე დამოკიდებულებით, მაგალითად, ბორცვის მწვერვალზე ქარის სიჩქარის მატებასთან დაკავშირებით.



ნახ. 1.9. ლანდშაფტის ტიპი 3: ძლიერ ბორცვიანი და შუბალღებული ზედაირი ბორცვების დამახასიათებელი პორიზონტალური, რამდენიმე კილომეტრის სიგრძის ზომებით. მიწის ზედაპირზე ქარი იცვლება ტოპოგრაფიის მიხედვით, როგორც მეორე ტიპის ლანდშაფტის შემთხვევაში. უფრო მსხვილი მასშტაბის ოროგრაფიულ მახასიათებლებს შეუძლია გამოიწვიოს მიწისპირა ატმოსფეროს ძლიერი შეცვლა.



ნახ. 1.10. ლანდშაფტის ტიპი 4: მთისწინეთი. მსგავს რაიონებში წარმოიქმნება პარის ნაკადის ძალზე სპეციფიკური და მდგრადი სისტემები, ისეთები, როგორიცაა ფიონი, მისტრალი და სხვ. ეს ქარები ფორმირდება თერმოკლინოდინამიკური ეფექტების ზეგავლენით რელიეფის სპეციფიკური ფორმებისათვის როგორიცაა: მთის ველები, ხეობები, ფერდობები, სიმაღლეთა სხვაობა და სხვა.



ნახ. 1.11. ლანდშაფტის ტიპი 5: ღრმა ხეობებით დასერილი მაღალმთიანი მასივი. ქარები მწვერვალზე თავიანთი თვისებებით ახლო დგას თავისუფალი ატმოსფეროს ქარებთან ამ რეგიონის ზევით. ქარები ხეობებში ძირითადად განისაზღვრება თერმული და ჩამდინარე ეფექტებით და სქესტადა კორეოორბული თავისუფალ ატმოსფეროს ქარებთან.

დადგენილია, რომ 1 და 2 ტიპის ლანდშაფტების ზონებში მდებარე სადგურებისათვის მიღებული რეგიონალური სტატისტიკა შეიძლება გამოყენებულ იქნას 200 კმ-მდე რადიუსის შემოგარენი ტერიტორიისათვის. სადგურების რეპრეზენტაციულობის რადიუსს ლანდშაფტების მე-3 და მე-4 ტიპისათვის, კონკრეტული სიტუაციიდან გამომდინარე, აქვს იგივე ან უფრო ნაკლები მნიშვნელობა (რიგი). მე-5 ტიპის ლანდშაფტის ზონისათვის ქარის სტატისტიკა კლიმატოლოგიურად რეპრეზენტაციულია მხოლოდ უშუალოდ სადგურის მიმდებარე ტერიტორიისათვის.

ზედაპირის რელიეფზე ქარის სიჩქარის დამოკიდებულების მაგალითია კუნძულ სამსრეთ იუსტზე (გებრიდები), ასკრევიინის ბორცვზე ჩატარებული საერთაშორისო საველე ექსპერიმენტების შედეგები [15].

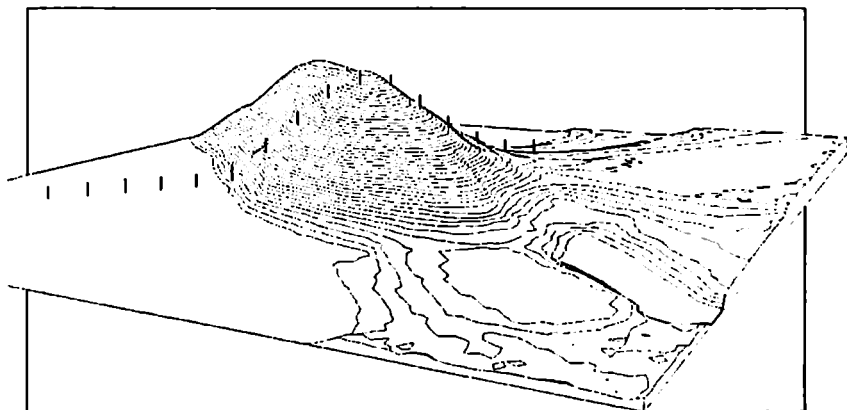
ნახ. 1.12-ზე ნაჩვენებია ასკრევიინის ბორცვის ტოპოგრაფია. ხაზი, რომლის გასწვრივ ფიქსირდებოდა ქარის სიჩქარე და მიმართულება, აღნიშნულია მეტეოროლოგიური კომპურებით.

ნახ. 1.13-ზე მოყვანილია სიჩქარის ფარდობითი ცვლილების ΔS გაზომვათა ექსპერიმენტული მონაცემები, ზედაპირიდან 10 მ სიმაღლეზე, წვერიდან თანდათანობით დამორებით, როდესაც ქარის მიმართულება თხემის გრძივი ღერძის პერპენდიკულარულია. აქ

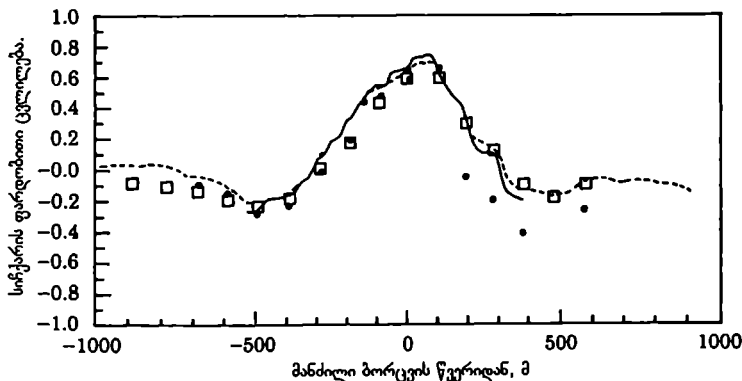
$$\Delta S = \frac{u_2 - u_1}{u_1} \quad (1.6)$$

სადაც u_2 - ქარის სიჩქარე ბორცვის თავზე,

u_1 - ქარის მიმწყდომი ნაკადის შეუფოთებული სიჩქარე დედამიწის ზედაპირიდან ერთსა და იგივე სიმაღლეზე.



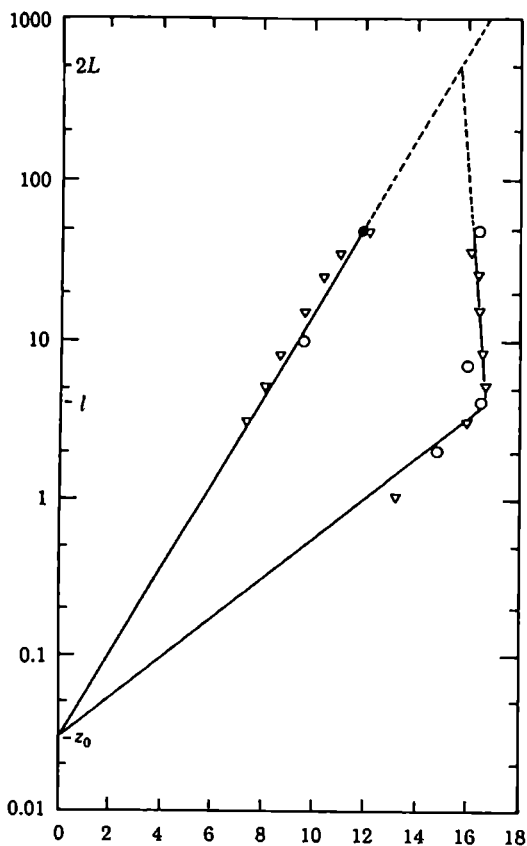
ნახ. 1.12. ასკერვერის ბორჯვის ტოპოგრაფია.



ნახ. 1.13. ქარის ნაკადის სიჩქარის ფარდობითი ცვლილება ასკერვერის ბორჯვის გარშემოქრისას მისი ზედაპირიდან 10 მ სიმაღლეზე. ვაზომების მონაცემები აღნიშნულია წერტილებით, ოროგრაფული მოდელით გათვლების შედეგები – კვადრატებით. სხვა ორი ციფრული მოდელისაგან მიღებული შედეგები ნარეკებია მთლიანი და წვეტილ-წერტილოვანი ხაზის შემდეგით. პორიზონტალზე – მანძილი ბორჯვის წვერიდან, მ; ვერტიკალზე – სიჩქარის ფარდობითი ცვლილება.

ნახ. 1.13-ზე ასევე მოყვანილია შედეგები, რომლებიც მიღებულია სამი რიცხობრივი მოდელის დახმარებით: ატლასში გამოყენებული მოდელი [16], და ორი სხვა მოდელი [17]. ყველაზე მნიშვნელოვნად ითვლება ნახ. 1.13-ზე შემდეგი თავისებურებანი:

- სიჩქარე ბორჯვის თავზე დაახლოებით 80%-ით აღემატება ბორჯვზე მიმწყდომი ქარის შეუშფოთებელ საშუალო სიჩქარეს;
- სიჩქარის შემცირება ბორჯვის წინ და შემდეგ აღწევს 20 – 40% შეუშფოთებულთან შედარებით.



ნახ. 1.14. შეუსწოთებული მიმწვდომი ქარისა (მარცხენა წრფე) და ბორცვის თავზე ქარის (მარჯვენა ტეხილი ხაზი) ვერტიკალური პროფილები. პარამეტრები L და l ნაჩვენებია ნახ. 1.15-ზე პორიზონტალურად – ქარის სიჩქარე, მ/წმ.; ვერტიკალურად – ზედაპირიდან სიმაღლე ლოგარიტმულ მასშტაბში, მ.

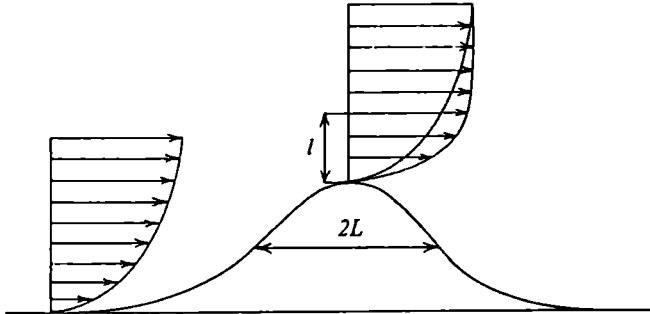
ნახ. 1.14-ზე ნაჩვენებია შეუსწოთებული ქარისა და ბორცვის თავზე ქარის მაღლივი პროფილები. შეუსწოთებული ნაკადის მაღლივი დამოკიდებულება ლოგარიტმულთან ახლოსაა, ხოლო პროფილის ბორცვის წვერის თავზე გაანჩნია ტეხილი / სიმაღლეზე, რომელიც შეესაბამება მაქსიმალურ ფარდობით აჩქარებას. სიჩქარე ბორცვის წვერის თავზე, ტეხილზე უფრო დიდ სიმაღლეზე, პრაქტიკულად მუდმივია და უდრის ბორცვზე მიმწვდომი ქარის სიჩქარეს $2L$ სიმაღლეზე, სადაც L – ბორცვის მახასიათებელი ზომა, რომელიც მიიღება მისი სიგანის ნახევრის ტოლად (იხ. ნახ. 1.15). მიახლოებითი გამოსახულებები ΔS და l -თვის მოყვანილია [18]-ში:

$$\Delta S = 2h / L, \tag{1.7}$$

$$l = 0.3 \cdot z_0 \left(\frac{L}{z_0} \right)^{0.67} \tag{1.8}$$

გამოსასულელები (1.7) და (1.8) გამოყენილია ორგანოზომილებიანი მიდგომით და სამართლიანია, თუ ბორცვის განფენილობა ქარის პერპენდიკულარული მიმართულებით საგრძნობლად დიდია.

ამგვარად, ბორცვები ახდენენ ძლიერ გავლენას ქარის ნაკადზე, რაც გასათვალისწინებელია ქუჩის შეფასების დროს. მართლაც, ზღვის დონიდან ადგილის სიმაღლის ნებისმიერი ცვლილება გავლენას ახდენს ქარის ნაკადზე. ამასთან ერთად, სიმაღლის 5%-იანმა მომატებამ შეიძლება გამოიწვიოს ქარის საშუალო სიჩქარის 5%-იანი ზრდა და, შესაბამისად, სიმძლავრის 15%-იანი მომატება (ქემ-ის ღერძის სიმაღლეზე). რთული ოროგრაფიის ადგილებში ქარის რესურსების განსაზღვრისას, როგორც წესი, შეუძლებელია (1.7) და (1.8) თანაფარდობების ანალოგიური მარტივი მოდულებისა და ფორმულების გამოყენება. ამ შემთხვევებში რიცხობრივი მოდულებისა და მეთოდების გამოყენება გეხდება.



ნახ. 1.15. პროფილები იდეალური ბორცვის ზემოთ, ბორცვზე შემოდინარე ქარისა და მისი წვერის თავზე ქარისათვის. ნაჩვენებია სიგრძის ორი მასშტაბი, რომლებიც ახასიათებენ ნაკადს: L – ბორცვის მახასიათებელი ზომა, რომელიც უდრის მის ნახევარსიგრძეს, ნახევარსიმაღლის დონეზე; l – მაქსიმალური ფარდობითი აჩქარების შესაბამისი სიმაღლე.

1.5. ქარის მოდელირების ფიზიკური საფუძვლები

ქარის ატლასის კონცეფცია დაფუძნებულია ქარის გაზომვის მონაცემების მაკორექტირებელი მოდულების გამოყენებასა და ამ მონაცემების ანალიზზე სისშირული განაწილებების ტერმინებში. კორექცია შეიძლება გაკეთდეს ან გაზომვების რიგის საფუძველზე, თითოეული განაწილების სიდიდის გარდაქმნით, ან შესაბამისი სისშირეების განაწილებების შერჩევით. გაზომვების რიგების გარდაქმნას აქვს დამატებითი გამოყენებები, რომელთა განხილვა არ შედის ამ ატლასის მიზნებში; ერთ-ერთი ასეთი დამატება – რეალური საიტ-სპეციფიკური გაზომვების რიგის ფორმირება მოდელირების შესასწავლად – აღწერილია [8]-ში. ინტეგრირებული კომპიუტერული მოდელი, დაფუძნებული სისშირეთა განაწილების გარდაქმნაზე, რეალიზებულია დანიის ნაციონალური ლაბორატორიის (Risø) პროგრამაში "Wind Atlas Analysis and Application Programme" (WASP). ამ პროგრამაში გამოყენებული ქვემოდულები აღწერილია ქვემოთ.

ქარის მსგავსების კანონები ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენაში

დღემიწის ზედაპირთან მომხდენავ ატმოსფეროს ფენას ეწოდება ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენა (ამფ). ეს ფენა ვრცელდება 100 მ სიმაღლიდან (მოწმენდილ ღამის ამინდისა და ქარის დაბალი სიჩქარის დროს) 2 კილომეტრამდე (ზაფხულის მოწმენდილ დღეს). ამ ფენის ქვედა ნაწილს ეწოდება მიწისზედა ფენა, რომელიც განისაზღვრება ძალიან პირობითად და მოიცავს მოსაზღვრე ფენის სიმაღლის 10%-დე. ქარის ენერგეტიკაში, სადაც ჩვეულებრივად უგულებელყოფენ ქარის დაბალ სიჩქარეებს, ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენის სისქე მიჩნევა დაახლოებით 1 კმ-ის ტოლად, ამასთან მიწისზედა ფენის ფიზიკური კანონები გამოიყენება მხოლოდ ქვედა 100-მეტრიანი ფენისათვის.

ქარის მაღალი სიჩქარეების დროს მისი ვერტიკალური პროფილი ბრტყელი და საკმაოდ ერთგვაროვანი ზედაპირის თავზე კარგად მოდელირდება ლოკალიზებული კანონის დახმარებით

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (1.9)$$

სადაც $u(z)$ – ქარის სიჩქარე z სიმაღლეზე მიწის ზედაპირიდან,

z_0 – ზედაპირის სიმაღლის პარამეტრი,

$\kappa = 0.4$ – კარმანის მუდმივა,

u_* – ხახუნის სიჩქარე (friction velocity), ან დინამიკური სიჩქარე, დაკავშირებული ზედაპირულ დასაბულობასთან Φ შემდეგი დამოკიდებულებით [19]:

$$|\tau| = \rho u_*^2 \quad (1.10)$$

სადაც τ – ჰერის სიმკვრივე.

ქარის ზომიერი სიჩქარეების დროსაც კი წარმოიქმნება გადასრები ლოკალიზებული პროფილიდან, თუ სიმაღლე z აღემატება რამდენიმე ათეულ მეტრს. გადასრები წარმოიქმნება ამწევი ძალების (buoyancy forces) შედეგად, რომლებიც განპირობებულია ტურბულენტობით. ამასთან, ზედაპირის სიმაღლის უკვე აღარაა ერთადერთი ფაქტორი, რომელიც განსაზღვრავს ქარის ვერტიკალურ პროფილს: ის უნდა იყოს შეესებული ზედაპირული თბური ნაკადის პარამეტრებით. ზედაპირის ღამის გაცივებისას ტურბულენტური ცვლა კლებულობს და ქარის გაძლიერება სიმაღლესთან ერთად უფრო მკვეთრი. და პირიქით, დღის გათბობა იწვევს კონვექციური ტურბულენტობის გაზრდას, რომელიც განპირობებს ქარის უფრო მდოვრე პროფილს. ამ შემთხვევაში ვერტიკალური პროფილი შეიძლება აღიწეროს შემდეგი გამოსახულებით:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln(z/z_0) - \psi(z/L) \right], \quad (1.11)$$

სადაც ψ – ემპირიულად განსაზღვრული ფუნქცია [20, 21],

L – პარამეტრი, ცნობილი როგორც მონინ-ობუსჰოვის მასშტაბი:

$$L = - \frac{T_0}{\kappa g} \frac{c_p u_*^3}{H_0}, \quad (1.12)$$

სადაც T_0 – აბსოლუტური ტემპერატურის ზედაპირული მნიშვნელობა;

H_0 – თბური ნაკადის ზედაპირული მნიშვნელობა;

c_p – ჰერის სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს,

g – თავისუფალი ვარდნის აჩქარება. დანარჩენი სიდიდეები განსაზღვრული იყო ზევით.

გეოსტროფული ხახუნის კანონი და გეოსტროფული ქარი

ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენაში ქარი წარმოიქმნება სინობტიკური აქტიურობით გამოწვეული წნევის გრადიენტების გავლენით. ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენის სტრუქტურის საკმაოდ სწრაფი რეაქცია წნევის ცვლილებაზე უზრუნველყოფს მიახლოებით წონასწორობას წნევის გრადიენტით წარმოქმნილ ძალასა და მიწის ზედაპირზე ხახუნის ძალას შორის. ასეთი წონასწორობა შეიძლება თეორიულად აღწერილი იქნას ატმოსფეროს ნეიტრალური წონასწორობის იდეალიზებული პირობებისათვის, რომლებიც შეიცავს მის სტაციონარობას, ერთგვაროვნებასა და ბაროტროპულობას (წნევის გრადიენტი მუდმივია ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენის მთელ სიღრმეზე).

წონასწორობის პირობა ნეიტრალური მდგრადობისათვის პირველად მიღებულ იქნა [22]-ში ევროსოფლული გეოსტროფული ხახუნის კანონის სახით (geostrophic drag law) – თანაფარდობა დინამიკურ u , სიჩქარესა და გეოსტროფული ქარის G სიჩქარეს შორის:

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left[\ln \left(\frac{u_*}{fz_0} \right) - A \right]^2 + B^2}, \quad (1.13)$$

$$\sin \alpha = -\frac{Bu_*}{\kappa G},$$

სადაც α – კუთხე ზედაპირულ ფენაში ქარის მიმართულებასა და გეოსტროფული ქარის მიმართულებას შორის (ე.წ. „ეკმანის მოვლენა“),

f – კორიოლისის პარამეტრი,

$A = 1.8$ და $B = 4.5$ – ემპირიული მუდმივები.

გეოსტროფული ქარი შეიძლება გათვლილ იქნას წნევის ზედაპირული გრადიენტის საფუძველზე და ძირითადად იგი აღმოჩნდება ახლოს ქარის სიჩქარესთან, რომელიც იზომება რადიოზონდებით მოსაზღვრე ფენის ზევით. გეოსტროფული ხასუნის კანონი შეიძლება გამოყენებულ იქნას ნეიტრალური მდგრადობის არარსებობის დროსაც, თუ მივიღებთ მსგეველობაში, რომ A და B მუდმივები ამ შემთხვევაში იქცევა მდგრადობის პარამეტრის ფუნქციებად. ეს პარამეტრი განსაზღვრულია როგორც

$$\mu = \frac{\kappa u_*}{fL} \quad (1.14)$$

1.6. მდგრადობის მოდელი

ქარის ლოგარითმული პროფილის ცვლილება, წარმოქმნილი ატმოსფეროს არამდგრადობით, სშირად უგულებელყოფილია ქარის ენერგოპოტენციალის განსაზღვრისას, რაც იწვევს უმნიშვნელო ცდომილებებს, განსაკუთრებით ქარის დაბალი სიჩქარეების დროს. ატლასში გამოყენებულ მოდელში არამდგრადობის ეფექტებთან დაკავშირებული შესწორებები განიხილება, როგორც ძირითადი ნეიტრალური მდგრადობის მცირე შემოთავაზებები.

ქარზე ზედაპირული თბური ნაკადის ზემოქმედების შესაფასებლად გამოიყენება გამარტივებული მოდელი, რომელიც აგებულია ზედაპირული თბური ნაკადის კლიმატოლოგიური საშუალო და საშუალო კვადრატული მნიშვნელობის გამოყენებაზე. მოდელი მიღებულია გეოსტროფული ხასუნის კანონისა და ქარის პროფილის საფუძველზე, თბური ნაკადის გათვალისწინებით პირველი რიგის შესწორებების სახით ნეიტრალური მდგრადობისადმი. ამასთან (1.13) თანაფარდობის დიფერენციალი უცვლელი G , z_0 და f დროს აღმოჩნდება ტოლი:

$$dG = \frac{du_*}{u_*} G - \frac{u_*^2}{\kappa^2 G} \left[\left(\ln \frac{u_*}{fz_0} - A(\mu) \right) \left(\frac{du_*}{u_*} - \frac{dA}{d\mu} d\mu \right) + B \frac{dB}{d\mu} d\mu \right] = 0 \quad (1.15)$$

(1.12) და (1.13) თანაფარდობებიდან და კოეფიციენტების ნეიტრალური მნიშვნელობების გათვალისწინებით

$$A(0) \approx 1.8, \quad B(0) \approx 4.5, \quad \frac{dA}{d\mu} \approx -0.2, \quad \frac{dB}{d\mu} \approx +0.2$$

და მცირე რიგის შესწორებების უგულებელყოფით მივიღებთ თანაფარდობას:

$$\frac{du_*}{u_*} = \left[\frac{c g}{f T_0 c_p \rho G^2} \right] dH \quad (1.16)$$

რიცხობრივი კონსტანტით $c = 2.5$. ეს თანაფარდობა გამოიყენება შესწორებების შესაფასებლად u_* ნეიტრალური მნიშვნელობისათვის ზედაპირული თბური ნაკადის dH საშუალო კლიმატოლოგიური

მნიშვნელობების საფუძველზე, ასევე ფლუქტუაციების u , საშუალო კვადრატული მნიშვნელობების შესაფასებლად dH -თვის საშუალო კვადრატული თბური ნაკადის დახმარებით. ამ შემთხვევაში გეოსტროფული ქარის G სიჩქარედ მიიღება მისი მნიშვნელობა, რომელიც შეესაბამება ქარის ენერჯის სიმკვრივის განაწილების მაქსიმუმს (იხ. პარაგ. 1.10.). ქარის სიჩქარის დიფერენციალი თანაფარდობაში (1.11) ამ შემთხვევაში ტოლია:

$$du(z) = \frac{du_0}{\kappa} [\ln(z/z_0) - \psi(z/L)] - \frac{u_0}{\kappa} \frac{d\psi}{dL} \frac{dL}{dH} dH \quad (1.17)$$

დედამიწის ზედაპირიდან z_m სიმაღლისათვის, რომლის ზევით სიმციროს პირველი რიგის შესწორებები ზედაპირის თბური ნაკადისათვის ქრება და შედეგად აღინიშნება ქარის სიჩქარის ცვალებადობის მინიმალური ($du(z_m) = 0$) მნიშვნელობები. კოეფიციენტების ნეიტრალური მნიშვნელობებისა და (1.16) თანაფარდობის გათვალისწინებით მიიღება გამოსახულება

$$\frac{z_m}{\ln(z_m/z_0)} = \left(\frac{c}{a\kappa} \right) \frac{u_0^3}{fG^2}, \quad (1.18)$$

სადაც კონსტანტა a განისაზღვრება, როგორც ψ -ფუნქციის დახრა ნეიტრალურ მდგომარეობაში და აქვს მნიშვნელობები 4-დან 5-მდე ატმოსფერულ (მდგრადი, ნეიტრალური ან არამდგრადი) სტრატოფიკაციაზე დამოკიდებულებით. სახუნის გამარტივებული მოდელის გამოყენებით ნეიტრალური ატმოსფეროსათვის [18], ვლტულობთ

$$\frac{u_0}{G} = \frac{0.5}{\ln(Ro) - A(0)} \quad (1.19)$$

თანაფარდობა (1.18) შეიძლება წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

$$\frac{z_m/z_0}{\ln(z_m/z_0)} = \text{const} \cdot Ro (\ln(Ro) - A(0))^{-3} \quad (1.20)$$

სადაც $\text{const} = 1$,

Ro – როსბის ზედაპირული რიცხვი, რომელიც განისაზღვრება გამოსახულებით

$$Ro = \frac{G}{f \cdot z_0} \quad (1.21)$$

გამოსახულება (1.20) აპროქსიმირდება ხარისხობრივი დამოკიდებულებით:

$$z_m/z_0 = \alpha \cdot Ro^\beta \quad (1.22)$$

სადაც გამოყენებულია კონსტანტები $\alpha = 2.0 \cdot 10^{-3}$ და $\beta = 0.9$.

საჭიროა აღინიშნოს, რომ სიმაღლე z_m სუსტად იცვლება საკმაოდ დიდი ტერიტორიების თავზე, z_0 -ზე (ხარისხში 0.1) სუსტი ხარისხობრივი დამოკიდებულების გამო. გამონაკლისს წარმოადგენს ზღვის ნაპირი, სადაც z_m ზღვის თავზე აღმოჩნდება დაახლოებით ორჯერ ნაკლები, ვიდრე სმელეთის ანალოგიური მნიშვნელობები.

ნეიტრალური მდგრადობის არარსებობის დროს ვერტიკალური პროფილი კორექტირდება ქარის საშუალო სიჩქარის კლიმატოლოგიური მნიშვნელობებისა და მისი საშუალო კვადრატული გადახრის დახმარებით, ზემოთ მოყვანილი გამოსახულებების გამოყენებით.

ცვალებადობის მინიმალური სიმაღლე z_m განისაზღვრება (1.22) გამოსახულებიდან. ამ სიმაღლეზე საშუალო სიჩქარის ფარდობითი გადახრა მისი ნეიტრალური მნიშვნელობიდან განისაზღვრება როგორც უკვე გადახრებისა, რომლებიც გამოწვეულია საშუალო თბური ნაკადის $\Delta H_{\text{თ}}$ გადახრითა და მისი ფლუქტუაციებით $\Delta H_{\text{თ},m}$:

$$\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} = \frac{\Delta u_1}{u_{*0}} \frac{\psi(z_m/L_{off}) + \psi(z_m/L_{rm})}{\ln(z_m/z_0)} \quad (1.23)$$

სადაც L_{off} — მონინ-ობუხოვის მანძილი, რომელიც შეესაბამება ΔH_{off} -ს,

L_{rm} შეესაბამება $F_{rm} \cdot \Delta H_{rm}$ -ს, სადაც F_{rm} — ფორმის კოეფიციენტი.

ფორმის კოეფიციენტი ითვლისწინებს ქარის სიჩქარის გადახრას უფრო მაღალი მნიშვნელობებისაკენ z_m სიმაღლეზე, მდგრადი და არამდგრადი პირობებისათვის ψ -ფუნქციის განსხვავებული ფორმისაგან გამომდინარე. ეს ჩანს [18]-დან აღებული ψ -ფუნქციის ზუსტი გამოსახულებიდან:

$$\psi(z/L) = \begin{cases} \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{1/4} - 1 & \text{არამდგრადი პირობებისათვის} \\ -4.7 \frac{z}{L} & \text{მდგრადი პირობებისათვის} \end{cases} \quad (1.24)$$

არამდგრად z პროფილზე სუსტი დამოკიდებულება განაპირობებს ქარის სიჩქარის გადახრას z_m სიმაღლეზე იმ შემთხვევაშიც კი, როდესაც საშუალო ზედაპირული თბური ნაკადი ნულის ტოლია (ნახ. 1.16).

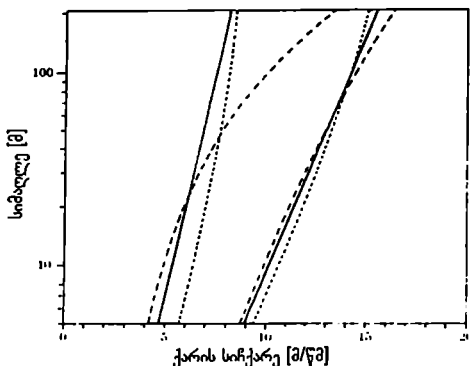
ქარის საშუალო სიჩქარის ფარდობითი საშუალო გადახრების u და სტანდარტული გადახრის σ_u ვერტიკალური ცვლილება საბოლოოდ გამოისახება:

$$u(z) = u_0(z) \left(1 + \frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} (1 - f(z)) + \frac{\Delta u_{off}}{u_{*0}} \right) \quad (1.25)$$

$$\sigma_u(z) = \sigma_{u0}(z) \left(1 + \frac{\Delta u_{*off}}{u_{*0}} |f(z)| \right) \quad (1.26)$$

სადაც პროფილის ფუნქცია $f(z)$ მიღებულია პირველი რიგის $u(z)$ გამოსახულების დახმარებით:

$$f(z) = 1 - \frac{z}{z_m} \frac{\ln(z_m/z_0)}{\ln(z/z_0)} \quad (1.27)$$



ნახ. 1.16. ქარის პროფილის მახასიათებლები: მარცხენა მრუდები გვიჩვენებენ ქარის პროფილების გაბნევას (დაშტრბილი უბანი), რომელიც შეესაბამება გეოსტროფული ქარის მუდმივ სიჩქარეს 10 მ/წმ და ზედაპირული თბური ნაკადის ცვლილების ტიპურ დაბაზონს; მარჯვენა მრუდები შეესაბამება გეოსტროფული ქარის სიჩქარეს $G = 20$ მ/წმ და ზედაპირული თბური ნაკადის იმავე დაბაზონს.

ეს გამოსახულებები გამოიყენება შესწორებებისათვის შესასვლელი მონაცემების მდგრადობის მოდელისა და ქარის მახასიათებლების გათვალისწინებით, სხვადასხვა სიმაღლის და ზედაპირის პირობებისათვის. კერძოდ, ზღვის მეტეოსადგურების მონაცემები შეიძლება გამოყენებულ იქნას ხმელეთზე ქარის პირობების შესაფასებლად, თბური ნაკადების განსხვავების გათვალისწინებით. სანაპირო რაიონების ქარის რეჟიმი ითვლება გარდამავალ რეჟიმად ზღვიურიდან კონტინენტალურისაკენ. პრაქტიკულად ეს რეალიზდება ქარპირა მიმართულებით ნაპირამდე x მანძილის გათვალისწინებითა და w კოეფიციენტის გამოყენებით ხმელეთსა და ზღვის თავზე მდგრადობის მოდელის შესწორებების აწონით:

$$w = \frac{\min(x, c)}{c} \tag{1.28}$$

სადაც c – სანაპირო ზონის დამახასიათებელი სიგანე, 10 კმ რიგისა.

მდგრადობის მოდელის გამოყენების უფრო დაწვრილებითი აღწერა მოცემულია პარაგრაფში 1.11.

1.7. ზედაპირის სიმქისის მოდელი

ქარის ლოგარითმული პროფილი გვაძლევს საიმედო შედეგებს მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც მიდამო ქარპირა მხრიდან ითვლება ერთგვაროვანად. წინააღმდეგ შემთხვევაში, გათვლების დროს წარმოიქმნება ცდომილებები, რომლებიც დაკავშირებულია მიდამოს სიმქისის პარამეტრის არაზუსტ განსაზღვრასთან. სიმქისის "ფექტური" პარამეტრი პრაქტიკულად მისი ნებისმიერი მეთოდით გამოთვლისას დამოკიდებულია ქარის დაკვირვების სიმაღლეზე. გამონაკლისს წარმოადგენს მხოლოდ სიმქისის პარამეტრის განსაზღვრის მეთოდი გეოსტროფული ხახუნის კანონის საფუძველზე.

საშუალო ზედაპირული დაძაბულობა და ქარის სიჩქარე ზედაპირის მოცემულ წერტილში განისაზღვრება მხოლოდ ზედაპირის სიმქისებით, რომელიც განლაგებულია გარკვეულ მანძილზე ქარპირა მიმართულებით. დამორბეული წინაღობები შეიძლება უფულებელყოთ წნევის გრადიენტსა და ხახუნს შორის წონასწორობის დამყარების მოსაზღვრე ფენაში. ეს მანძილი პროპორციულია როსბის G/f რადიუსისა, დამახასიათებელი მნიშვნელობით 10-დან 100კმ-მდე. ქარის სიხშირითი განაწილებისათვის საკმარისია განვიხილოთ ზედაპირული პირობების გავლენა მანძილზე დაახლოებით 10კმ-მდე. ადგილმდებარეობის მცირემასშტაბიანი არაერთგვაროვნებების შემთხვევაში საკმარისია მოხდეს ზედაპირული დაძაბულობის ცვლილების მოდელირება ქარის მოძრაობისას ერთი ზედაპირიდან სიმქისის პარამეტრით Z_{01} . მეორე ზედაპირამდე სიმქისის პარამეტრით Z_{02} . ამ შემთხვევაში დაყოფის შიდა საზღვრის სიმაღლე h იზრდება ქარზურვა მიმართულებით x მანძილის გაზრდასთან ერთად სიმქისის ცვლილების ადგილიდან, [23]–ში მიღებული გამოსახულებების შესაბამისად:

$$\frac{h}{z'_0} \left(\ln \frac{h}{z'_0} - 1 \right) = const \cdot \frac{x}{z'_0} \tag{1.29}$$

$$z'_0 = \max(z_{01}, z_{02})$$

h სიმაღლის ზევით ვერტიკალური პროფილი რჩება შეუშფოთებელი. მუდმივა $const$ -ს მნიშვნელობა თანაფარდობაში (1.29) ტოლია 0.9. ემპირიული გზით აღმოჩნდა, რომ ზედაპირული დინამიკური სიჩქარის ცვლილება საკმაოდ ზუსტად აღისაზრდა შემდეგი გამოსახულებით, რომელიც მიღებულია ქარის ნეიტრალური ვერტიკალური პროფილების თანხვედრით h სიმაღლეზე:

$$\frac{u_{1,2}}{u_{*1}} = \frac{\ln(h/z_{01})}{\ln(h/z_{02})} \tag{1.30}$$

სადაც $u_{1,2}$ – ქარის დინამიკური სიჩქარე განსახილველ წერტილში,

u_{*1} – ქარის დინამიკური სიჩქარე ქარპირა მიმართულებით.

დაყოფის შიდა საზღვრის ქვემოთ, ქარის სიჩქარის ვერტიკალური პროფილი შეუშფოთებულია და დინამიკური სიჩქარე არ შეიძლება გამოთვლილ იქნას ქარის დაკვირვებული სიჩქარეებიდან ლოგარითმული კანონის გამოყენებით. მაგრამ ექსპერიმენტული მონაცემები [24], ისევე, როგორც რიცხობრივი მოდელირების [25]

მნიშვნელობები, უჩვენებენ შეუშფოთებელი პროფილის მოდელირების შესაძლებლობას, სამი ლოგარითული ნაწილის კომბინირებით:

$$u(z) = \begin{cases} u' \frac{\ln(z/z_{01})}{\ln(c_1 h/z_{01})} & \text{თუ } z \geq c_1 h, \\ u' + (u'' - u') \frac{\ln(z/c_2 h)}{\ln(c_1/c_2)} & \text{თუ } c_1 h \geq z, \\ u'' \frac{\ln(z/z_{02})}{\ln(c_2 h/z_{02})} & \text{თუ } z \leq c_1 h, \end{cases} \quad (1.31)$$

სადაც $u' = (u_{1.1}/\kappa) \cdot \ln(c_1 h/z_{01})$, $u'' = (u_{2.2}/\kappa) \cdot \ln(c_2 h/z_{02})$ და $c_1 = 0.3$, $c_2 = 0.09$.

(1.30) და (1.31) გამოსახულებებიდან გამომდინარეობს, რომ დინამიკური სიჩქარე $u_{1.2}$, რომელიც შეესაბამება ქარის გაზომილ სიჩქარეს, შეიძლება დაკავშირებული იყოს დინამიკურ სიჩქარესთან, ზედაპირის სიშქისის ქარბირა მხარეზე ცვლილების შესაბამისად. ზედაპირის სიშქისის რამდენიმე ცვლილებისათვის საჭიროა (1.30) თანაფარდობის თანმიმდევრული გამოყენება, და ამ შემთხვევაში ქარის გაზომილი სიჩქარე შეიძლება გამოყენებულ იქნას ზედაპირული დინამიკური სიჩქარის გამოსაანგარიშებლად შორს, დინების აღმა მიმართულებით. მაგრამ სიშქისის თანმიმდევრული ცვლილებები უნდა წარმოიქმნას ერთმანეთისგან დაშორიშორებით და ამიტომ გამოიყენება შედგენილი მეთოდი: თუ x_n არის მანძილი ზედაპირის სიშქისის n -ურ ცვლილებამდე, მაშინ სიშქისე ქარბირა მიმართულებით უნდა განისაზღვრებოდეს, როგორც საშუალო მნიშვნელობა სივრცისათვის x_n და $2x_n$ მანძილებს შორის განსაზღვრულ აზიმუტურ სექტორში. კოეფიციენტი 2-ს შერჩევა ნებისმიერია და შეიძლება იცვლებოდეს იმ შემთხვევებში, როდესაც აღმოჩენილია სიშქისის ცვლილების მკაფიო საზღვრები, მაგალითად, სანაპირო ზოლში.

სიშქისის ცვლილების აქ აღწერილი მოდელი, დინების აღმა მიმართულებით, მოცეცხს მნიშვნელობებს, რომლებიც განსხვავებულია სინამდვილისგან, რადგანაც ის არ ითვალისწინებს მოსაზღვრე ფენის გაწონასწორებულ მდგომარეობას. ისევე, როგორც შესწორებები მდგრადობის მოდელში, ცდომილებები გაითვალისწინება, როგორც მცირე შეშფოთებული უბრალო ასიმპტოტური მოდელის დახმარებით. ზედაპირული სიშქისების ნაკადზე გაუღენა, რომლებიც განათავსებულია დაშორებულ მანძილებზე ქარბირა მხრიდან, სუსტდება x/D პარამეტრის მაღალ მარჯვენაზე, სადაც D — მანძილია, რომელ ზედაც მყარდება შეუშფოთებული პროფილი, პირობითად ტოლი 10 კმ. თანაფარდობები, რომლებიც მოყვანილია ზემოთ, შეიძლება გამოყენებულ იყოს მხოლოდ მნიშვნელობებისათვის $x \ll D$. სიშქისის ცვლილება გათვალისწინებულია W_n წონითი კოეფიციენტის დახმარებით:

$$W_n = \exp\left(-\frac{x_n}{D}\right) \quad (1.32)$$

x_n მანძილზე z_{0n} -დან z_{0n+1} -მდე სიშქისის ცვლილების განხილვის ნაცვლად, სიდიდე $\ln(z_{0n+1})$ იცვლება $\ln(z_{0n}) + W_n \ln(z_{0n+1}/z_{0n})$ -ით. მოცემული მიდგომის გამოყენებით შეიძლება განისაზღვროს როგორც სახუნის ზედაპირული სიჩქარე დაშორებულ ქარბირა მანძილზე, ასევე წონასწორული მდგომარეობის შესაბამისი სიშქისის პარამეტრის სიდიდე, რომელიც გამოყენებულია ვერსტროფული სახუნის კანონში.

1.8. დაჩრდილვის მოდელი

ქარის სახუნი ზედაპირზე გამოწვეულია სხვადასხვა მასშტაბის დაბრკოლებების წინააღმდეგ: ცალკეული ქვიშის ნაწილებიდან, ბალახიდან, ფოთლებიდან და სხ. დიდ სხეულებზე, შერობებამდე, კლდეებამდე და სხ. კოლექტიური ეფექტი დიდი რაოდენობის ერთნაირი დაბრკოლებებიდან მოდელირდება სიშქისის პარამეტრით, როგორც ეს იყო აღწერილი ზემოთ. რაც შეეხება ცალკეულ დაბრკოლებებს, ქარის პროფილი შეშფოთებული აღმოჩნდება ხოლმე მანძილებზე, რომლებიც შესაძარია მისი სიმაღლისა, განსაკუთრებით დაბრკოლების უკან. ისეთი ობიექტები, როგორიცაა ხეებისა ან შერობების უჯრუფები, საგრძნობლად გავლენას ახდენენ ქარის ნაკადის პროფილებზე ანასხლტ ჭალებში [19] მათ უკან, მანძილებზე, რომლებიც არ აღემატება 5-ჯერ ობიექტის დამახასიათებელ სიმაღლეს და სიმაღლეებზე, რომლებიც დაბრკოლების

გაორმაგებულ სიმაღლეზე ნაკლებია. ქარის პროფილი ანასხლეტ ჭავლებში შენობის უკან დამოკიდებულია, მაგალითად, სახურავის გეომეტრიაზე, ქარის შემოდინების კუთხეებსა და სხვა პარამეტრებზე. ქარის ნაკადის მოდელირება დაბრკოლებების უკან საგრძნობლად რთულდება რამდენიმე ახლომდებარე ობიექტიდან ანასხლეტი ჭავლების ურთიერთგადაკვეთის შემთხვევაში.

სსენებული პრობლემის აქტუალურობა, უპირველეს ყოვლისა, დაკავშირებულია იმასთან, რომ ატლასის შედგენაში გამოყენებული მეტეომონაცემების ნაწილი მიღებულია მეტეოროლოგიური სადგურებიდან, რომლებიც განლაგებულია ახლომდებარე დაბრკოლებების გავლენის ზონაში.

ატლასში გამოყენებული დაჩრდილვის მოდელი წარმოადგენს იმ სადგურების მეტეომონაცემების კორექტირების ინსტრუმენტს, რომლებიც განიცდიან ერთეული, ერთმანეთისგან საკმაოდ დაშორებული დაბრკოლებების გავლენას, შემფოთების სიმცირისა და ანასხლეტი ჭავლების ზედღების არარსებობის ვარაუდით.

უბრალო ორგანზომილებიანი ნახევრად უსასრულო ისეთი დაბრკოლებებისათვის, როგორცაა ხეთა გრძელი რიგები, კედლები ან ლბეები, გამოიყენება აეროდინამიკურ მიღში ექსპერიმენტული გზით მიღებული გამოსახულებები [14]:

$$\frac{\Delta u}{u} = 9.8 \left(\frac{z_g}{h} \right)^{0.14} \frac{x}{h} (1 - P) \eta \exp(-0.67 \eta^{1.5}), \quad (1.33)$$

სადაც
$$\eta = \frac{z_g}{h} \left(\frac{0.32}{\ln(h/z_0)} \cdot \frac{x}{h} \right)^{-0.47} \quad (1.34)$$

- აქ P – შეღწევაღობა, რომელიც ტოლია ღია ფართობის შეფარდებისა დაბრკოლების საერთო ფართობთან;
- h – დაბრკოლების სიმაღლე;
- z_g – ანემომეტრის განლაგების სიმაღლე;
- x – მანძილი დინების დაღმა მიმართულებით.

დაბრკოლების სასრული ზომებისა და ქარის ირიბი კუთხით შემოდინებისა დაჩრდილვის ეფექტი, ზოგადად, იქნება სხვადასხვა. ზოგიერთი მარტივი მინიშნება ამ მიმართულებით წარმოდგენილია პარაგრაფ 1.3-ში.

განსახილველი წერტილიდან გამომავალი ყოველი სხივისათვის მონიშნულია მანძილი ამ ობიექტამდე და მისი სიმაღლე. გადაკვეთილი მოცემული სხივით. თუ სხივი კვეთს რამდენიმე ობიექტს, ყოველი მათგანი განიხილება, როგორც ნახევრად უსასრულო დაბრკოლება. ჯამური დაჩრდილება ყველა დაბრკოლებიდან ნაკადის გასწვრივ დაღმა მიმართულებით გამოითვლება თანმიმდევრულად, დაწყებული ყველაზე დაშორებული ობიექტიდან. თუ დაჩრდილული ობიექტები განლაგებულია ერთმანეთთან ახლოს, და მათი გავლენის ზონები შექებაშია, მაშინ დაბრკოლებიდან დაჩრდილვის ეფექტი დინების დაღმა მიმართულებით კლებულობს იმ ფართობის პროპორციულად, რომელიც განლაგებულია დაჩრდილვის ზონაში დაბრკოლებიდან დინების აღმა მიმართულებით.

ამ დროს შემფოთების არე, ქარპირა მხრიდან, ორგანზომილებიანი დაბრკოლებისაგან შეზღუდულია მონაკვეთით, რომელიც აერთებს დაბრკოლების წვერს ზედაპირთან, მანძილზე, რომელიც ორჯერ აღემატება დაბრკოლების სიმაღლეს; ანალოგიურად, დინების დაღმა მიმართულებით – მანძილზე, რომელიც 5-ჯერ აღემატება მის სიმაღლეს.

ყოველი ცალკეული ობიექტიდან წერტილში დაჩრდილვის გამომანგარიშების შემდეგ, განისაზღვრება ჯამური დაჩრდილება ყველა ობიექტისაგან. ასეთი მიდგომის დანმარებით ფასდება მოძრაობის რაოდენობის დეფიციტი ანასხლეტი ჭავლის საზღვარზე. და ბოლოს, გამოითვლება დაჩრდილვის ეფექტების საშუალო სიდიდე აზიმუტურ სექტორში, დაჩრდილვების შეჯამების საშუალებით, რომელიც გამოთვლილია ცალ-ცალკე ყველა რვა სხივისათვის, მოცემულ 30-გრადუსიან აზიმუტურ სექტორში.

1.9. ოროგრაფიული მოდელი

იმ მოდელის მსგავსად, რომლებიც აღწერს სიჩქარისა და დარჩილის ცვლილებების ეფექტების გავლენას ქარზე, ოროგრაფიული მოდელი გამოიყენება ქარის გაზომილი მონაცემების კორექტირებისათვის ადგილმდებარეობის ლოკალურ სიმაღლეთა სხვაობების გათვალისწინებით. მოდელირების დროს უმთავრესი ყურადღება ეთმობა ადგილმდებარეობის ტალღოვნების ეფექტებს, პირიზონტალური ზომებით რამდენიმე ათეულ კმ-დე. ეს მოდელი ძალიან ჰგავს MS3DJH მოდელის ვეჯუსს, რომლებიც დაფუძნებულია ბორცვების თავზე ნაკადების ანალიზზე [26]. ანალოგიური მიდგომები განვითარებულია უფრო ადრე, რიგი ავტორების ნაშრომებში [27, 28].

მოდელირების პირველ ეტაპზე სრულდება პოტენციალური ნაკადის შემოთვების გათვლა, რომელიც გამოწვეულია ადგილმდებარეობის ოროგრაფიული თავისებურებებით შეუშფოთებელი ქარის მიმართულებით, შემდეგი სქემით. სიჩქარის ველი დაკავშირებულია პოტენციალთან შემდეგნაირად:

$$\vec{u} = \nabla \chi \tag{1.35}$$

სადაც χ – პოტენციალი,

$$\vec{u} - \text{სიჩქარეთა შემოთვების სამგანზომილებიანი ვექტორი, } \vec{u} = (u, v, w).$$

იმ ვარაუდით, რომ პოტენციალი იქცევა ნულად R მანძილზე, საერთო ამონახსნი პოტენციალური ნაკადისათვის პოლარულ კოორდინატებში აიწერება (1.36) გამოსახულების წყევრების ჯამით:

$$\chi_j = K_{nj} J_n \left(c_j^r \frac{r}{R} \right) \exp(in\theta) \exp\left(-c_j^z \frac{z}{R}\right) \tag{1.36}$$

სადაც K_{nj} – ნებისმიერი კოეფიციენტებია,

J_n – ბესელის n -ური რიგის ფუნქცია,

r – რადიუსი,

θ – აზიმუტი,

z – სიმაღლე,

c_j^r – ბესელის J_n ფუნქციის j -ური ნული.

კოეფიციენტები განისაზღვრება კინემატიკური სასაზღვრო პირობიდან:

$$w_0 = \frac{\partial}{\partial z} \chi \Big|_{z=0} = \vec{u}_0 \cdot \nabla h(r, \theta) \tag{1.37}$$

სადაც w_0 – ვერტიკალური სიჩქარეა, განსაზღვრული მიდამოს თავისებურებებით,

\vec{u}_0 – შეუშფოთებელი ნაკადის სიჩქარის ვექტორი,

h – ადგილმდებარეობის სიმაღლე.

ფუნქციები $J_n \left(c_j^r \frac{r}{R} \right)$ შეადგენს ფურიე-ბესელის რადიალური ფუნქციების ორთოგონალურ ნაკრებს

ყოველი n -თვის, ხოლო აზიმუტური ფუნქციები $\exp(in\theta)$ წარმოქმნიან ფურიეს ორთოგონალურ ბაზისს. კოეფიციენტები K_{nj} შეიძლება გამოვითვალოთ დამოუკიდებლად, (1.37) თანაფარდობის მარჯვენა მხარის მიმდევრობითი დაგეგმილებით ფუნქციათა მიღებული ბაზისის მორიგ ელემენტებზე. ამ გარდაქმნათა მათემატიკური დეტალები აღწერილია ნაშრომში [29].

პოლარული კოორდინატების გამოყენება საშუალებას გვაძლევს მოდელის ცენტრის შესარჩევას ჩვენთვის საინტერესო წერტილთან ($r = 0$) უშუალოდ მივიღოთ შემოთვების მნიშვნელობა ამ წერტილში, შემდეგი გამოსახულების შესაბამისად:

$$\nabla \chi_j = \frac{1}{2} (l.i) K_{1j} \cdot \frac{c_j^1}{R} \exp\left(-c_j^1 \frac{z}{R}\right) \quad (1.38)$$

ამგვარად, მოდელირების პირველი ეტაპის საბოლოო შედეგს წარმოადგენს K_{1j} კოეფიციენტების პოვნა და პოტენციალური ნაკადის შემოთავაზების განსაზღვრა (1.38) წვევების შეჯამებით. მწკრივის თითოეულ შესაკრებს შეესაბამება თავისი პორიზონტალური მასშტაბი $L_j = R/c_j^1$, რომელიც წარმოადგენს შემოთავაზების დამახასიათებელ სიღრმეს.

მოდელირების მეორე ეტაპი გულისხმობს პოტენციალური ნაკადისათვის ამონახსნის მოძებნას ზედაპირული ხახუნის ეფექტების გათვალისწინებით.

ნაკადის პოტენციურობა გულისხმობს წონასწორობას წნევის გრადიენტსა და მოძრაობის რაოდენობის ადვექციას შორის მოძრაობის რაოდენობის თანაფარდობებში, ასევე მოძრაობის რაოდენობის ტურბულენტური გადატანის გაქრობას. ზედაპირის სიახლოვეს არ შეიძლება არ გავითვალისწინოთ ტურბულენტური გადატანა. $l_j \ll L_j$ სიღრმის ფენის შიგნით ნაკადის ქმედება განსხვავდება პოტენციალურისგან. არსებულ მოდელში მნიშვნელობა l_j განისაზღვრება [18]-ის თანახმად, როგორც

$$l_j = 0.3 \cdot z_{0j} \left(\frac{L_j}{z_{0j}} \right)^{0.67}, \quad (1.39)$$

სადაც z_{0j} – სიმჭისის პარამეტრი რადიუსით L_j ერთგვაროვანი პირობებისათვის $z_{0j} = z_{0j}$, არათეგვაროვანი ადგილებისათვის ზედაპირის სიმჭისის პარამეტრი აიღება, როგორც ექსპონენციალურად შეწონილი საშუალო მნიშვნელობა $r = 0$ -დან $r = 5L_j$ -მდე ქარპირა მიმართულებით, წონითი კოეფიციენტით $ln(z_{0j})$.

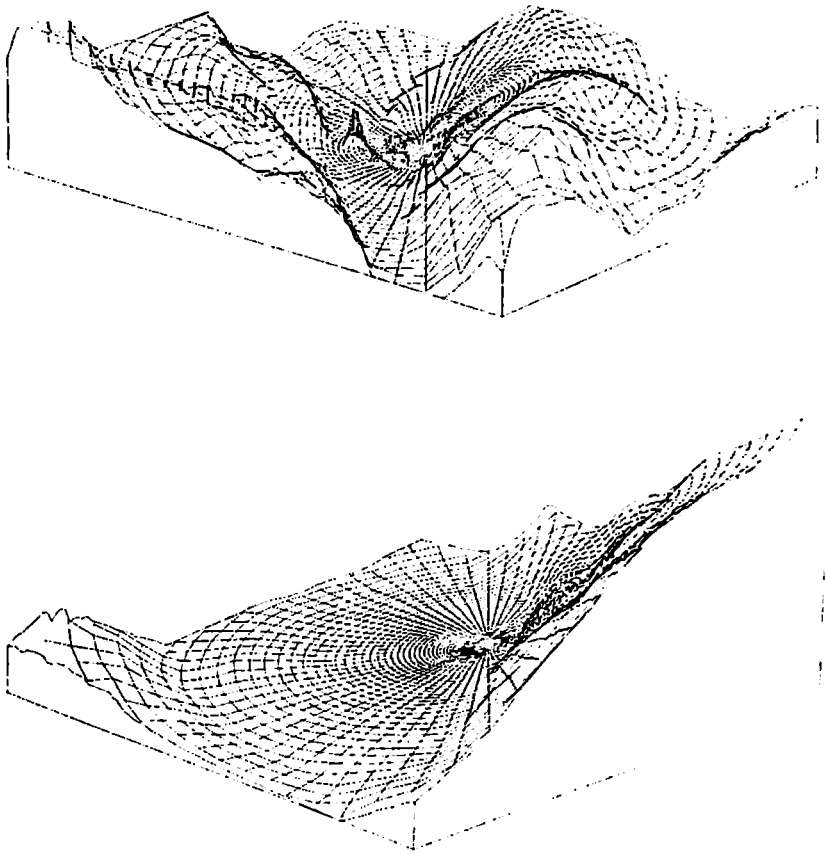
l_j ბევრად ნაკლები სიმაღლეებისათვის ტურბულენტური გადატანა უზრუნველყოფს წონასწორობას დამბულობასა და ქარის გადანაცვლებას შორის, დაჰყავს რა ლოგარითმულ პროფილამდე სიჩქარის შემოთავაზება. სიმაღლეებს შეესაბამება ნაკადის მაქსიმალური შემოთავაზება, რომელიც აღემატება პოტენციალური ნაკადის მიხედვით ნაწინასწარმეტყველებ l_j -თან შესაძარ მნიშვნელობას. მოცემულ მოდელში შემოთავაზების პროფილი მოდელირდება (1.36) სახის თითოეული წვევისათვის, Δu_j შემოთავაზების განსაზღვრის გზით სიმაღლისათვის z :

$$\frac{\Delta \bar{u}_j(z)}{|\bar{u}_{0j}(z)|} = \frac{|\bar{u}_0(L_j)|^2}{|\bar{u}_0(z_j')|^2} \nabla \chi_j, \quad (1.40)$$

სადაც $\bar{u}_0(z)$ – შემოთავაზებული სიჩქარეა z სიმაღლეზე და $z_j' = \max(z, l_j)$.

K_{1j} კოეფიციენტების გამოთვლა პროექციული მეთოდით შეიცავს რიცხობრივ ინტეგრებას აზიმუტითა და რადიუსით (ნახ. 1.17). რადიალური ბაღე ყველაზე მკვერთია ცენტრში და თხელდება 1.06-ჯერ ბადის ყოველ შემდეგ კვანძზე გადასვლისას ცენტრიდან თანდათან დაცილებით.

საერთოდ, საანგარიშო მოდელის აუცილებელ შესასვლელ პარამეტრს წარმოადგენს მიდამოს სიმაღლე ბადის ცალკეულ კვანძში, მაგრამ ყველაზე უფრო მოხერხებულად სიმაღლის მოცემულობისათვის მიიჩნევა თანაბარი სიმაღლის კონტურული ხაზები, ნაწევნები სტანდარტულ ტოპოგრაფიულ რუკებზე. ბაღე შედგება 100 რადიალური კვანძისაგან, რომლებიც უზრუნველყოფს დაახლოებით 2 მ-ის ტოლი მაღლივ გარჩევითობას ცენტრთან ასლოს, მოდელისათვის $R = 10$ კმ-ით და დაახლოებით 10 მ-ს, როდესაც $R = 50$ კმ. პრაქტიკულად მოდელის გარჩევითობა შესაძლებელია მხოლოდ ტოპოგრაფიულ რუკაზე არსებული კონტურული ხაზების სიზუსტითა და სიმკვერით.

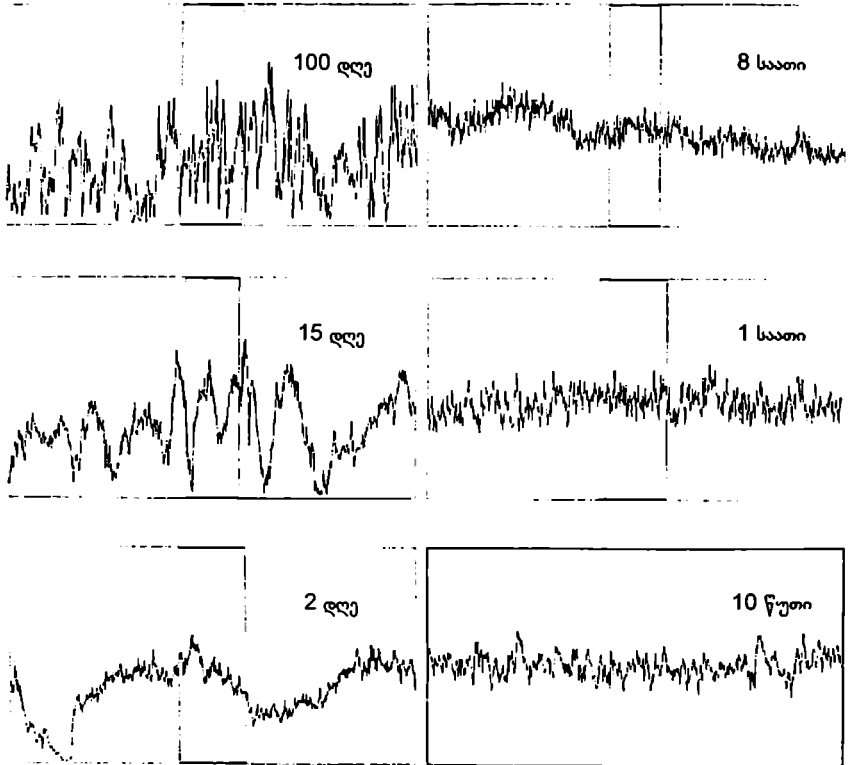


ნახ. 1.17. პოლარული მასშტაბური ბადე გამოიყენებული ნაკადის გამოსათვლელად რთულ მიდამოზე. ბადე დადებულია მიდამოზე და კონცენტრირდება წერტილში, სადაც განლაგებულია მეტეოსადგური. გვერდის ზომა ნახატის ზედა ნაწილში ტოლია 12 კმ, ქვედა ნახატი გვიჩვენებს ზედაპირის ფრაგმენტს გადიდებულ მასშტაბში გვერდით 2 კმ. ვერტიკალური მასშტაბი გადიდებულია 5-ჯერ.

1.10. სტატისტიკური მოდელირების საფუძვლები

ძირითადი ცნებები

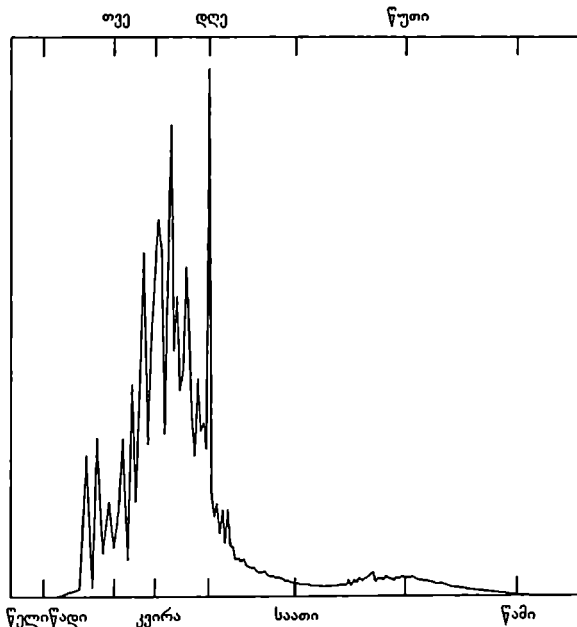
მეტეოსადგურებში ქარზე დაკვირვებები ან გაზომვები ავლენს მისი სიჩქარისა და მიმართულების მნიშვნელოვან დროით ვარიაციებს, რაც ჩანს ნახ. 1.18-დან. პირველ გრაფიკზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ცვლილება, გაზომილი უწყვეტად 100 დღის მანძილზე. შემდეგ, მიმდევრობით ნაჩვენებია ქარის სიჩქარეების გრაფიკები დროის კლებად პერიოდებში. ადვილად შესაძნევეა, რომ ქარის სიჩქარის ფარდობითი ცვლილება მცირდება დაკვირვების პერიოდის კლებასთან ერთად.



ნახ. 1.18. ქარის სიჩქარე, გაზომილი 30 მ სიმაღლეზე, ბრტყელი ერთგვაროვანი ადგილმდებარეობისთვის დანიაში [30]. გრაფიკზე თანმიმდევრულად ნაჩვენებია ქარის სიჩქარეთა გაზომვების მონაცემები დროის კლებად პერიოდებში. ნიშნულების რაოდენობა პორიზონტალურად ყოველ გრაფიკზე ტოლია 1200, ე. ი. ყოველი წერტილი შეესაბამება სიჩქარეს, გასამულოებულს მოცემული პერიოდის 1/1200 ნაწილისათვის. ვერტიკალურად – ქარის სიჩქარე 0-დან 20 მ/წმ-მდე.

ქარის ცვალებადობა სხვადასხვა მასშტაბისათვის მოცემულია სპექტრული ფუნქციის დროითი გრაფიკით (ნახ. 1.19).

ყოველ ცალკეულ წერტილში დროითი სწრაფი ცვლილების გარდა, ქარის სიჩქარე და მიმართულება დროის მოცემულ მომენტში იცვლება სივრცეში. ქარის დროითი და სივრცული ვარიაციების მიზეზს წარმოადგენს ატმოსფეროს ტურბულენტობა მომიჯნავე ფენაში.



ნახ. 1.19. ქარის სიჩქარის სპექტრული ფუნქცია, გაზომილი ბრტყელი ერთგვაროვანი მიდამოსთვის დანიში [30]. ქარის სიჩქარის გაზომვები ტარდებოდა წლის განმავლობაში ამორჩევის სიხშირით მ.კ. სპექტრი მოყვანილია ლოგარიტმულ მასშტაბში.

ქარის სიჩქარის გაზომვის უმთავრეს პარამეტრს წარმოადგენს გასაშუალოების პერიოდი T . იდეალში, გაზომვები საჭიროა წარიმართოს სიჩქარის ცვლილებებზე მყისიერად მორეაგირე ხელსაწყოს დახმარებით და მონაცემები გასაშუალოვდეს ფორმულის შესაბამისად

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt, \tag{1.41}$$

სადაც \bar{u} – სიჩქარის საშუალო მნიშვნელობაა.

პრაქტიკაში, მოწყობილობების თავისებურებებისა და რეგისტრაციის მეთოდიკებსა და მონაცემების დამუშავებაში განსხვავებების გამო, გასაშუალოების პერიოდები იცვლება რამდენიმე წუთიდან ერთ საათამდე და მეტი. ატლასში გამოყენებული მონაცემები უმთავრესად შეესაბამება პერიოდის გასაშუალოებულ 10-წუთიან ინტერვალს.

ატლასში გამოყენებული მონაცემების თითოეული კრებული ცალსახად განსაზღვრავს სტატისტიკურ სიდიდეს \bar{u} , გათვლილს ამ გასაშუალოებულ მნიშვნელობებით და წარმოდგენილს სიჩქარის განმეორებადობების ცხრილის სახით სხვადასხვა დიაპაზონსა და მიმართულებებში, ასევე ვეებულის განაწილების პარამეტრების სახით.

მეტეოდაკვირვების მონაცემები არ შეიცავს ინფორმაციას ქარის ფლუქტუაციების შესახებ ბევრად უფრო მოკლე პერიოდისათვის, ვიდრე გასაშუალოების დრო T . თუმცა, უნდა ვიქონიოთ მხედველობაში, რომ ეს მოკლეპერიოდული ტურბულენტური ფლუქტუაციები, მიუხედავად ამისა, შეიცავენ ქარის ტურბულენტური სიმძლავრის განსაზღვრულ ნაწილს და ამიტომ, შეძლებისამებრ, ისინი საჭიროა გაითვალისწინოთ ქარის ენერგობოტენციალის შეფასებისას.

ქარის კუთრი სიმძლავრე, განსაზღვრული დროის T ინტერვალისათვის, საერთოდ აღიწერება გამოსახულებით

$$\bar{E} = \frac{1}{2} \overline{\rho u^3} = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{T} \int_0^T \rho u^3(t) dt, \quad (1.42)$$

ამ გამოსახულებაში პერის სიმკვრივე, ცდომილებით არაუმეტეს რამდენიმე პროცენტისა, შეიძლება ჩაეთვალოს მუდმივად. ამიტომ გამოსახულება (42) შეიძლება გადაიწეროს შემდეგი სახით

$$\bar{E} = 0.5 \rho \bar{u}^3 \quad (1.43)$$

ქარის მყისიერი სიჩქარე შეიძლება წარმოვადგინოთ, როგორც საშუალო მნიშვნელობისა და გადახრის ჯამი:

$$u = \bar{u} + u' \quad (1.44)$$

მარტივი გარდაქმნები გვაძლევს

$$\begin{aligned} \bar{u}' &= 0, \\ \overline{u'^2} &= \bar{u}^2 - \bar{u}^2, \\ \overline{u^3} &= \bar{u}^3 + \overline{u'^3} + 3\bar{u} \overline{u'^2} \end{aligned} \quad (1.45)$$

თუ აღვნიშნავთ ტურბულენტური პულსაციების საშუალოკვადრატულ სიდიდეს σ_u , ხოლო ტურბულენტობის ინტენსიურობას i , შეიძლება ჩავწეროთ:

$$\sigma_u^2 \equiv \overline{u'^2}, \quad i \equiv \frac{\sigma_u}{\bar{u}}, \quad \bar{E} = 0.5 \rho \bar{u}^3 (1 + 3i^2) \quad (1.46)$$

სიჩქარის სიხშირული განაწილება \bar{u} განსაზღვრავს კუთრ სიმძლავრეს \bar{E} მასწორებელი წვერის $3i^2$ სიზუსტით. ტურბულენტობის ინტენსიურობა დამოკიდებულია ზედაპირულ პირობებსა და სიმაღლეზე. ერთგვაროვანი სიმქისისა და ნეიტრალური პირობებისათვის ჩვეულებრივად გამოიყენება მარტივი თანაფარდობა

$$i = \frac{1}{\ln(z/z_0)} \quad (1.47)$$

თანაფარდობაში (1.46) მასწორებელი წვერის სიდიდე არ აღემატება რამდენიმე პროცენტს ($6\% - z = 30$ მ და $z_0 = 0.03$ მ).

საჭიროა მივიღოთ მხედველობაში, რომ ეს შედეგი განეკუთვნება ენერჯის სიმკვრივეს ერთ წერტილში, ხოლო ქარის აგრეგატის სიმძლავრე განისაზღვრება ქარის ნაკადის ენერჯით, რომელიც განაწილებულია ქარის ბორბლით შემოფარგლულ მთელ ფართობზე. ატლასში არ განიხილება ტურბულენტური პულსაციების, ასევე ქარის ტურბინის კონსტრუქციის თავისებურებების ზემოქმედება ელექტროენერჯის გამოომუშავებაზე.

ვეიბულის განაწილება

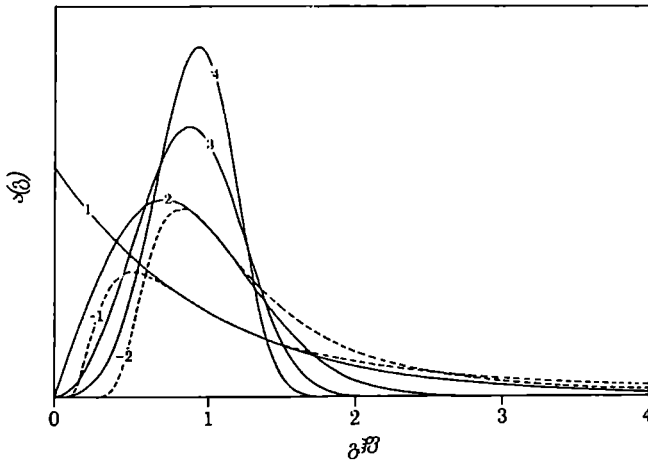
ქარის სიჩქარის განმეორებადობების შესახებ ემპირიული მონაცემების კომპაქტური წარმოდგენისათვის ატლასში გამოიყენება ვეიბულის ორპარამეტრიანი განაწილება [31, 32]:

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A} \right)^{k-1} \exp \left(- \left(\frac{u}{A} \right)^k \right), \quad (1.48)$$

სადაც $f(u)$ – ქარის განაწილების ანუ განმეორებადობის ფუნქციაა (u) სიჩქარის მიხედვით.

ვეიბულის ორი პარამეტრი, რომლებიც განსაზღვრავს განაწილებას, ცნობილია როგორც სიჩქარის მასშტაბური პარამეტრი A და განაწილების მრუდის ფორმის პარამეტრი k . ნახ. 1.20-ზე ნაჩვენებია $f(u)$ -ის ფორმაზე ფორმის k პარამეტრის სხვადასხვა მნიშვნელობების გავლენა. როდესაც $k > 1$, სიჩქარის განაწილების მაქსიმუმი (მოძალადური მნიშვნელობა) იმყოფება არეში $u > 0$, ხოლო როდესაც $0 < k < 1$, ვეიბულის ფუნქცია მონოტონურად მცირდება.

ვეიბულის განაწილება გადაგვარდება ორ განსაკუთრებულ განაწილებად – ექსპონენციალურად, როდესაც $k = 1$, და რელეის განაწილებად, როდესაც $k = 2$. უკანასკნელი, რომელიც საკმაოდ ხშირად გვხვდება ქარის მონაცემების აპროქსიმაციის დროს, გამოიყენება მათი მიასლოებითი წარმოდგენისათვის. აქ კი გამოიყენება უფრო სავსებით, ვეიბულის ორპარამეტრიანი განაწილება.



ნახ. 1.20. ვეიბულის განაწილების სხვა ფორმის k პარამეტრის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის.

ვეიბულის $F(u)$ ინტეგრალური განაწილება იძლევა იმის ალბათობას, რომ ქარის სიჩქარე ამტკიცებს მნიშვნელობას u , და აიწერება გამოსახულების დახმარებით:

$$F(u) = \exp\left(-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right) \quad (1.49)$$

ვეიბულის განაწილება წარმოშობს შესაბამისად განაწილებულ მაღალი რიგის მომენტებს. თუ u წარმოადგენს ვეიბულის კანონით განაწილებულ ფუნქციის პარამეტრებით A და k , მაშინ u^m – ვეიბულის კანონით განაწილებული ფუნქციაა პარამეტრებით A^m და k/m .

ვეიბულის განაწილების მომენტები და სხვა მნიშვნელოვანი მახასიათებლები, მიღებული თანაფარდობიდან (1.49), მოყვანილია ქვევით

$$A \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) - \text{საშუალო მნიშვნელობა;}$$

$$A^2 \Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \text{საშუალო კვადრატული მნიშვნელობა;}$$

$$\begin{aligned}
 & A^3 \Gamma \left(1 + \frac{3}{k} \right) - \text{საშუალო კუბური მნიშვნელობა;} \\
 & A^m \Gamma \left(1 + \frac{m}{k} \right) - m\text{-რი რიგის საშუალო მნიშვნელობა;} \quad (1.50) \\
 & A^2 \left[\Gamma \left(1 + \frac{2}{k} \right) - \Gamma^2 \left(1 + \frac{1}{k} \right) \right] - \text{დისპერსია;} \\
 & A \left(\frac{k-1}{k} \right)^{1/k} - \text{მოდალური მნიშვნელობა;} \\
 & A(m2)^{1/k} - \text{მედიანა.}
 \end{aligned}$$

კუთრი სიმძლავრე E [ვტ/მ²] პროპორციულია ქარის სიჩქარის საშუალო კუბისა:

$$E = \frac{1}{2} \rho A^3 \Gamma \left(1 + \frac{3}{k} \right), \quad (1.51)$$

სადაც ρ – ჰაერის სიმკვრივეა, ტოლი 1.225 კგ/მ³ ტემპერატურისათვის 15°C და სტანდარტული წნევისათვის 1013 მმარ.

ქარის სიჩქარე, რომლის დროსაც მისი კუთრი სიმძლავრე აღწევს მაქსიმუმს, წარმოდგენილია გამოსახულებით

$$u_m = A \left(\frac{k+2}{k} \right)^{1/k} \quad (1.52)$$

მაგალითად, რელეის განაწილებისათვის ქარის სიჩქარე, რომელიც შეესაბამება ენერჯის მაქსიმუმს, საშუალოდ 2-ჯერ მეტია სიჩქარის მოდალურ მნიშვნელობაზე.

არსებობს ვიბულის პარამეტრის პოენის რამდენიმე განსხვავებული ხერხი, რომლებიც გვაძლევს ქარის განმეორებადობის პისტოგრამების აპროქსიმაციას ამა თუ იმ სიზუსტით მისი სიჩქარის სხვადასხვა ინტერვალისათვის. თუ ვაზომების მონაცემები კარგადაა წარმოდგენილი ვიბულის განაწილებით სიჩქარეების მთელ სპექტრში, მაშინ პარამეტრის მოძებნის ხერხი შეიძლება შეირჩეს საკმაოდ თავისუფლად. მაგრამ უმრავლეს შემთხვევაში განსახილველი პისტოგრამები სხვადასხვა მიზეზის გამო გადაიხრება თეორიულიდან. ამიტომ ვიბულის ოპტიმალური ფუნქციის შერჩევა უნდა განხორციელდეს მოცემული დანართის შესაბამისი ქარის სიჩქარეების სპექტრის საფუძველზე. ამასთან აქცენტუი კეთდება ქარის უფრო მაღალ სიჩქარეებზე და გამოიყენება მომენტების მორგების მეთოდი, რომელიც უპირატესობას ანიჭებს ქარის მაღალ, მაგრამ არა ექსტრემალურ სიჩქარეებს.

ყოველი აზომუტური სექტორისათვის ვიბულის პარამეტრები განისაზღვრება ორი მოთხოვნის შესაბამისად:

- 1) ქარის ჯამური ენერჯები ვიბულის აპროქსიმირებულ განაწილებასა და დასაკვირვებელ განაწილებებში ერთმანეთის ტოლია;
- 2) დასაკვირვებელ საშუალო მნიშვნელობებზე უფრო მაღალი, ქარის სიჩქარეების წარმოქმნის ალბათობებიც ასევე ტოლია.

ამ ორი მოთხოვნის კომბინაცია გვაძლევს თანაფარდობას მხოლოდ k პარამეტრის მიმართ, რომელიც ამოისწნება ფუნქციის პოენის სტანდარტული ალგორითმის დახმარებით.

ემპირიული მონაცემების აპროქსიმაციის ყველაზე დიდი სირთულეები ჩნდება ქარის სიჩქარეების ძალიან დაბალი და ძალიან მაღალი მნიშვნელობების დამუშავების დროს. ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები, როგორც წესი, არასაკმარისადაა განპირობებული სტატისტიკურად, და ამიტომ ექსტრემალური საქარე პირობების

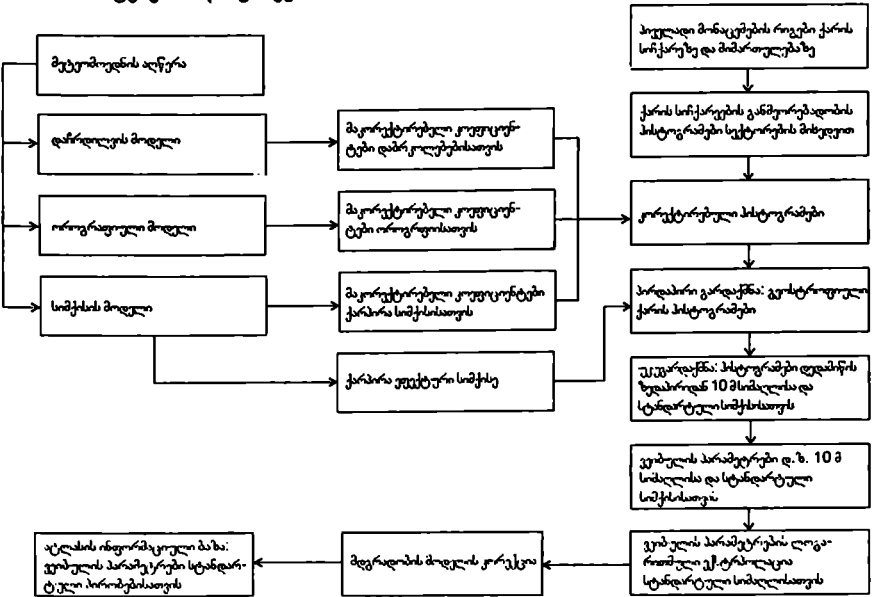
უტყუარი პროქსიმაციისათვის საჭიროა გამოიყენოთ სპეციალური მეთოდები [33]. ასეთი ანალიზი არ არის ჩართული ატლასში, ამიტომ ატლასში მოყვანილი ვეიბულის განაწილებები არ შეიძლება გამოიყენოთ სიჩქარეების წარმოქმნის სისშირეების შესაფასებლად, რომელთა ალბათობა 1% ნაკლებია.

ქარის დაბალი სიჩქარეებისას გაზომვათა უზუსტობამ, განპირობებულმა ხელსაწყოს რეაქციის სასრული სიჩქარით, მონაცემების მოხსნისა და დამრეგლების შეცდომებით, შეიძლება გამოიწვიოს საგრძნობი ცდომილებები, კერძოდ, ქარის დაწინარების ანომალურად მაღალი განმეორადობები. ქარის ტურბინისათვის საშუალოზე დაბალი ქარის სიჩქარეების განმეორებადობის მრუდის ზუსტ ფორმას არა აქვს დიდი მნიშვნელობა, რაც მიღებულ იქნა მხედველობაში პროქსიმაციის მოცემული მეთოდის დამუშავებისას.

თუმცა, უნდა აღინიშნოს, რომ მეტეოსადგურებისათვის 3 მ/წმ-ზე ნაკლები საშუალო სიჩქარით, რომლებიც განლაგებულია შედარებით ქარიან, მაგრამ ძლიერ დაჩრდილულ ადგილას, გამოთვლილი რეგიონალური ქარისმიერი კლიმატი გამოდის არაზუსტი. აღინიშნო, აგრეთვე, რომ ფიზიკური მოდელები, გამოყენებული ქარის დაბალი სიჩქარეების ანალიზისას, ასევე აღმოჩნდა არასრულყოფილი.

ზემოაღწერილი პროქსიმაციის მეთოდი გამოიყენება ვეიბულის პარამეტრების შეფასებისას ყოველ განსახილველ სექტორში, აგრეთვე, მოდელიდან მიღებული სისშირული განაწილებების სექტორული პროქსიმაციისათვის. ვეიბულის პარამეტრები, რომლებიც აღწერს ქარის ყველა მიმართულებით გასაშუალოებულ განაწილებას, მიიღება პირველი და მესამე რივის სექტორული მომენტების შეწონილ ჯამებზე მორგებით.

1.11. მონაცემების დამუშავება



ნახ. 1.21. ქარის ატლასში გამოყენებული მონაცემების ანალიზის სექტორული წარმოდგენა.

ანალიზის მოდელი შედგება რიგი ქვემოდელისაგან (ნახ. 1.21), რომლებიც აღწერილია წინა პარაგრაფებში. ქარის რეგიონალური კლიმატოლოგია ვეიბულის პარამეტრების ტერმინებში სტანდარტული პირობებისათვის გამოითვლება ქარზე დაკვირვებების მონაცემების, ადგილმდებარეობის ლოკალური სიჩქებისების აღწერილობისა და დაჩრდილული წინააღობების, აგრეთვე ტოპოგრაფიული მდლივი

მონაცემების საფუძველზე. ატლასში გამოყენებული თითოეული მეტეოსადგურისათვის, შესასვლელი და გამოსასვლელი პარამეტრები მოყვანილია ატლასის ორ საწინააღმდეგო გვერდზე (თავი 4).

გამოთვლის სქემა გამოიყურება შემდეგნაირად: შესასვლელი მონაცემები გამოიყენება ქარის სიჩქარის განმეორებადობის პისტოგრამის სახით, ყოველი ცალკეული რვა 45-გრადუსიანი აზიმუტური სექტორისათვის, სიჩქარის დიაპაზონის ბოჯით 1 მ/წმ. პირველ ეტაპზე გამოითვლება სამი ჯგუფი სიჩქარეზე დამოუკიდებელი მასწორებელი კოეფიციენტებისა, ყოველი სექტორისათვის:

დაბრკოლებების გავლენის ამსახველი კოეფიციენტები, გამოთვლილი დაზრდილვის მოდელის დახმარებით და აღნიშნული, როგორც C_{obs}^j , j -რი სექტორისათვის;

ზედაპირის სიმქისის ცვლილების ამსახველი G_{obs} კოეფიციენტები, რომლებიც საშუალებას იძლევა დავადგინოთ მეტეოსადგურზე გაზომილი ქარის სიჩქარესა და ქარპირა მხრიდან ადგილმდებარეობის სიმქისის ცვლილებისაგან წარმოქმნილი ქარის სიჩქარეს შორის შესაბამისობა. ზედაპირული სიმქისის გასაშუალოება ფართობზე იძლევა სიმქისის პარამეტრის ეფექტურ მნიშვნელობას Z_{Dr}^j ქარპირა მხრიდან;

ოროგრაფიული მოდელის დახმარებით გამოთვლილი მასწორებელი კოეფიციენტები ოროგრაფიაზე, რომლებიც ითვალისწინებს ცალკე თითოეული სექტორისათვის ქარის პროფილებს. როგორც აღწერილი იყო 2.8 პარაგრაფში, სიმქისის პარამეტრები ასევე მონაწილეობენ ოროგრაფიულ მოდელში. აქედან გამოითვლება კოეფიციენტები C_{obs}^j და D_{obs}^j , სადაც D_{obs}^j აღწერს ქარის სიჩქარის ვექტორის მობრუნების კუთხეს, გამოთვლილს ოროგრაფიული მოდელის დახმარებით.

მეორე ეტაპზე გამოითვლება ქარის პარამეტრები ყოველი მიმართულებისათვის და სიჩქარის გრადაციები ამ კოეფიციენტების გათვალისწინებით j -ური სექტორისა და ქარის სიჩქარის U^j -დან U^{j+1} -მდე ინტერვალში განხილვისას მასწორებელი C_{obs}^j კოეფიციენტის გამოყენება იძლევა სიჩქარისა და მიმართულების ინტერვალის ზღვრულ მნიშვნელობებს, რომლებიც შეესაბამება დაბრკოლების არარსებობას. ანალოგიურად, შესწორებები ოროგრაფიისა და სიმქისზე გამოიყენება ზღვრული მნიშვნელობების გამოთვლისათვის ქარპირა მხრიდან.

ეფექტური ზედაპირული სიმქისე Z_{Dr}^j გამოიყენება თითოეული ახალი გრადაციისათვის გეოსტროფული სახუნის კანონში (1.13), სიჩქარის ზღვრული მნიშვნელობების $C^{k,j}$ და $C^{k+1,j}$ და შესაბამისი მიმართულების

ზღვრული $D_{lim}^{k,j}$ და $D_{lim}^{k+1,j}$ მნიშვნელობების გამოსათვლელად. მოცემული გარდაქმნისას დაცულია ქარის წარმოქმნის სიხშირე ყოველ გრადაციაში. პრინციპში, გეოსტროფული ქარი შეიძლება გამოყენებულ იყოს როგორც ქარის კლიმატოლოგიური მნიშვნელობების რეგინალური მასასიათებელი. მაგრამ პროცესი გრძელდება ქარის განაწილების მიღებამდე სტანდარტული ტიპის ზედაპირული სიმქისისათვის. ამისთვის განისაზღვრება მნიშვნელობები U . ყოველი ტიპის ზედაპირისათვის შემოსწინებული პარამეტრების $G^{k,j}$, $G^{k+1,j}$, $D_{lim}^{k,j}$ და $D_{lim}^{k+1,j}$ გათვალისწინებით. ქარის სიჩქარეების შესაბამისი მნიშვნელობები ქვედა

სტანდარტულ დონეზე (10 მ) მოიძებნება ლოგარიტმული პროფილით (1.9). შედეგად ჩნდება შესასვლელი პისტოგრამების ოთხი ნაკრები, რომლებიც განეკუთვნება ქვედა სტანდარტულ დონეს 10 მ და სიმქისის კლასიდან ერთ-ერთს. ვეიბულის პარამეტრები ყოველი სექტორისათვის განისაზღვრება მორგების პროცედურის საშუალებით, რომელიც მოცემულია პარაგრაფში 1.9. ვეიბულის პარამეტრები, რომლებიც შეესაბამება τ , სიმაღლის უმაღლეს სტანდარტულ დონეებს, შემდეგში გამოითვლება, როგორც აღწერილია პარაგრაფში 1.4, ლოგარიტმული კანონის შესწორების გათვალისწინებით ზედაპირული სითბური ნაკადის ცვლილებებისას. სითბური ნაკადების საშუალო და საშუალო კვადრატული მნიშვნელობები განისაზღვრება დამოუკიდებლად ხმელეთისათვის და ზღვისათვის. ყველა განსახილველი სადგურისათვის მიღებულია სითბური ნაკადის პარამეტრების შემდეგი მნიშვნელობები: ხმელეთსა და ზღვაზე საშუალო სითბური

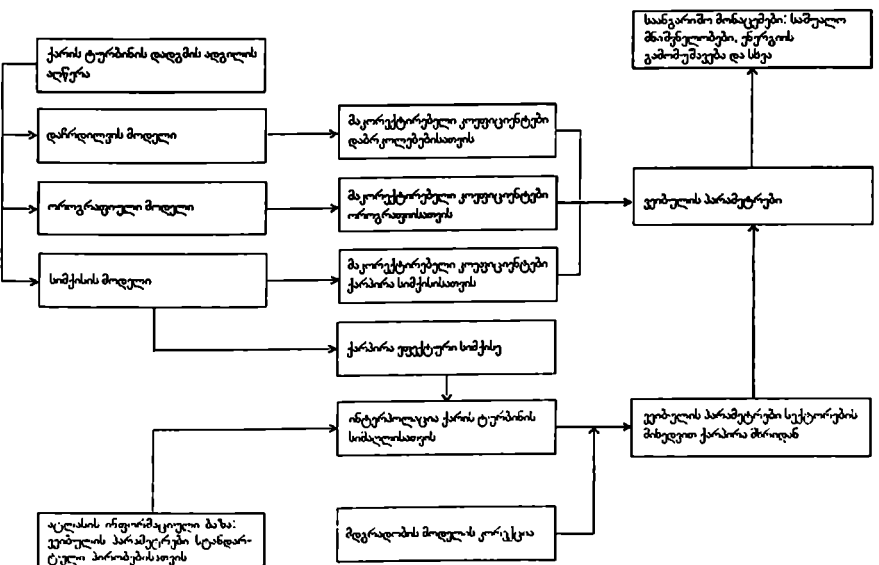
ნაკადები შესაბამისად ტოლია 40 ვტ/მ² და 15 ვტ/მ², ხმელეთსა და ზღვაზე საშუალო კვადრატული სითბური ნაკადები შესაბამისად ტოლია 100 ვტ/მ² და 30 ვტ/მ².

საშუალო სითბური ნაკადი ხმელეთზე	= - 40 ვტ/მ ²
საშუალო სითბური ნაკადი ზღვაზე	= 15 ვტ/მ ²
საშუალო კვადრატული სითბური ნაკადი ხმელეთზე	= 100 ვტ/მ ²
საშუალო კვადრატული სითბური ნაკადი ზღვაზე	= 30 ვტ/მ ²

თანაფარდობები (1.25), (1.26) იძლევა მასწორებელ კოეფიციენტებს საშუალო მნიშვნელობებისა და სტანდარტულ გადახრებისათვის მდგრადობის მოდელის გათვალისწინებით. ეს გამოსახულებები გამოიყენება შესასვლელი ექსპერიმენტული მონაცემების კორექტირებასათვის ანემომეტრის სიმაღლის, ნაპირამდე მანძილისა და დინების აღმა მიმართულეობით ზედაპირის გასაშუალოებული სიმაღლის გათვალისწინებით თითოეულ სექტორში. ანალოგიურად გამოითვლება შესწორებები ყველა სტანდარტული სიმაღლისათვის, ხოლო ამ მნიშვნელობების შეფარდება შესასვლელ მნიშვნელობებთან გამოიყენება ვეიბულის იმ პარამეტრების შესასწორებლად, რომლებიც გამოთვლილია ლოგარიტმული პროფილის საშუალებით. შესაბამისი საშუალო მნიშვნელობები და სტანდარტული გადახრები გამოითვლება (1.50) გამოსახულების საფუძველზე, შემდეგ შეიყვანება შესწორებები და უკუპროცედურის საშუალებით მოიძებნება ვეიბულის პარამეტრები, რომლებიც შესაბამაზე საშუალო გადახრების კორექტირებულ მნიშვნელობებს.

1.12. ქარის ატლასის პრაქტიკული გამოყენება

წინა პარაგრაფში აღწერილი მოდელი გამოიყენება პირველი ტიპის ამოცანების ამოსახსნელად – ქარისმიერი კლიმატის რეგიონალური მახასიათებლის განსაზღვრისათვის. ასევე მნიშვნელოვანია უკუ ამოცანის ამოსახსნელად შექმნილი მოდელი – ქარის პარამეტრების გათვლა მოცემულ ადგილზე, რეგიონალური კლიმატოლოგიის საფუძველზე. მოდელის სქემა მოცემულია ნახ. 1.22-ზე. ასეთი მოდელი შეიძლება გამოიყენებული იყოს რეგიონალური სტატისტიკის შესამოწმებლად და, აგრეთვე, როგორც ინსტრუმენტი მოცემულ ადგილმდებარეობაზე მიზმისათვის.



ნახ. 1.22. ქარის ატლასის პრაქტიკული გამოყენების სქემა.

პრობოთად რომ ვთქვათ, მოცემული მოდელი წარმოადგენს ანალიზის მოდელის უკუ მოდელს. შესწორებები, რომლებიც ითვალისწინებს წინააღობებს, ოროგრაფიასა და სიმქისეს მოცემულ ადგილას, გამოითვლება ისევე, როგორც ანალიზის დროს.

განსახილველი სიმაღლისათვის ატლასიდან ამოკრეფება განმეორებადობის მნიშვნელობები f , და ვეიბულის პარამეტრები A , და k , ყოველ სექტორში. სტანდარტული მნიშვნელობებისაგან განსხვავებული სიმაღლეებისა და ზედაპირული სიმქისისათვის გამოიყენება ლოგარითმული ინტერპოლაცია. სიმქისის პარამეტრების მნიშვნელობები ყოველი სექტორისათვის გამოითვლება სიმქისის მოდელის ცვლილების მიხედვით (პარაგრაფი 1.7.). A პარამეტრისათვის გამოიყენება მასწორებელი კოეფიციენტები ყოველი სექტორისათვის, ამასთან პარამეტრ k -ს მნიშვნელობა რჩება უცვლელი. და, ბოლოს, ზემოაღწერილი ხერხით წარმოებს კორექტირება მდგარადობის მოდელის გათვალისწინებით.

მეთოდის სიზუსტე მოწმდება რომელიმე მეტეოსადგურზე გაზომილი ქარის მასასიათებლების შედარებით რეგიონალური კლიმატოლოგიის მონაცემებით გამოთვლილ მასასიათებელთან. დიდ მეთოდურ და პრაქტიკულ ინტერესს წარმოადგენს, აგრეთვე, ერთი სადგურიდან მიღებული რეგიონალური კლიმატოლოგიის გამოყენება სხვა სადგურის ლოკალური კლიმატოლოგიის პროგნოზირებისათვის (იხ. [9]).

1.13. მონაცემებისა და მოდელების ცდომილებები

რადგანაც ატლასის მეთოდის ცდომილებების ზუსტად განსაზღვრა პრაქტიკულად შეუძლებელია, ამიტომ მიღებული შედეგების სისწორე ყველაზე უკეთ მოწმდება სადგურებს შორის მონაცემების შედარებით [9]. მოცემულ პარაგრაფში მოკლედ განვიხილავთ ატლასის მეთოდის ძირითად ცდომილებებს.

ნებისმიერი გაზომვა უსათუოდ დაკავშირებულია ცდომილებებთან. გაზომვათა საშუალებების შერჩევა და მონაცემების აღებასავე სრულდება განსაზღვრული სიზუსტის მიღწევის მიზნით. ხარისხიან, გულდასმით ტარებულ ანემომეტრს შეუძლია გაზომოს სიზუსტით $\pm 2\%$, როდესაც ქარის სიჩქარე აღემატება 3მ/წმ [34]. მაგრამ ასეთი სიზუსტე მიუწვდომელია მეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური მონაცემებისათვის, რომლებიც ატლასის საფუძველს წარმოადგენს. სისტემატური ცდომილებების გარდა, რომლებიც შეიძლება წარმოიქმნას სხვადასხვა მიზეზით, ისეთით, როგორც ანემომეტრის ცუდი დაკაობრებაა, დასაშვებია 5% -ანი ცდომილებების არსებობა ქარის სიჩქარის მონაცემებში. მონაცემების ზოგიერთი რიგი შეიძლება შეიცავდეს საგრძნობ ფარულ ცდომილებებს, რომლებიც იწვევენ მნიშვნელოვან გადახრებს საბოლოო შედეგებში. ამრიგად, ქარის ენერგოპოტენციალის შეფასებას ქარის გაზომვის წერტილშიც კი შეიძლება ჰქონდეს ცდომილება 15% -მდე და მეტი.

მონაცემების გარდაქმნა, აღწერილი წინა პარაგრაფებში, გულისხმობს ქარისმიერი სტატისტიკის გამოთვლის შესაძლებლობას გაზომვის წერტილიდან დაშორებით. ამის მაგალითად გამოდგება მონაცემების დაწმენდის მეთოდი ზედაპირის თავისებურებათა გავლენისაგან. ეს მიიღწევა ახლომდებარე მეტეოსადგურებიდან პორზინტალის და ვერტიკალზე მონაცემების ექსტრაპოლაციით. ატლასის პრაქტიკული გამოყენება მოიცავს, აგრეთვე, ექსტრაპოლაციას დროში (წარსულში დაკვირვების პერიოდიდან მომავალში ენერგოგამომუშავების პროგნოზამდე).

გაზომილ მონაცემებში, ცდომილებების გარდა, მიახლოებით მოდელებსა და კლიმატურ მასასიათებლებზე, აგრეთვე, ზედაპირის სიმქისის პარამეტრებზე დაფუძნებული რიცხობრივი მეთოდიც ასევე იწვევს უჯამური ცდომილებების ზრდას სანაგარიშო შედეგების განსაზღვრისას ყოველი სადგურისათვის.

განვიხილოთ მოდელების ძირითადი გამარტივებები, რომლებიც ზღუდავენ ატლასის მეთოდის სიზუსტეს. გეოსტროფული ხახუნის კანონი (1.13), რომელიც წარმოადგენს ატლასის მეთოდის საფუძველს, გამოიყენება, საერთოდ, მხოლოდ განსაზღვრული და ძალიან მკაცრი შეზღუდვების დროს. ამ კანონის გამოყენება გეოსტროფული ქარის გამოსათვლელად, ცალკეული მეტეოსადგურის მონაცემებით, იწვევს შესაძლებელ ცდომილებას 15% და მეტი. ეს ცდომილება ძირითადად განპირობებულია ატმოსფერული არამდგარადობით [35]. იმავდროულად, ქარის განმეორებადობის განსაზღვრის ცდომილება რამდენიმე

სადგურის მონაცემების საფუძველზე, სიმქისის სხვადასხვა პირობებით, გამოდის, პრაქტიკულად, არსებითად ნაკლები. ამას ადასტურებს სადგურთშორისი შედარების შედეგები, რომელიც ჩატარებულია [8, 9]-ში და მართებულია თუნდაც ვაკე ტერიტორიებისათვის.

დარჩილვის მოდელისათვის, რომელიც 1.8 პარაგრაფში აღწერილი, უმაჯრესი ცდომილებები შეიძლება შეფასდეს მონაცემებით [14]. დამატებითი ცდომილებები დაკავშირებულია სამკან ზომილებიანი რეალური ობიექტების მოდელირებასთან. ტიპური დაბრკოლებებით დარჩილვის ეფექტები ხშირად არ აღემატება რამდენიმე პროცენტს და ამ შემთხვევაშიც კი, მნიშვნელოვანი ფარდობითი ცდომილებები დარჩილვის გათვლებში არ იწვევენ საგრძნობ შეცდომებს გათვლილ ქარისმიერ სტატისტიკებში. დარჩილვის უფრო დიდი ეფექტებისას რეგიონალური სტატისტიკის განსაზღვრის ცდომილებები შეიძლება მნიშვნელოვანი აღმოჩნდეს.

სიმქისის ცვლილების მოდელი და ზედაპირის სიმქისის პარამეტრის შერჩევა შეიცავს ცდომილებებს, რომლებიც იმდენად მეტია, რამდენადაც მაღალია სიმქისის პარამეტრი. ასე, ზედაპირის სიმქისის განსაზღვრის უზუსტობა ტოპოგრაფიული რუკების საფუძველზე შეიძლება აღწევდეს 50%, რაც იწვევს სიჩქარის საშუალო მნიშვნელობების განსაზღვრისას 5%-მდე შეცდომებს ღია სწორი ზედაპირისათვის ($z_0 < 10$ სმ) და 15%-მდე – ძალიან დაცული ზედაპირისათვის ($z_0 > 40$ სმ).

მაქსიმალური ცდომილებები ატლასის მეთოდიკაში დაკავშირებულია ქარის მასხასიათებლების გამოთვლასთან რთული ოროგრაფიის პირობებში. ემპირიულად ცნობილია, რომ ოროგრაფიული მოდელი მუშაობს საკმაოდ კარგად ნაკადის შემფოთებათა პროგნოზირებისას შედარებით დამრეცი ბორცვებისა და მაღლობებისათვის. ბორცვის წვერზე ქარის სიჩქარის ფარდობითი ნამატის შეფასებისას, ტიპური შეცდომა შეადგენს დაახლოებით 10%, როდესაც ბორცვის პორიზონტალური ზომები ნაკლებია 1 – 2 კმ-ზე და ფერდობების დახრილობა ნაკლებია 30°-ზე. უფრო ციცაბო ბორცვებისა და მაღლობებისათვის მოდელი ამცირებს ქარის შესუსტებას მათ ძირში, ისევე, როგორც სხვა ანალოგიური მოდელები [36], განსაკუთრებით, როდესაც ნაკადი ბორცვის უკან იყოფა.

ზედაპირის ოროგრაფიული მასხასიათებლები 10 კმ და უფრო მეტ მანძილებზე თამაშობენ საკმაოდ საგრძნობ როლს, მაგრამ ისინი არაა გათვალისწინებული მოცემულ მოდელებში. მთლიანობაში ძნელია შეფასდეს ამასთან დაკავშირებული ტიპური შეცდომების სიდიდეები. ერთდერით, რის გარანტიასაც იძლევა მოცემული მოდელი, არის ის, რომ ქარის პირობების შეფასებისას გაზომვის წერტილის სიახლოვეს შედეგი თითქმის არ არის დამოკიდებული ნაკადის თვისებებზე დიდი მანძილებისათვის.

ატლასში გამოყენებული მეტეოსადგურების მონაცემები მიეკუთვნება მიწისპირა სიმაღლეებს, ჩვეულებრივად 10 – 12 მ. 50 მ-ზე მეტი სიმაღლეებისათვის ზედაპირული თბური ნაკადის თვისებები ხდება სულ უფრო არსებითი ფაქტორი. ამ მიზეზით ვერტიკალური ექსტრაპოლაციის სიზუსტე დიდ სიმაღლეებზე მცირდება.

მაღლივ მეტეოანძმებზე ორ სიმაღლეზე (10 და 40 მ) ჩატარებულმა ქარის სიჩქარეების გაზომვებმა საშუალება მოგვცა ექსპერიმენტულად აგვეო ქარის სიჩქარის ვერტიკალური პროფილი და შეგვესწავლა მათი სეზონური ცვლილებები (იხ. კარი 3.2).

თავი 2. ქარის რეჟიმი საქართველოს გერიგორიაზე

2.1. საქართველოს ოროგრაფიული წყობა და ატმოსფერული ცირკულაცია

საქართველო განლაგებულია მაღალი წნევის სუბტროპიკული ზოლის ჩრდილოეთ საზღვარზე და ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ზოგადი ცირკულაციული პროცესების შემოქმედებას განიცდის, რომელთა საერთო მიმართულებაა – დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, ქარის სასიათი განპირობებულია წნევის გრადიენტებით.

ზამთრის პერიოდში ევროპის და აზიის ჩრდილოეთი ნაწილი, დასავლეთი ციმბირის ჩათვლით, ანტიციკლონურ სისტემაშია მოქცეული. სამხრეთ კავკასიის რეგიონზე დიდ გავლენას ახდენს ამ ანტიციკლონის დასავლეთის გოგა, რომელიც ხშირად სამხრეთ ევროპას აღწევს. ამავე დროს დასავლეთისაკენ, ამორის კუნძულების რაიონში, ყალიბდება ციკლონური სისტემა. წნევის გრადიენტი, განისაზღვრება რა შექმნილი ბარული ველით, მიმართულია დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ და, შესაბამისად, ზამთრის პერიოდში სამხრეთ კავკასიაში გაბატონებულია აღმოსავლეთის მიმართულების ქარები.

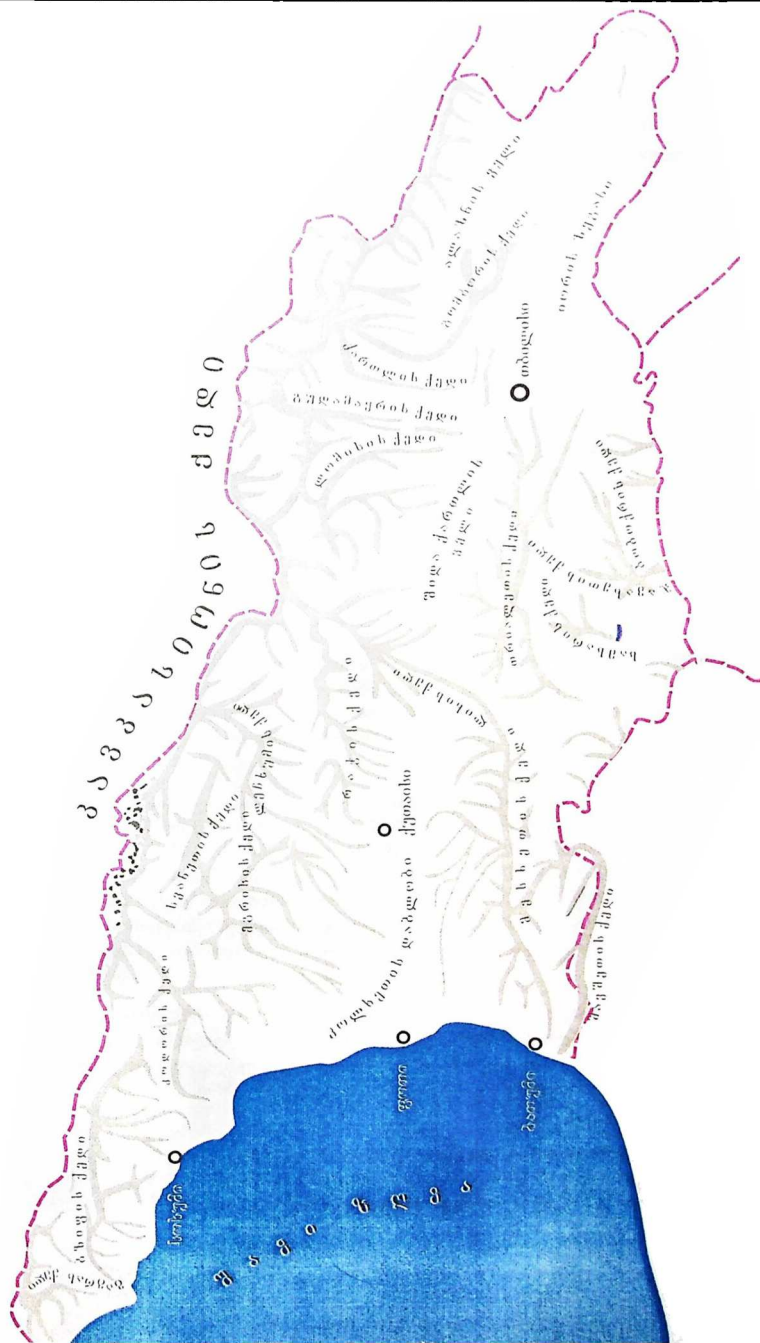
ცივი პერიოდიდან თბილ პერიოდზე გადასვლისთან ერთად სდება ბარული ელემენტების გარდაქმნა. ციმბირის ანტიციკლონი გადაინაცვლებს აღმოსავლეთისაკენ და იშლება. მის ადგილს იკავებს ვრცელი ციკლონი. ერთდროულად ამორის კუნძულების რაიონში ყალიბდება მდგრადი ანტიციკლონი. წნევის გრადიენტი მიმართულია დასავლეთისაკენ და ქარის მიმართულება იქნის დასავლეთის ხასიათს.

საქართველოს გერიგორიაზე ატმოსფერული ცირკულაციის ხასიათზე გარკვეულ გავლენას ახდენენ პოლარული ანტიციკლონები, რომელთა გავლენით ჰაერის ცივი მასების შეღწევა ხდება კავკასიონის შემოვლით: ზამთარში აღმოსავლეთიდან, ციმბირული ანტიციკლონის დასავლეთი განტოგების გასწვრივ, ზაფხულში – შავი ზღვის მხრიდან.

ჰაერის მასების გადატანის ძირითადი – აღმოსავლეთის და დასავლეთის – მიმართულება ემთხვევა შტეკარი-რიონის ტექტონიკური დეპრესიის ღერძს და მისი მომჩარჩოებელი კავკასიონის და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის მიმართულებას. ეს გარემოება ხელს უწყობს ჰაერის ამ ღერძის მიმართულებით მოძრაობას, მაგრამ ატმოსფეროს დაბალ ფენებში ამ ძირითად მიმართულებას ზედ ედება შემამოთიებული შემოქმედება, გამოწვეული ქვეფენილი ზედაპირის რელიეფის თავისებურებით. მრავალრიცხოვანი ქედები, სეობები და ველები დიდ გავლენას ახდენენ ქარის მიმართულებასა და სიჩქარეზე. წყლისა და სმელების ზედაპირის, ველების და ფერდობების არათანაბარი ვახურება იწვევს ადგილობრივ თერმულ ცირკულაციას ბრიზებისა და სამთო-სახეობო ქარების სახით.

ქარის გამტარი დერეფანი ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრულია კავკასიონის მთიანი სისკემით – კოდორის, ეგრისის, რაჭის, ციხ-გომბორის ქედებით და მათი შერიდიანულად მიმართული გოგებით, სამხრეთიდან კი სამხრეთ საქართველოს მთიანეთით – მეხსეთის, იმერეთის და თრიალეთის ქედებით.

ამ ორ მთიან სისტემას შორის მდებარეობს ტექტონიკური დეპრესია, განუყენილი კასპიის ზღვამდე – აღმოსავლეთით და შავ ზღვამდე – დასავლეთით. განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს ლიხის ქედი, რომელიც აერთიანებს კავკასიონს და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთს. მისი სიმაღლე 1000 – 1500 მეტრს შეადგენს. იგი წარმოადგენს დაბრკოლებას ჰაერის მასებისათვის, მაგრამ მისი შედარებით დაბალი სიმაღლის გამო ჰაერი გადაეყვება მას როგორც აღმოსავლეთის, ისევე დასავლეთის მიმართულებით. სამხრეთის ცირკულაციას პროცესები მოიცავს ძირითადად სამხრეთ საქართველოს მთიანეთს, რომელიც დამამუხრუჭებელ გავლენას ახდენს მათზე. სურათზე 2.1. მოყვანილია საქართველოს ოროგრაფიული წყობის რუკა [6].



თბ. 2.1. საქართველოს ადგილობრივი წყობა

2.2. ქარის მიმართულების და სიჩქარეების სეზონური სვლა [4, 5, 6]

საქართველოს გერიტორიის რთული რელიეფი განსაიხრობებს ქარის რეჟიმის მრავალსახეობას, ამიტომ უპრიანია ჩაგარდეს ქარის რეჟიმის ანალიზი ცალკეული გეომორფოლოგიური სტრუქტურების ფარგლებში.

ქარის მიმართულებები

კოლხეთის დაბლობი

კოლხეთის დაბლობზე გაბატონებულია ორი ძირითადი მიმართულების ნაკადი – აღმოსავლეთის და დასავლეთის, მაგრამ მათზე სლება ადგილობრივი თერმული ცირკულაციის ნაკადების ბედება. ჩრდილო ნაწილში (მეგეოსადგურები მუხური, გაგრა, სოხუმი) გამრდილია ქარის მიმართულების ჩრდილო შემდგენის განმეორებადობა, რაც გამოწვეულია კავკასიონის მწვერვალების სიახლოვით. სამხრეთი ნაწილი (აჭარა, გურია) დასავლეთის მიმართულების ზღვის ქარების გავლენის ქვეშ იმყოფება და აღმოსავლეთის შემდგენის წელიწადი საგრძობად იზრდება მხოლოდ ზამთრის პერიოდში. ზღვისაქვე გასწვრივ სეზონებში კარგად არის განვითარებული თერმული ცირკულაცია და აქ ჭარბობს აღმოსავლეთის შემდგენი (მეგეოსადგური კაპანდია).

კოლხეთის დაბლობის ცენტრალური ნაწილის განედის მიმართულებით ღიაობა ხელს უწყობს აღმოსავლეთ-დასავლეთის მიმართულების ქარების განვითარებას, რომლებიც თავისი ხასიათით უახლოედებიან მუსონებს. აქ გამოკეევილად გამოხატულია ზაფხულის (ქარი ზღვიდან) და ზამთრის (ქარი ხმელეთიდან) ქარის რეჟიმები (მეგეოსადგურები ფოთი, ზუგდიდი, სამტრედი, ქუთაისი). კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილში, ლისის ქედის მთისწინეთში შესამჩნევ როლს თამაშობენ სამთო-სახეობო ქარები, რაც აღმოსავლეთის შემდგენის გამრდას იწვევს (მეგეოსადგური ხარაგაული).

შიდა ქართლი

შიდა ქართლის ვაკეზე ქარს აქვს ძირითადად დასავლეთისა და ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულება. აღმოსავლეთის მიმართულებების განმეორებადობა ნაკლებია, ვიდრე დასავლეთისა. შესამჩნევი განმეორებადობა აქვთ კავკასიონის მთავარი ქედის გოგებით წარმოქმნილი მერიდიანულად მიმართულ სევეებში მქროლავ ჩრდილოეთის ქარებს.

ქვემო ქართლის ველი

ქართლის ქედისა და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის აღმოსავლეთის გოგების სისტემის განლაგება განაპირობებს ქარების ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებას, მაგრამ ქვემო ქართლის ზოგიერთ რაიონში საკმაოდ მაღალია სამხრეთ-აღმოსავლეთისა და ჩრდილოეთის მიმართულებების განმეორებადობა (თბილისის ცენტრალური ნაწილი და მეგეოსადგურები გარდაბანი, დელოფლის წყარო, მარნეული). ველის აღმოსავლეთ ნაწილში ჭარბობენ დასავლეთის და ჩრდილო-დასავლეთის ქარები (მეგეოსადგურები ვაზიანი, მარგჯოფი, სამგური, თბილისის აეროპორტი).

ჯავახეთის მთიანეთი

ჯავახეთის მთიანეთში გაბატონებულია სამხრეთის და ჩრდილოეთის მიმართულების ქარები და კარგად არის გამოხატული ამ მიმართულებების სეზონური ცვლა. მთიანეთის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში (მეგეოსადგურები ახალქალაქი, ეფრემოქია) ზაფხულში ჭარბობს ჩრდილო-დასავლეთის, ზამთარში კი – სამხრეთ-დასავლეთის ქარი.

ქარის საშუალო სიჩქარეები

ქარის სიჩქარე ძლიერადაა დამოკიდებული რელიეფის ხასიათისა და ადგილმდებარეობის დაცულობაზე. მეგეოსადგურების არსებულ ქსელზე დაფუძნირებულია 0.4 მ/წმ-დან (მეგეოსადგური შოქი) 9.2 მ/წმ-მდე (მეგეოსადგური მთა-საბუეთი) ქარის საშუალო წლიური სიჩქარეები.

ქარის სიჩქარეების უმცირესი მნიშვნელობები დაფიქსირებულია კავკასიონიდან და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთიდან ჩამოდინებულ მდინარეების მერიდიანულად მიმართულ კლაკნილ და ვიწრო ხეობებში, კახეთის ველზე, რომელიც სამი მხრიდან დასულია ქედებით, ქვემო ქართლის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, რომელიც, აგრეთვე, სამი მხრიდან შემოფარგლულია ქედებით.

კოლხეთის დაბლობზე, აჭარის სანაპიროს ვიწრო ზოლში, შიდა ქართლში, ჯავახეთის მთიანეთზე, ქვემო ქართლის ჩრდილო-აღმოსავლეთის ნაწილში ქარის საშუალო წლიური სიჩქარეები 2.1 – 4.0 მ/წმ ფარგლებში იმყოფება, თუმცა ამ რაიონებში გამოირჩევა ზონები, სადაც ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები 4.1 – 6.7 მ/წმ აღწევენ.

მაღალ ღია ადგილებზე – (მეტეოსადგურები ყაზბეგი მაღალმთიანი, მთა-საბუეთი, ცხრა-წყარო, მამისონი) ქარის საშუალო წლიური სიჩქარეები 6.5 – 9.2 მ/წმ შეადგენენ.

ნახ. 2.2, 2.3 და 2.4 მოცემულია ქარის მიმართულებების და სიჩქარეების განაწილების საერთო სურათი საშუალო წლიურ და სემონურ ზრდილში [6]. ისრები, მიმართული წრის ცენტრისაკენ, გვიჩვენებენ მიმართულებას, ამასთან ერთად ისრის სიგრძე შეესაბამება ამ მიმართულების განმეორებადობას (ციფრი ისართან, %). წრეებთან და ისრებთან მოთავსებული ციფრები კი აღნიშნავენ შტილის შემთხვევების რაოდენობას წელიწადში (1460 დაკვირვებიდან).

ქარის სიჩქარის სადღეღამისო სვლა

ქარის სიჩქარეების სადღეღამისო სვლა საქართველოს მთელ გერიტორიაზე გამოხატულია მთელი წლის განმავლობაში. სადღეღამისო სვლის ამპლიტუდა მეტია თბილ პერიოდში, რაც დაკავშირებულია გემპერაგურის ვერტიკალური გრადიენტის მომატებასთან და შესაბამისად, თერმული ცირკულაციის გაძლიერებასთან.

უფრო მაღალი სიჩქარეები აღინიშნება, როგორც წესი, დღის მეორე ნახევარში, ყველაზე დაბალი კი ღამის და დილის საათებში, როდესაც ვერტიკალურ ზონებს შორის გემპერაგურული კონგრასი გლუვდება. სიჩქარის სადღეღამისო სვლაზე გაეღნას ახდენს რელიეფის თავისებურებანი. მაღალმთიან ზონებში, სადაც კონვექციური ნაკადების განვითარება დროში იგვიანებს, სიჩქარის მომატება მთების ფერდობებზე შეინიშნება საღამოსა და ღამის საათებში (მეტეოსადგური ყაზბეგი მაღალმთიანი).

აღმოსავლეთ საქართველოს მთებს შორის განლაგებულ ველებში სიჩქარის სადღეღამისო სვლა ექვემდებარება ჩვეულებრივ რეჟიმს, თუმცა ცალკეულ ადგილებში (გარდაბანი, თბილისის აეროპორტი) მაფხულის თევებში, ხოლო ახმეტასა და ლაგოდეხში მთელი წლის განმავლობაში მომატება მოდის ღამის და დილის საათებზე. კახეთის დაბლობში სადღეღამისო სვლა სუსტად არის გამოხატული. მკაფიოდ არის გამოხატული სიჩქარეების სადღეღამისო სვლა შავი ზღვის სანაპირო რაიონებსა და კოლხეთის დაბლობში, მისი ამპლიტუდა მაფხულის თევებში აღწევს 4.0. – 4.5 მ/წმ (ქუთაისი, სამგრედია).

სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში, თრიალეთის და მესხეთის ქედების სამხრეთ გოგებზე, ახალქალაქის პლატოზე მაქსიმალური სიჩქარეები შეიმჩნევა ღამის და დილის საათებში.

ქარის სიჩქარის წლიური სვლა

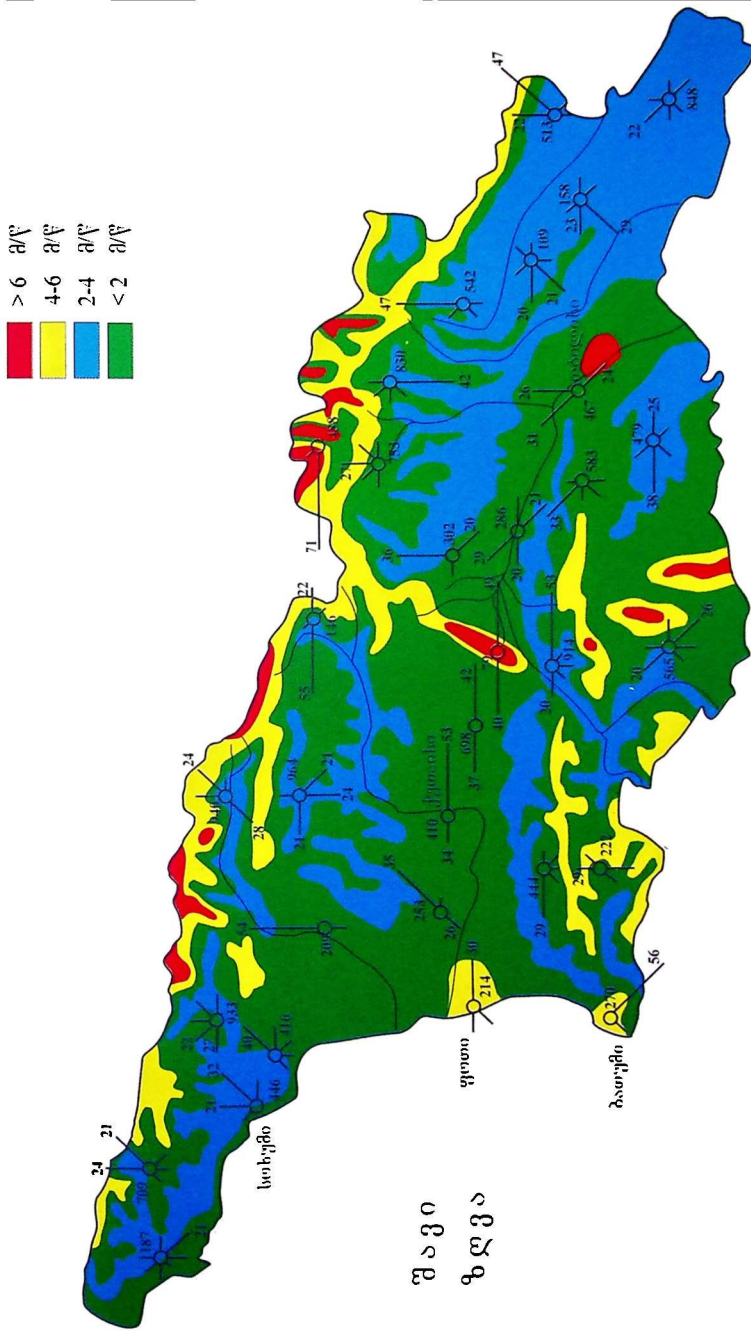
საქართველოს მთელ გერიტორიას ახასიათებს ქარის სიჩქარის პირდაპირი წლიური სვლა, როდესაც სიჩქარეების მაქსიმუმი მოდის შემოდგომა – ზამთრის პერიოდზე. გამონაკლისს წარმოადგენს სამხრეთ საქართველოს რამდენიმე ზონა, სადაც შეიმჩნევა ქარის სიჩქარეების წლიური უკუსვლა.

კაეკასიონის მაღალმთიანეთში სიჩქარეების მაქსიმუმი მოდის ციე პერიოდზე, ნოემბრიდან მარტამდე, ზაფხულში კი სიჩქარეები მინიმალურია. სიჩქარეების ასეთი განაწილება დროში საერთოდ დამახასიათებელია მაღალმთიანი ზონებისათვის, ვინაიდან მთებსა და ხეობებს შორის ცირკულაცია, რომელიც ვითარდება უფრო დაბალ ზონებში, ვერ ვრცელდება 3000 მ-ზე მეტ სიმაღლეზე.

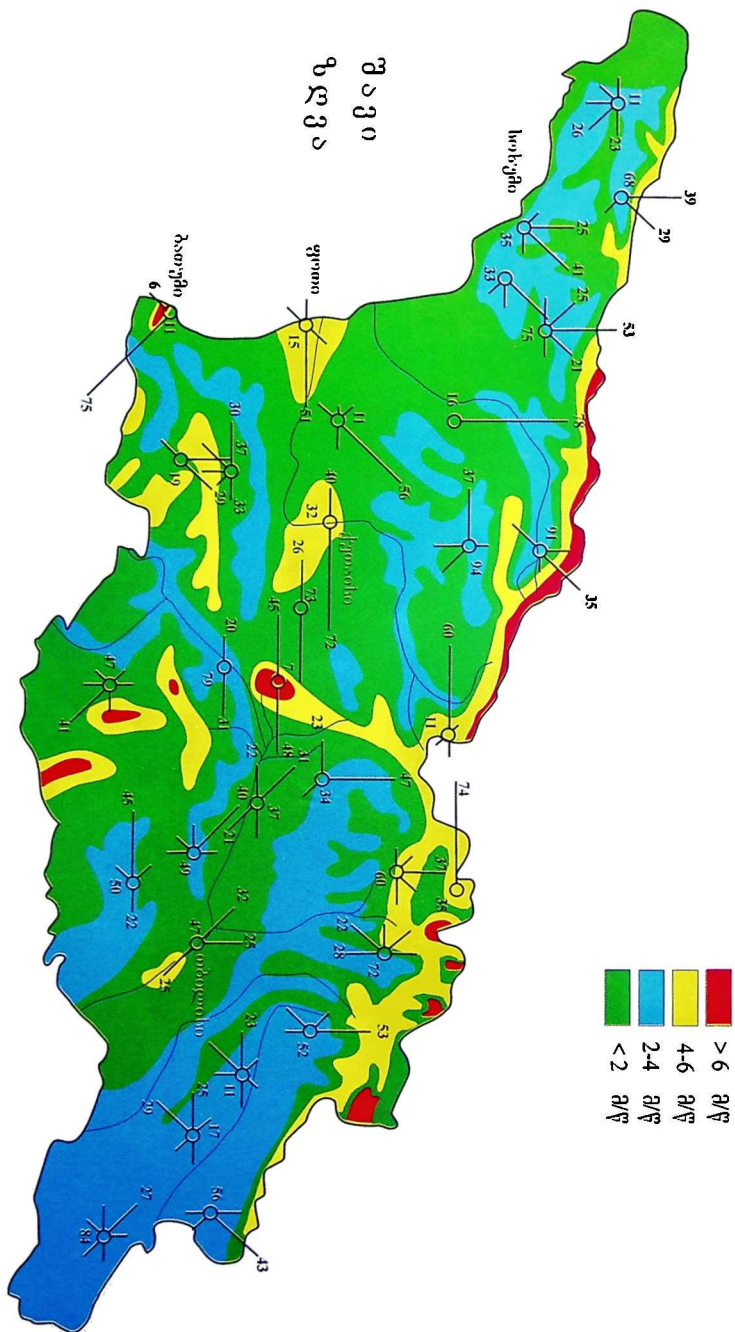
სამხრეთ საქართველოს მთიანეთზე, ზოგადად, სიჩქარეების მაქსიმუმი შეიმჩნევა იანვარ-მარტში, თუმცა სამხრეთ და ჯავეახეთის ქედებზე, რომელთა სიმაღლე 3000 მეტრს აღემატება, სიჩქარეების მაქსიმუმი მოდის იენის-სექტემბერზე. უნდა აღინიშნოს, რომ ამ ქედების აბსოლუტური სიმაღლის სიდიდის მიუხედავად, მათი სიმაღლე ჯავეახეთის პლატოს დონის მიმართ (1400 – 1600 მეტრი) შეადგენს 1000 – 1600 მეტრს, რაც ხელს უწყობს მთებსა და ხეობებს შორის ცირკულაციის განვითარებას ამ ქედების ფერდობების მთელ სიმაღლეზე.

კოლხეთის დაბლობში, მესხეთის და თრიალეთის ქედების ფერდობებზე, ახალქალაქის პლატოზე სიჩქარეების მაქსიმუმი მოდის იანვარ-მარტზე, მინიმუმი კი – იელის-სექტემბერზე.

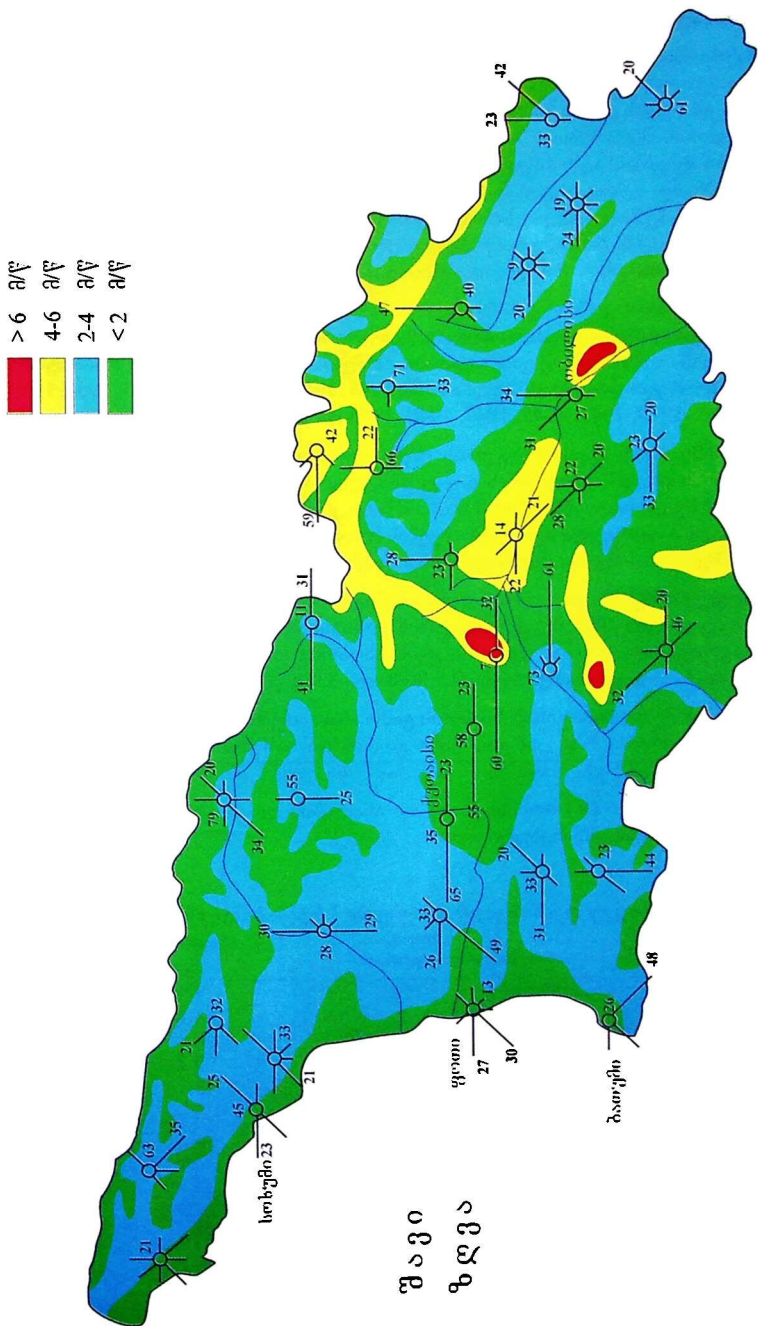
კაეკასიონის ქედის საშუალო მთიან ზონებში, აღმოსავლეთ საქართველოს მთებს შუა დაბლობებში იქ გაბატონებული მთებსა და ხეობებს შორის ცირკულაციის გამო სიჩქარეების მაქსიმუმი ინაცვლებს აპრილ-იელისზე, მინიმუმი კი – ოქტომბერ-დეკემბერზე.



ნახ. 2.2. ქარის სიჩქარეები და მიმართულებები (წელი)



ნახ. 2.3. ქართული სოქონარევი და მიმართულებები (ანგარი)



ნახ. 2.4. ქარის სიჩქარეები და მიმართულებები (ივლილი)

ქარის სიჩქარის საუკუნეობრივი სვლა

აგმოსფეროს მაკრომასშტაბური ცირკულაციის ინტენსიურობა განიცდის ციკლურ ცვლილებას. ყოფილი საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ქარის სიჩქარის საუკუნეობრივი ცვალებადობის ანალიზი [5, 37] გვიჩვენებს ქარის სიჩქარეების შემცირებას 1966 – 1980 წლების პერიოდში წინა ოცდაათ წელთან შედარებით. მოცემულ პერიოდში ქარის სიჩქარეების შემცირება დაკავშირებულია ზოგადი აგმოსფერული ცირკულაციის შესუსტებასთან, რომელიც გამოწვეულია ბარული გრადიენტების შემცირებით ძირითადად დასავლეთ ციმბირის ტერიტორიაზე. ნახ. 3.5-ზე მოყვანილია ქარის სიჩქარის საუკუნეობრივი სვლის პისტოგრამები სამი მეტეოსადგურისათვის, რომელთა დაკვირვებების პერიოდი შეადგენს 100 წელიწადს, და ოთხი მეტეოსადგურისათვის, რომელთა ანალოგიური მჩვენებელია 40 წელიწადი.

სიჩქარის გრძელპერიოდიან ვარიაციებს ბედ ედება 1 – 3-წლიანი ციკლები. საშუალო წლიური სიჩქარის უდიდესი გადახრები საშუალო მრავალწლიური სიჩქარიდან შეადგენს საშუალოდ 25 – 30% ამ ციკლებში და, როგორც გამოჩაქისი, აღწევს 50 – 70% ცალკეულ რაიონებში. ქარის უდიდესი სიჩქარეები დაფიქსირებულია 1938, 1941, 1942, 1944, 1951, 1953, 1958, 1959 წლებში, უმცირესი – 1940, 1943, 1945, 1947, 1949, 1950 და 1960 წლებში [5].

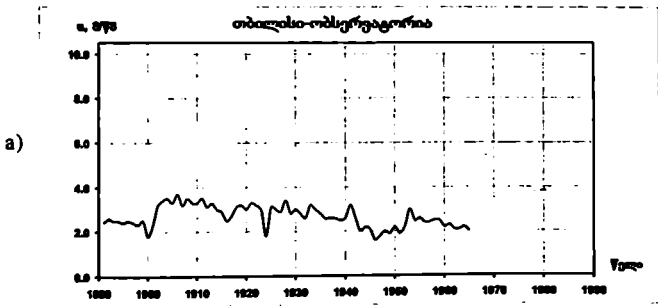
ამ პროცესის ფონზე ბევრ მეტეოსადგურზე ფიქსირებული სიჩქარეების შემცირებაზე შესამჩნევ გავლენას ახდენს ფლუგერის ლიალობის დეგრადაცია. ეს მოვლენა მკაფიოდ გამოიხატა კოჯრის მეტეოსადგურზე (ნახ. 2.5-d). ამ სადგურის მიმდებარე ტერიტორიაზე 50-ანი წლების დასაწყისში დარგული იყო ხეები. ხეების ზრდასთან ერთად ფლუგერის ლიალობა მცირდებოდა და, შესაბამისად, მცირდებოდა ქარის ფიქსირებული სიჩქარეები.

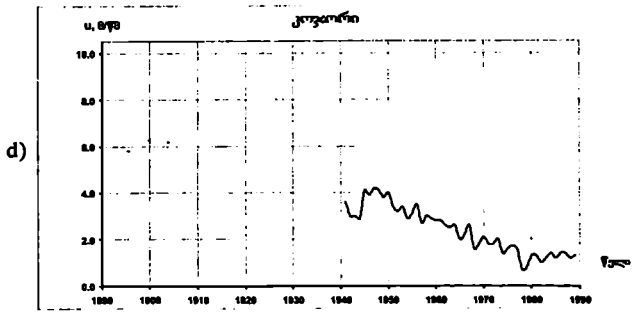
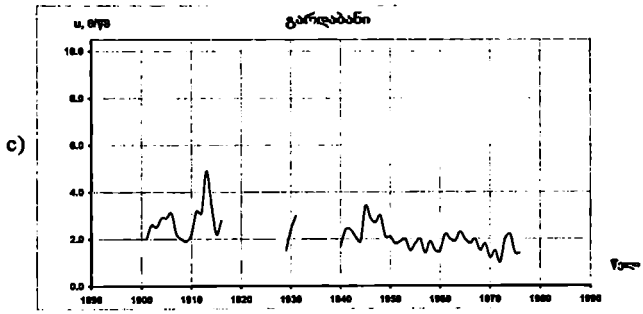
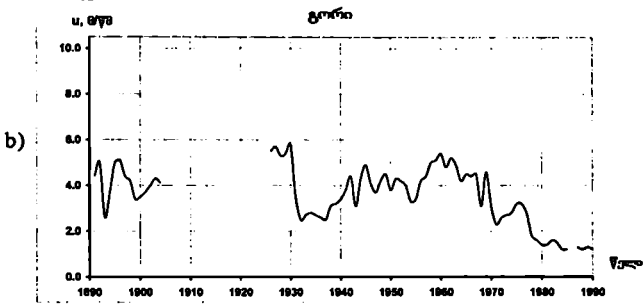
ანალოგიური მოვლენა შემჩნეულია მთა-საბუეთის მეტეოსადგურზე (ნახ. 2.5-f), რომელიც განლაგებულია ქედის თხემზე. მეტეოსადგურის გახსნისას, 1936 წელს, ტყის საფარი ფერდობზე მთავრდებოდა. 80-იან წლებში ტყის საფარმა თხემის დონეს მიაღწია და მეტეოსადგურზე ფიქსირებული სიჩქარეები 9.5 მ/წმ-დან 3.8 მ/წმ-მდე შემცირდა.

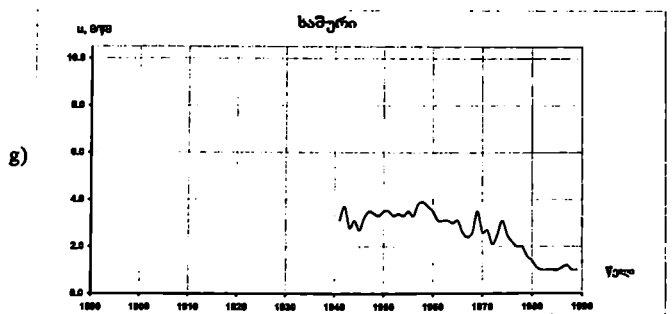
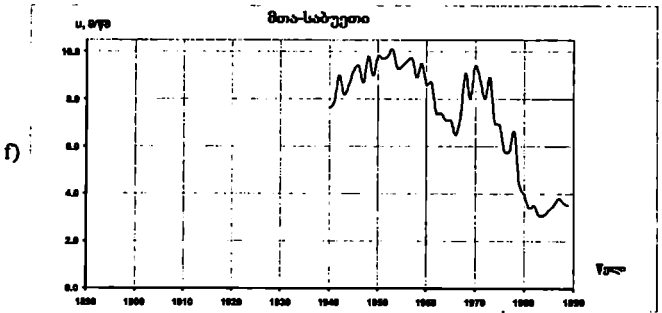
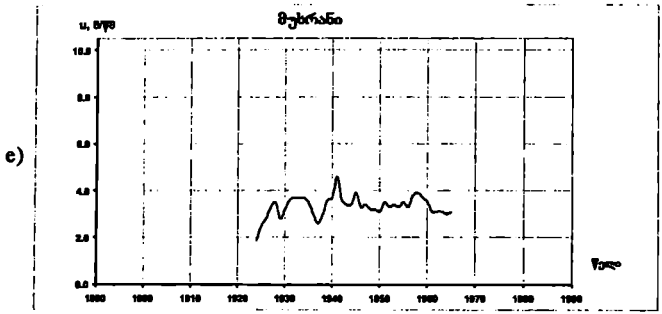
ფლუგერის ლიალობის შემცირება განაშენიანების გამო ახასიათებს დასახლებულ პუნქტებში მდებარე მეტეოსადგურებს, რაც კარგად ჩანს გორის და ხაშურის მეტეოსადგურების მაგალითზე (ნახ. 2.5-b და 2.5-g).

საწყისი მონაცემების (თავი IV) მომზადებისა და ანალიზის დროს ყველა ეს ფაქტორი, შეძლებისდაგვარად, გათვალისწინებული იყო.

ნახ. 2.5. ქარის სიჩქარის საუკუნოვანი სვლის გრაფიკები 7 მეტეოსადგურისათვის







თავი 3. საწყისი მონაცემები

3.1. საქართველოს მეტეოსადგურების ქსელი

უკვე 100 წელზე მეტია საქართველოში ქარის რეჟიმი რეგულარულად იზომება.

1891 წელს თბილისის მაგნიტურ-მეტეოროლოგიურ ობსერვატორიაში, რომელიც იყო დაფუძნებული 1837 წელს, დაიწყო ქარის სინქარის და მიმართულების გაზომვები ვილდის მსუბუქფირფიგნიანი ფლუგერის გამოყენებით. იმავე წელს ასეთი გაზომვების ჩატარება დაიწყო გორში, აბასთუმანსა და საქარაში, ხოლო 1900 წლიდან -- სოხუმსა და გარდაბანში. 1919 წელს საზღვაო პორტის განვითარებასთან დაკავშირებით ქ. ფოთში გაიხსნა მეტეოსადგური, სადაც, აგრეთვე, იზომებოდა ქარის რეჟიმი.

დაკვირვებები ტარდებოდა სამჯერ მხოლოდ დღის განმავლობაში. 1936 წლიდან სსრკ-ის მთელ მეტეოსადგურთა ქსელზე შემოღებული იყო ოთხედიანი გაზომვები ადგილობრივი დროით 1, 7, 13 და 19 საათზე. ამ დროისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე ფუნქციონირებდა 130 მეტეოსადგური, რომელთა რაოდენობამ 1940 წლისათვის 165-ს მიაღწია. შემდგომ პერიოდში ზოგი სადგური დაიხურა. ზოგი გადატანილი იყო სხვა ადგილზე, ზოგი კი რამდენიმე წლით წყვეტდა თავის ფუნქციონირებას. ყველა ეს გარემოება გათვალისწინებული იყო ატლასში გამოსაყენებელი მეტეოსადგურების შერჩევის პროცესში.

40-იან წლების ბოლოს მეტეოსადგურების უმეტეს ნაწილში დამოუკიდებელი იყო ვილდის ორი ფლუგერი: მსუბუქი ფირფიგა – ФБЛ, ფირფიგის მასა 200 გ, და მძიმე ფირფიგით – ФБТ, ფირფიგის მასა 800 გ. ФБЛ-ის საშუალებით ქარის სინქარები 1 მ/წმ-დან 20 მ/წმ-მდე იზომება. 20 მ/წმ-ის სინქარის დროს მსუბუქი ფირფიგა ლებულობს თითქმის პორტიზონტალურ მდგომარეობას და ბოლო წკირთან დგება. ФБТ-ს გაზომვის დიაპაზონი 4 – 40 მ/წმ შეადგენს. ფლუგერები მონტაჟდება 10 მ სიმაღლის ანძებზე. მეტეომოდუნის შემოგარენში დაბრკოლებების არსებობის შემთხვევაში, ფლუგერის დაწრდილების თავიდან ასაქილებლად ანძის სიმაღლე იზრდებოდა 15 მეტრამდე [38].

ვილდის ფლუგერების შეცვლა 263 ტიპის სხვადასხვა მოდიფიკაციის ანემომომომეტრებით დაიწყო 60-იან წლებში, მაშინვე შემოღებული იყო რეაქტიური დაკვირვებები. ამ ხელსაწყოების გასაშუალოების ინტერვალი 10 წუთს შეადგენს.

3.2. მეტეომონაცემები

ატლასში გამოყენებულია მეტეოსადგურების მრავალწლიური გასაშუალოებული მონაცემები ცნობარებიდან [5], მეტეოსადგურების საარქივო მონაცემები და მალევე მეტეოანძებზე მიღებული მონაცემები.

ფლუგერების საშუალებით მიღებული მონაცემების გამოყენებისას გათვალისწინებული უნდა იყოს ის გარემოება, რომ ეს მონაცემები მნიშვნელოვანწილადაა დამოკიდებული დამკვირვებლის სუბიექტურ ფაქტორზე. გაზომვების მეთოდის შესაბამისად დამკვირვებელი 2 წუთის განმავლობაში აკვირდება ფლუგერის ფირფიგის რხევებს და ვიზუალურად აუქსირებს იმ წკირის ნომერს, რომლის სხაბლოესაც მერყეობს ფირფიგა, ან იმ წკირების ნომერს, რომელთა შორის მერყეობს ფირფიგა. ერთდროულად დამკვირვებელი აღნიშნავს იმ წკირის ნომერს, რომელიც შეესაბამება ამ ორი წუთის განმავლობაში ფირფიგის მაქსიმალურ გადახრას, რაც ფიქსირდება როგორც ქარის მაქსიმალური დაქროლა. ФБЛ-ის საშუალებით იზომება ქარის სინქარები 10 – 12 მ/წმ-მდე. უფრო მაღალი სინქარები კი იზომება ФБТ-ს საშუალებით.

გაზომვების რიგების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ქარის სინქარები 11, 13, 15, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 29 მ/წმ დამკვირვებლების მიერ არაქტიურად არ ფიქსირდება, ამავე დროს მომატებულია 9, 14, 20, 28 და 34 მ/წმ სინქარების დაფიქსირების შემთხვევები. ანათვალის აღების შეუქრომა 28 – 40 მ/წმ სინქარების დროს 4 – 6 მ/წმ შეადგენს. ეს შეუქრომები აიხსნება ფლუგერის კონსტრუქციის თავისებურებებით. საკმაოდ კარგად არის შესწავლილი [16, 38] და მონაცემების სტატისტიკური დამუშავების დროს ხდება ამ შეუქრომების კორექტირება [5].

ვილდის ფლუგერის და ანემორუმბომეგრის საშუალებით მიღებული მონაცემების შესაღარობის საკითხი შესწავლილია [40]-ში. კერძოდ, ნაჩვენებია, რომ ФБЛ-ის ჩვენება 6 – 17 მ/წმ სიჩქარეების დიაპაზონში 5 – 7%-ით მოსაბეჭდებელია M-63M-1 ჩვენებასთან შედარებით. ФБТ-ს ჩვენებები განსხვავდება უფრო მეტად. რიგ ნაშრომებში [39, 41] დაღვნილია, რომ ქარის დაბალი (5 მ/წმ-მდე) სიჩქარეების დროს აღნიშნება მარევენებლების დაწვევა M-63-ზე ვილდის ფლუგერის მარევენებლებთან შედარებით. ამ გადასრების მიზეზების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ძირითად როლს თამაშობს სუბიექტური ფაქტორი, რაც დამახასიათებელია ფლუგერის გამოყენებით ჩატარებული გამოძიებისათვის.

საქართველოს რთულმა რელიეფმა განაპირობა მაღალი მეტეოანძების დამონტაჟების აუცილებლობა. მიუხედავად იმისა, რომ მეტეოსიგუაცია ასეულ კვადრატულ კილომეტრზე ერთგვაროვანია, ატმოსფეროს ლედამიწისპირა შრეში, რელიეფის გაყვანის გამო, კლიმატური ფაქტორები განიცდიან სწრაფ ცვლებადობას. განსაკუთრებით ეს ეხება ქარის რეჟიმს. ქვეყნილი ზედაპირისა და რელიეფის არაერთგვაროვნების გაყვანის გამო ქარის სიჩქარე საგრძნობლად იცვლება რამდენიმე კილომეტრის მანძილზე. ქარის სიჩქარის სიერყული ინტერპოლაციის არსებული მეთოდები [42] მთიანი რელიეფის პირობებში შესაძლებელია გამოიყენოთ დიდი შეზღუდვებით. ცნება “მეტეოსადგური-ანალოგი”, რომელიც ეაკე ადგილის პირობებში შესაძლებელია 50 – 70 კმ მანძილზე მდებარეობდეს, მთიან რელიეფში აზრს კარგავს [43].

რთული რელიეფის პირობებში მისაღები სიზუსტით ქარის ენერგეტიკული პოტენციალის შეფასების მიღება შესაძლოა რიცხობრივი ოროგრაფიული მოდელის გამოყენებით. ასეთი მეთოდი რეალიზებულია კომპიუტერულ პროგრამაში WASP და კარგ შედეგებს იძლევა ეაკე ადგილებისათვის, იზოლირებულ და ნაკლებად ციკაბო მთაგრეხილებისათვის. შეცდომები ამ პირობებში არ აღემატება 10%-ს.

უფრო რთულ ოროგრაფიულ პირობებში რიცხობრივი მოდელის გამოყენებით 10 კილომეტრზე მეტ მანძილზე შესაძლებელია საორიენტაციო შეფასებების მიღება, რაც არ აკმაყოფილებს ქარის ენერგეტიკის მოთხოვნებს.

წინამდებარე ატლასის შექმნის პროცესში რთული რელიეფის პირობებში ქარის რეჟიმის სანდო მახასიათებლების მიღების მიზნით ჩატარებული იყო ქარის სიჩქარის და მიმართულების უშუალო გაზომვები NRG ფირმის მაღლივი მეტეოანძების გამოყენებით. ანემომეტრები დამონტაჟებულია 40 მ და 10 მ სიმაღლეებზე, ფლუგერი – 40 მ-ზე. ყოველ 2 წამში მიღებული ქარის სიჩქარის და მიმართულების ანათელები გროვდება რეგისტრატორში. 10 წუთიანი პერიოდის ბოლოს ხდება დაგროვილი მონაცემების გასაშუალოება, სიჩქარის საშუალო კვადრატული გადახრისა და მაქსიმალური მნიშვნელობის განსაზღვრა. ეს ოპერაციები ტარდება ორივე ფლუგერის და ანემომეტრის ანათელებისათვის. ამგვარად დამუშავებული მონაცემები იჭერება მესხიერების საცელელ ჩიპებში, რის შემდეგაც ეიკლი ისევე მეორდება. რეგისტრატორის ულექტრო ეკებისათვის გამოიყენება ორი ბატარეა.

მეტეოანძები დამონტაჟებულია იმ ადგილებში, სადაც, სავარაუდოდ, ქარის ელექტროსადგურების აშენება შესაძლებელია.

მაღლივ მეტეოანძებზე 10 მეტრის სიმაღლეზე გაზომვების ჩატარება შედარების საშუალებას იძლევა ასლო მდებარე მეტეოსადგურებზე მიღებულ მონაცემებთან. ქარის სიჩქარის ორ ღონიერე (10 და 40 მ) გაზომვების ჩატარება გეაძლევეს საშუალებას აეგაოთ სიჩქარის ვერტიკალური პროფილები სხვადასხვა ოროგრაფიულ პირობებში.

ცხრილებში 3.1 – 3.5 მოყვანილია ქარის სიჩქარეების ვერტიკალური ცელილებს კოეფიციენტები, რომლებიც გათვლილია პირდაპირი გაზომვების მონაცემების გამოყენებით და განზოგადებულია სხვადასხვა გიანის რელიეფებისათვის. ამ კოეფიციენტის სემონური ცელილების გათვალისწინების მიზნით გათვლები ჩატარებულია წელიწადის ოთხივე

სეზონისათვის. აგრეთვე, განსაზღვრულია ქარის სიჩქარის ევრტიკალური პროფილის ექსპონენცის ხარისხის მაჩვენებელი m . საწყისი ანათულების რიგების ხანგრძლივობა შეადგენს 1 – 4 წელს, ამასთან დაკავშირებით მოცემულ მონაცემებს პრეგენზია არა აქვთ მაღალ სიზუსტეზე.

ქარის სიჩქარის ზრდის კოეფიციენტები აგმოსფეროს ლედამიწისაირა შრეში

ღია ამბლღებული ადგილი

ცხრილი. 3.1

სეზონი	10	40	60	80	100	m
ზამთარი	1.00	1.27	1.36	1.43	1.49	0.17
გამაფსული	1.00	1.24	1.32	1.38	1.43	0.16
ზაფსული	1.00	1.27	1.36	1.43	1.48	0.17
შემოღგომა	1.00	1.25	1.34	1.40	1.45	0.16
წელი	1.00	1.26	1.34	1.41	1.46	0.17

ზღვის პლატი

ცხრილი. 3.2

სეზონი	10	40	60	80	100	m
ზამთარი	1.00	1.48	1.66	1.80	1.92	0.28
გამაფსული	1.00	1.31	1.41	1.49	1.56	0.19
ზაფსული	1.00	1.23	1.30	1.36	1.41	0.15
შემოღგომა	1.00	1.43	1.58	1.70	1.80	0.26
წელი	1.00	1.34	1.46	1.55	1.63	0.21

ვიწრო გრძივი სეზოა

ცხრილი. 3.3

სეზონი	10	40	60	80	100	m
ზამთარი	1.00	1.32	1.43	1.52	1.59	0.20
გამაფსული	1.00	1.20	1.27	1.32	1.36	0.13
ზაფსული	1.00	1.22	1.29	1.34	1.39	0.14
შემოღგომა	1.00	1.27	1.36	1.43	1.48	0.17
წელი	1.00	1.24	1.32	1.38	1.43	0.15

ფართო გრძივი ქვაბული

ცხრილი. 3.4

სეზონი	10	40	60	80	100	m
ზამთარი	1.00	1.43	1.59	1.71	1.81	0.26
გამაფსული	1.00	1.37	1.50	1.60	1.68	0.23
ზაფსული	1.00	1.46	1.63	1.77	1.88	0.27
შემოღგომა	1.00	1.45	1.62	1.75	1.85	0.27
წელი	1.00	1.43	1.59	1.71	1.81	0.26

განივი ქელის თხემი

ცხრილი. 3.5

სეზონი	10	40	60	80	100	m
ზამთარი	1.00	1.28	1.37	1.45	1.50	0.18
გამაფსული	1.00	1.26	1.34	1.41	1.46	0.16
ზაფსული	1.00	1.25	1.34	1.40	1.46	0.16
შემოღგომა	1.00	1.28	1.37	1.44	1.50	0.18
წელი	1.00	1.26	1.35	1.42	1.48	0.17

3.3. გომოგრაფიული მონაცემები

გომოგრაფიული ინფორმაციის მიღების ძირითადი წყაროა გომოგრაფიული რუკები. საქართველოს რთული რელიეფის გამო პალზე მნიშვნელოვანია მეტეოსადგურების კოორდინატების მუსკი განსაზღვრა, ვინაიდან შეეცდომამ რამდენიმე ასეული მეტრის ფარგლებში შესაძლებელია მნიშვნელოვნად შეეცალოს რელიეფური პირობები მეტეოსადგურის გარემო რუკაზე რეალურ ადგილმდებარეობასთან მიმართებით. გამოყენებული იყო უპირატესად 1:25 000 მასშტაბის გომოგრაფიული რუკები, კოორდინატების მუსკი განსაზღვრისათვის კი – 1:10 000 მასშტაბის რუკები. საეჭვო შემთხვევებში გარდებოდა ექსპედიციები.

მალღივი მეტეოანძების კოორდინატები განსაზღვრული იყო ადგილთან მისაღებების გზით და 1:10 000 ან 1:5 000 მასშტაბის რუკების გამოყენებით.

კოორდინატების დაზუსტების შემდეგ ხლებოდა მეტეოსადგურის ირგვლივ 5 კმ რადიუსით რუკის ნაწილის ციფრულ ფორმაში გადაყენა. ციფრულ ფორმაში გადაყენილ რუკაზე აღინიშნებოდა ქვეყნილი ზედაპირის სიმაღლის კლასების ზონები, არსებული დაბრკოლებების ზონები და შეღწევალობა. ყველა კარტოგრაფიული ობიექტი (შენობა, ქარდამცავი ზოლი) აღნიშნული იყო რუკის მასშტაბის შესაბამისად, ზოგ შემთხვევაში კი ვიზუალური დათვალიერების და უშუალო გამომეების გზით. გათვალისწინებული იყო, აგრეთვე, ის ლანდშაფტური ცვლილებები, რომლებიც მოხდა რუკის შედგენის შემდგომ პერიოდში.

3.4. მეტეოსადგურების და მალღივი მეტეოანძების ჩამონათვალი

საქართველოს გერიტორიაზე, დაწყებული 1936 წლიდან, ფუნქციონირებდა 165 მეტეოსადგური. აგლასში გამოსაყენებლად ამ რიცხვიდან ამორჩეულია 43 მეტეოსადგური. ამორჩევის ძირითადი კრიტერიუმი იყო ქარის საშუალო მრავალწლიური სიჩქარე. ამასთან ერთად გათვალისწინებული იყო მეტეოსადგურის ღიაობა, დაკვირვების პერიოდი, დაკვირვების შეწყვეტის პერიოდი და სადგურის სხვა ადგილზე გადაგანა.

ნახ. 3.1-ზე მოყვანილია საქართველოს სქემატური რუკა, რომელზედაც ნაჩვენებია ყველა მეტეოსადგურის, მალღივი მეტეოანძების და იმ მეტეოსადგურების ადგილმდებარეობა, რომელთა მონაცემები გამოყენებულია აგლასში. ამ სადგურების არჩევის დროს გადამწყვეტი უპირატესობა ენიჭებოდა ქარის საშუალო მრავალწლიურ სიჩქარეს, ვინაიდან ადგილები, სადაც ეს სიჩქარე დაბალია, აპრორიო საინტერესო არ არის ქარის ენერგეტიკის თვალსაზრისით. ამის მიუხედავად, ქვეყნის გერიტორიის თანაბარი დაფარვის მიზნით სიაში ჩართულია რამდენიმე მეტეოსადგური, სადაც დაფიქსირებული ქარის საშუალო მრავალწლიური სიჩქარე 3 მ/წმ-ზე ნაკლებია.

სიაში (ცხრილი 3.6) მოთავსებულია ძირითადი ცნობები შერჩეული მეტეოსადგურების შესახებ. სის მთორე სვეტში და რუკაზე (ნახ. 3.1) მეტეოსადგურების დანომრვა შეესაბამება ნუშერაციას [5]-ში.

მეტეოსადგურებისა და მალღივი მეტეოანძების სახელწოდებები ანბანის მიხედვით განლაგებული ცხრილის შესამე სვეტში. გეოგრაფიული კოორდინატები მეოთხე და მეხუთე სვეტებში, სიმაღლე ზღვის დონიდან მეექვსე სვეტში დაზუსტებულია გომოგრაფიული რუკების და ადგილებზე გამოკვლევების საშუალებით. მეშვიდე, მერვე და მეცხრე სვეტებში მოყვანილია ფლუკერის სიმაღლე, დაკვირვებების პერიოდი და ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე.

მეათე სვეტში მოყვანილია ჰაერის სიმკრივე. რომელიც გაანგარიშებულია ბარომეტრული ფორმულის გამოყენებით სტანდარტული ატმოსფეროსათვის ზღვის დონეზე ჰაერის 15°C ტემპერატურისა და ტემპერატურის მუდმივი ვერტიკალური გრადიენტისათვის – 6.5°C ყოველ 1000 მეტრზე.

მეთორმეტე სვეტში ნაჩვენებია აგლასის იმ გვერდის ნომერი, რომელზედაც მოყვანილია შესაბამისი კალასტრული მონაცემები.

მალღივი მეტეოანძების სია (ცხრილი 3.7) წარმოადგენს ცხრილი 3.6-ის გაგრძელებას იმ განსხეავებით, რომ მეშვიდე სვეტში მოყვანილია ანქომოტროების ორი ან სამი სიმაღლე და, შესაბამისად, მეცხრე სვეტში – ქარის ორი ან სამი საშუალო სიჩქარე.

მეტეოლოგურები

ცხრილი 3.6

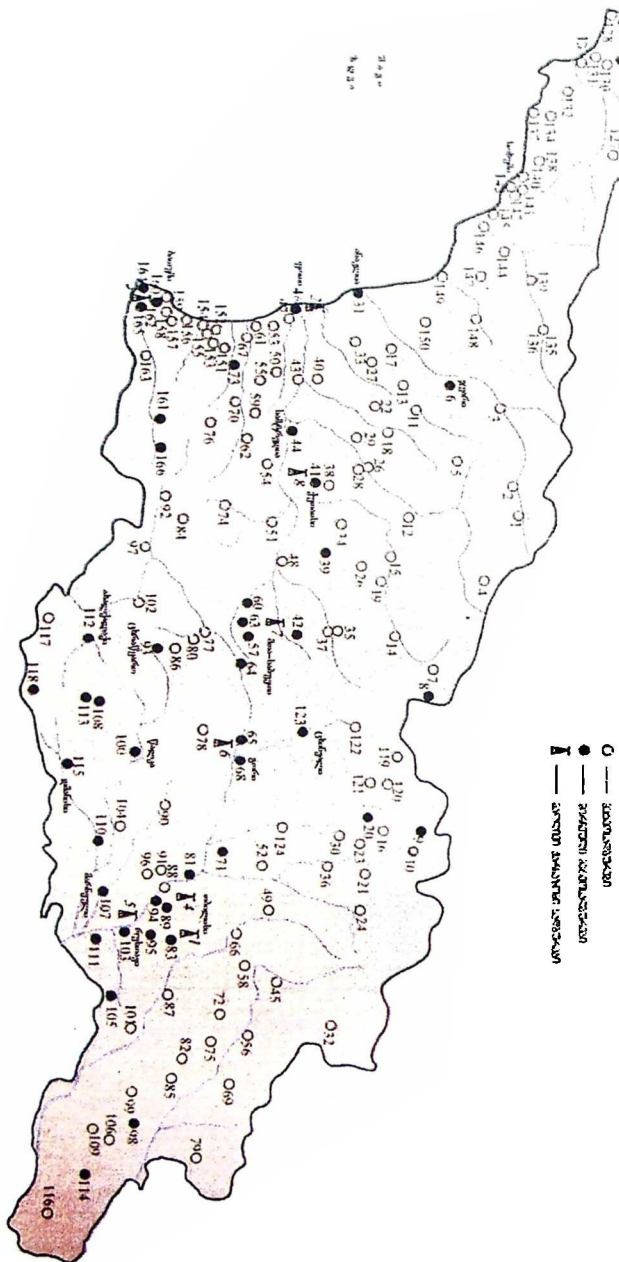
№	№ ცემო-მის	დასახელება	განედი	გრძელი	სამ. შვედონ. მ	ულკერის სიმაღლე, მ	დაკვირვ. პერიოდი	ქარის ხამქალი წლიური სიძქარე, მ/წ	პიერის ხამქალი, კმ ² /წ	ჩქერდის №
1	31	იაქკლია	42°31'	41°33'	3	12	1930 - 1960	2.2	1.226	184
2	112	იათქალქაქე გქს	41°23'	43°29'30"	1722	12	1936 - 1960	3.0	1.038	186
3	162	იათქახი აეროპ.	41°36'12"	41°36'20"	10	10	1947 - 1980	4.6	1.226	188
4	110	ბოლქსი	41°27'	44°33'	535	12	1936 - 1960	2.1	1.168	190
5	129	გარქს ქქი	43°19'	40°17'	1590	11	1936 - 1960	2.9	1.050	192
6	111	გარქდაბქსი	41°29'	45°05'	308	11	1891 - 1976	2.1	1.190	194
7	166	გოლქრქსი ქუქლექიქსი	41°43'	42°31'	2025	11	1941 - 1960	5.4	1.010	196
8	68	გორო	41°59'30"	44°05'	588	11	1891 - 1990	4.1	1.157	198
9	115	ღქმქსი	41°19'	44°12'	1255	11	1936 - 1960	2.8	1.089	200
10	81	ღქღოქსი	41°47'	44°44'	436	11	1950 - 1957	3.9	1.178	202
11	118	ჯერქმქიქკ	41°11'30"	43°45'	2112	12	1936 - 1960	3.1	1.010	204
12	95	კოქსი	41°38'	45°03'	632	7	1947 - 1953	3.7	1.156	206
13	94	ოქსიქსი-გეროპ.	41°39'40"	44°57'30"	480	11	1934 - 1980	5.8	1.467	208
14	165	კოქნქლქ	41°34'	41°41'30"	20	8	1941 - 1949	5.3	1.226	210
15	42	კოროქიქკი	42°14'	43°28'40"	794	11	1939 - 1960	3.9	1.138	212
16	8	ქოქსიქსი ქუქლექიქსი	41°42'	43°48'	2854	7	1936 - 1960	5.4	0.932	214
17	107	ქოქქიქკი	41°29'	44°49'	406	13	1938 - 1970	1.8	1.179	216
18	83	ქოქქიქკი	41°48'20"	45°00'40"	895	11	1956 - 1961	4.4	1.123	218
19	57	ქოქსი-ქოქქიქსი გქს	42°02'	43°29'	1248	10	1940 - 1990	9.2	1.089	220
20	71	ქოქქიქსი	44°35'	41°50'	558	11	1924 - 1990	3.6	1.157	222
21	108	ქოქქიქსიქკი	41°26'45"	43°51'30"	2175	10	1936 - 1960	4.0	1.010	224
22	103	ქოქქიქსი	41°34'	45°02'50"	372	11	1949 - 1960	4.8	1.180	226
23	89	ქოქქიქსი	41°42'40"	44°53'40"	549	12	1952 - 1970	6.7	1.158	228
24	44	ქოქქიქსი	42°10'10"	42°20'25"	25	11	1941 - 1975	2.8	1.226	230
25	65	ქოქქიქსი	42°00'20"	43°53'12"	607	12	1941 - 1960	4.5	1.156	232
26	39	ქოქქიქსი	42°20'15"	42°59'	524	11	1937 - 1960	2.8	1.165	234
27	105	ქოქქიქსი	41°30'	45°24'	765	12	1951 - 1960	3.9	1.138	236
28	93	ქოქქიქსი ქოქქიქსი	41°40'	43°32'	2466	11	1958 - 1963	5.4	0.980	238
29	113	ქოქქიქსი	41°24'	43°48'	2080	9	1936 - 1943	3.8	1.007	240
30	46	ქოქქიქსი	42°10'30"	41°39'32"	3	16	1936 - 1980	4.3	1.226	242
31	41	ქოქქიქსი	42°14'32"	42°37'40"	114	11	1935 - 1980	5.0	1.216	244
32	9	ქოქქიქსი მ.მ	42°40'45"	44°32'10"	3665	11	1936 - 1960	6.4	0.844	246
33	114	ქოქქიქსი	41°24'	46°20"	562	11	1936 - 1960	1.2	1.158	248
34	164	ქოქქიქსი	41°34'20"	41°35'50"	310	12	1952 - 1960	3.0	1.900	250
35	123	ქოქქიქსი	42°14'	43°59'	862	10	1941 - 1960	4.0	1.124	252
36	100	ქოქქიქსი	41°36'	44°06'20"	1470	13	1939 - 1970	2.0	1.059	254
37	63	ქოქქიქსი	41°59'40"	43°26'30"	673	11	1936 - 1960	3.8	1.156	256
38	98	ქოქქიქსი	41°37'40"	46°01'	222	11	1950 - 1970	1.0	1.207	258
39	60	ქოქქიქსი	42°01'20"	43°12'10"	275	11	1942 - 1980	2.5	1.197	260
40	64	ქოქქიქსი	42°00'	43°34'30"	747	11	1938 - 1990	3.2	1.140	262
41	161	ქოქქიქსი	41°39'	42°19'10"	923	11	1937 - 1975	2.6	1.122	264
42	6	ქოქქიქსი	42°43'30"	42°02'30"	268	10	1941 - 1948 1950 - 1960	4.7	1.192	266
43	20	ქოქქიქსი ქოქქიქსი	41°30'15"	44°27'15"	2380	11	1936 - 1960	2.0	0.961	268

მალქიქიქსი მქტოქოქსი

ცხრილი 3.7

№	№ ცემო-მის	დასახელება	განედი	გრძელი	სამ. შვედონ. მ	ულკერის სიმაღლე, მ	დაკვირვ. პერიოდი	ქარის ხამქალი წლიური სიძქარე, მ/წ	პიერის ხამქალი, კმ ² /წ	ჩქერდის №
1	5	იაქქიქსი ქქიქსი	41°33'15"	44°56'22"	756	10-40	2002 - ღქქიქსი	3.2-4.3	1.130	270
2	4	ღქქიქსი	41°44'40"	44°42'45"	648	10-40	2002 - ღქქიქსი	2.4-3.4	1.156	272
3	7	ქოქსი-ქოქქიქსი	42°02'	43°29'	1248	20-30-50	1998 - 1999	6.5-6.9-7.8	1.089	274
4	1	ქოქქიქსი	41°44'	44°50'50"	655	10-40	1999 - ღქქიქსი	4.8-5.6	1.156	276
5	6	ქოქქიქსი	42°00'	43°56'09"	615	20-30-40	2003 - ღქქიქსი	3.3-4.3-5.1	1.156	278
6	2	ღქქიქსი	42°09'30"	41°39'26"	0.5	10-10	2000 - ღქქიქსი	3.4-4.7	1.226	280
7	8	ქქიქსი	42°09'50"	42°42'25"	86	20-40	1998 - 2000	3.9-4.5	1.218	282
8	3	ქოქქიქსი	41°33'50"	41°40'20"	20	10-40	2001 - ღქქიქსი	4.6-6.0	1.226	284

ნახ. 3.5. საქართველოს მემორიალური სადგურების ქველა



თავი 4. კლასტრის მონაცემები

რუკაზე 4.1 მოყვანილია ქე-ის განაწილება საქართველოს გეოგორიაზე შივის ზედაპირიდან 50 მეტრის სიმაღლეზე.

კლასტრის მონაცემები გათვლილია 43 მეგეოსადგურისათვის და 8 მაღლივი მეტეოანდისათვის (იხ. გვ. 183 – 285). თითოეული მეგეოსადგურის და მაღლივი მეტეოანდისათვის კლასტრის მონაცემები განთავსებულია ორ მონაცხრზე ფურცელზე.

მარჯვენა ფურცელზე განთავსებულია:

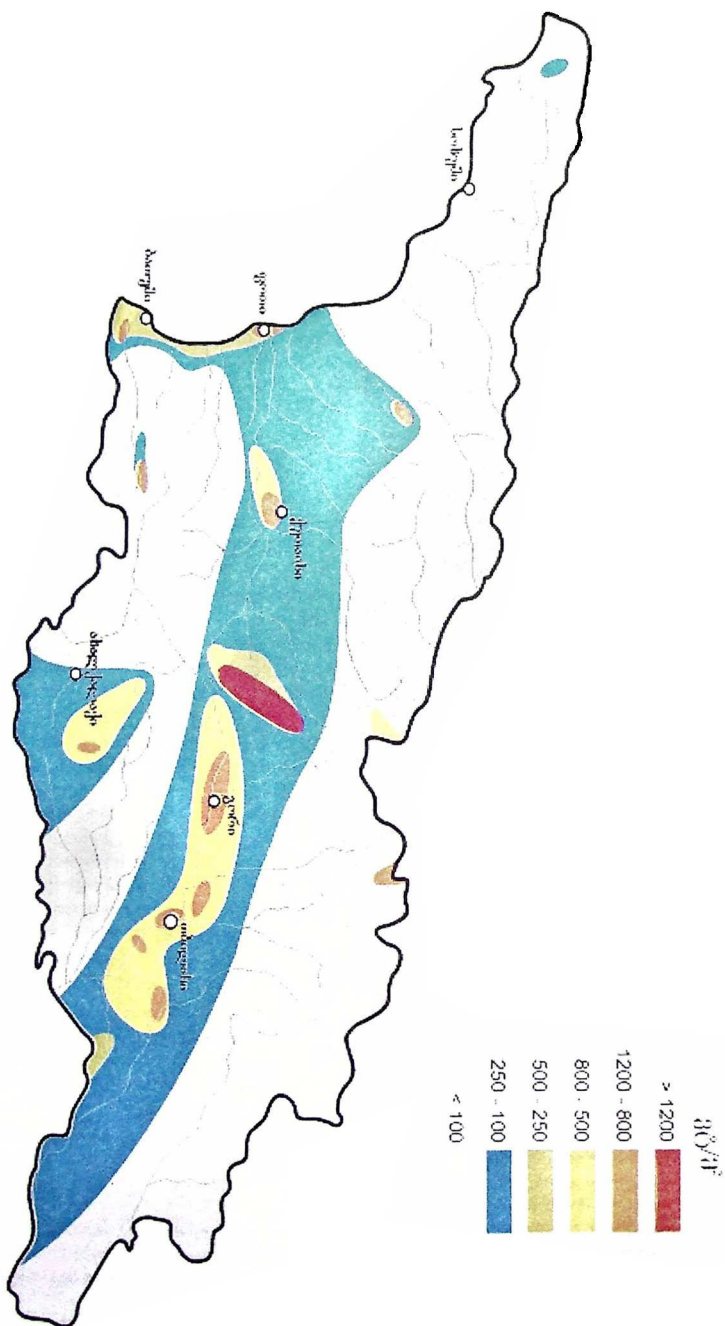
- მეგეოსადგურების აღწერილობა, რომელიც შეიცავს [5]-ში მიღებულ ნიმურს, მეგეოსადგურის დასახელებას და, აგრეთვე, ცხრილს, სადაც მოცემულია გეოგრაფიული კოორდინატები, სიმაღლე ზღვის დონიდან, ფლუვერის სიმაღლე და დაკვირვების პერიოდი. ამტვეგ მოყვანილია მეგეოსადგურის შემოგარენის მოკლე ფიზიკურ-გეოგრაფიული აღწერილობა და ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეების ცხრილი.
- იზომიფების რუკა, რომელიც აკეხულია გომეგრაფიული რუკის ციფრულმა გადაყენის გზით. ამ რუკაზე დაგანილია ზედაპირის სიქისე. მეგეოსადგურის ადგილმდებარეობა აღნიშნულია ანემომეტრის სიმბოლით.

მარჯვენა ფურცელზე განთავსებულია:

- ცხრილი, რომელიც შეიცავს საშუალო წლიურ სიჩქარეს და ქარის ნაკადის კუთრ სიმძლავრეს, რომლებიც განგვარიშებულია ადგილზე განზომილი მონაცემებისა მიხედვის (Observed); იგივე სიდიდეებს, რომლებიც განგვარიშებულია ვეიბულის განაწილების შერჩეული პარამეტრების მიხედვის (Weibull fit) და ამავე სიდიდეების პროგნოზირებული მნიშვნელობებს, რომლებიც გათვლილია შერჩეული ვეიბულის განაწილების გამოყენებით იმავე ადგილისათვის (Predicted).
- ქართა სქემა და გრადაციების მიხედვის სიჩქარეების ჯამური განაწილების პისტოგრამა. ქართა სქემა აკეხულია რუკების მიხედვის და მასზე აღნიშნულია რუკები, რომლებიც განისაზგერება როგორც ენერგეტიკულად ხელსაყრელი (შეყანე სეგმენტები) და ენერგეტიკულად არახელსაყრელი (წითელი სეგმენტები). პისტოგრამა ვრთიკულად ასახავს სიჩქარეების ჯამურ განაწილებას გრადაციების მიხედვის, მას ზედ ეღება შერჩეული ვეიბულის განაწილების მრული.
- ქარის რეგიონალური რეკიმის გამოსასველვი ცხრილი შეიცავს ამ რეგიონისათვის დამახასიათებელ საშუალო წლიურ ქარის სიჩქარეს და ქარის ნაკადის კუთრ სიმძლავრეს. ეს მნიშვნელობები მოცემულია დედამიწის დონიდან 5 სიმაღლის და სიქისის 4 კლასისათვის, რომლებიც წარმოდგენილია სიქისის სიგრძით. ცხრილში, აგრეთვე, წარმოდგენილია ვეიბულის განაწილების კოეფიციენტები. ცხრილში წარმოდგენილი მონაცემები მიღებულია მეგეოსადგურებსა და მაღლივ მეტეოანდებზე მრავალწლიური დაკვირვების რიგების დამუშავების საფუძველზე პროგრამა WASP-ის მეშევიით. ამასთან გათვალისწინებულია რელიევის, დამრლილელი წინააღობების, ქეფენილი ზედაპირის უბნების სხედასხვა სიქისისა და ქარის სიჩქარის ვერტიკალური პროფილის გაყენა.
- ქარის რეგიონალური რეკიმის გამოსასველვი ცხრილი, ქართა სქემა და გრადაციების მიხედვის სიჩქარეების ჯამური განაწილების პისტოგრამა წარმოადგენს აგლასის საბოლიო შედეგს.

ყვრალდება იყრობს ერისა და იგივე ადგილზე მეგეოსადგურის მრავალწლიური მონაცემებისა და მაღლივი მეტეოანდის მონაცემების ზაზაზე მიღებული ქარის ნაკადის კუთრ სიმძლავრის შეფასებებს შორის სხეობა (მაგ. სკრა. კაპანსაბა). ქარის საშუალო სიჩქარეების კარგი თანხედების მთხედვად, შეიმჩნევა მნიშვნელოვანი განსხევებების სიჩქარეების განაწილების კანონებში. ცნობილია [5], რომ ქარის სიჩქარეების საკმარისად მღვრადი მნიშვნელობები შეიძლება მიღებულ იქნას 8 – 10 წლიანი დაკვირვებების მონაცემთა საფუძველზე. ქარის სიჩქარეების აღზაბობების კანონების მიხედვისად ეს საჭაროა 30 – 50 წლიანი დაკვირვებები, მამს როდესაც მაღლივ მეტეოანდებზე დაკვირვებების ხანგრძლივობა შეადგენს სულ 1 – 4 წელსაწად. ამით აიხსნება განსხევებები განაწილების კანონებსა და, აქედან გამომდინარე, ქარის ნაკადის კუთრ სიმძლავრის შეფასებებში. ამრავად, უმრავესობა უნდა მიენიჭოს შეფასებებს, რომლებიც მიღებულია მეგეოსადგურებზე მრავალწლიანი დაკვირვებების შედეგად.

ნახ. 4.1. ქუბის ვანაწილება საქართველოს მერიტორიამდე დედაბინის გადაბირიდან 50 მეტრის სიმაღლეზე



М.С. Геловани, А.Д. Зедгинидзе, И.Г. Зедгинидзе, Н.Г. Лобжанидзе, С.Е. Рогава,
М.В. Рышков, Э.В. Сухишвили, О.Ш. Тусишвили, Г.Б. Чикваидзе, В.В. Эристави

ВЕТРОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ АТЛАС ГРУЗИИ

ТОМ 1

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ

Под редакцией к.т.н. А.Д. Зедгинидзе
Консультант д-р Л.С. Хорович

Тбилиси
2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	65
Введение	67
Глава 1. Теоретические основы построения ветроэнергетического Атласа	71
1.1. Основные понятия	71
1.2. Шероховатость поверхности	71
1.3. Затенение ветра препятствиями	76
1.4. Влияние рельефа местности на скорость ветра	78
1.5. Физические основы моделирования ветра	83
Законы подобия ветра в пограничном слое атмосферы	83
Закон геострофического трения и геострофический ветер	84
1.6. Модель устойчивости	85
1.7. Модель шероховатости поверхности	88
1.8. Модель затенения	89
1.9. Орографическая модель	91
1.10. Основы статистического моделирования	94
Основные понятия	94
Распределение Вейбулла	96
1.11. Обработка данных в Атласе	99
1.12. Прикладное использование Атласа	101
1.13. Погрешности данных и моделей	102
Глава 2. Режим ветра на территории Грузии	104
2.1. Атмосферная циркуляция и орографическое строение Грузии	104
2.2. Сезонный ход направления и скорости ветра	106
Направления ветра	106
<i>Колхидская низменность</i>	106
<i>Внутреннекарталинская равнина</i>	106
<i>Нижнекарталинская долина</i>	106
<i>Джавахетское нагорье</i>	106
Средние скорости ветра	106
Суточный ход скорости ветра	107
Годовой ход скорости ветра	107
Всеговой ход скорости ветра	111
Глава 3. Исходные данные	114
3.1. Сеть метеостанций Грузии	114
3.2. Метеоданные	114
3.3. Топографические данные	117
3.4. Список метеостанций и высотных метеомачт	117
Глава 4. Кадастровые данные	121
Использованная литература	181
Метеорологические станции и высотные метеомачт	183

ПРЕДИСЛОВИЕ

В Атласе приведены региональные оценки ветроэнергетического потенциала (ВЭП) по критерию удельной мощности ветрового потока. Исследованиями охвачена вся территория Грузии.

Материалы, приведенные в Атласе, содержат все необходимые данные для выбора площадок под строительство ветроэлектростанций (ВЭС) и оценки технико-экономических показателей.

В Атласе использованы многолетние данные метеостанций (МС), которые дополнены относительно короткими (2–5 лет) рядами измерений скорости и направления ветра на высотных метеомачтах (ВММ), установленных в восьми наиболее перспективных местах Грузии.

Атлас построен по современной методике, разработанной Датской Национальной Лабораторией Risø и использованной при создании Атласа Ветров Европы и Атласа Ветров России. На сегодняшний день эта методика является общепризнанной при определении ВЭП и подборе площадок для строительства ВЭС. Методика реализована в форме прикладной программы WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Programme), версия 8.1 которой использована при разработке настоящего Атласа.

Методика обеспечивает достоверные результаты в открытых равнинных местах. В условиях сложных рельефов методика позволяет выявить перспективные районы, однако, для получения данных по ВЭП с необходимой точностью, в выявленных местах должны быть проведены микромасштабные исследования.

Ветроэнергетический Атлас Грузии разработан Научным Центром Ветроэнергетики “Кирэнерго” в рамках проекта G-539 Международного Научно-Технического Центра (МНТЦ) при финансовой поддержке правительства Японии.

Авторы выражают благодарность исполнительному директору МНТЦ г-ну Михаэлю Крённигу и, в его лице, сотрудникам МНТЦ. Авторы искренне благодарны кураторам проекта МНТЦ G-539 г-ну Леону Хоровичу и г-же Наталье Солодухиной, доброжелательное внимание и всесторонняя поддержка которых во многом определили успешное выполнение проекта.

Мы постоянно пользовались помощью г-жи Ирины Хомерики и г-на Зураба Сикмашвили (Грузинское отделение МНТЦ) в решении всех возникавших проблем.

Большой вклад своими советами и консультациями внесли коллабораторы проекта г.г. Ваган Геворгиян (NREL), Клаус-Дитер Липпманн (ENWERTEC), Оле Бек (NEG Micon), Мичихиро Хамано (PFI JAPAN), Мацуми Хикару (AIST).

Мы благодарим г-жу Рикке Анне Нильсен (Risø), разрешившую перепечатку нескольких глав из Атласа Ветров Европы, и г-на Оле Флибьерга (Risø) за их неизменно внимательное отношение к нашей работе.

Дискусії та обговорення з нашими колегами г.г. Рєвазом Арєвладзе (Парламент Грузії), Деїмі Лаошвілі (Технічний Університет), Алексєєм Мірїанашвілі (Департамент Науки і Технологій), Бакуром Берїташвілі (Інститут Гідрометеорології), Георгієм Кордзахія (Департамент Гідрометеорології), Григорієм Лазрїєєвим (Грузїнське Агенство UNFCCC), Сїмоном Барамїдзе і Баадуром Чхадзе (Енергогенерація), Александром Пірїхаланшвілі і Елізбаром Ерїставї (Комїсія по регулюванню в енергетицї), Отаром Гогїчаншвілі (Аджарська Енергокомпанія), Алїзором Чїтанава (Гїдроенергопроект), Мананой Дадїанї і Георгієм Абулашвілі (Центр Енергоєфективностї), Еленой Чомахїдзе і Гурамом Кутелїя (ENECO) обогатїли вїдкритї Атласа і дозволили уникнути багатьох помилок.

ВВЕДЕНИЕ

Создание Ветроэнергетического Атласа Грузии преследует цель оценки ветроэнергетических ресурсов, которыми располагает Грузия, и их распределения по территории страны.

Эта работа продолжает, на современном уровне, исследования, проводившиеся в Грузии, начиная с 50-х годов XX века. В 1959 году была опубликована работа [1], в которой были обобщены результаты отдельных исследований и приведены теоретические оценки ветроэнергетических ресурсов на территории Грузии. Для этой оценки использован способ "среднекилометрической мощности", т. е. среднегодовой мощности, которую можно получить с площади 1 км^2 в зависимости от средней скорости ветра. Для вычисления продолжительности рабочих скоростей ветра использовались известные таблицы Поморцева [2], где приведены расчетные распределения скоростей ветра для равнинной Европейской части СССР. Использование этих таблиц в условиях горного рельефа Грузии определило ориентировочный характер полученных результатов. В том же году была опубликована работа Э. В. Сухишвили [3], где также использовался метод "среднекилометрической мощности". В [4] достаточно подробно изучены ресурсы энергии ветра на Черноморском побережье Грузии.

В 1968 году увидел свет Справочник по климату СССР [5], где с большой полнотой представлены структурные элементы режима ветра для большей части метеостанций Грузии. В работе [6] проведен подробный анализ режима ветра на территории Грузии и дана оценка ресурсов по "среднекилометрической выработке энергии" (кВтч/км^2). В 1987 году был издан фундаментальный труд "Возобновляемые энергоресурсы Грузии" [7], где широко использованы современные статистические методы и оценены энергетические ресурсы ветра по критерию продолжительности различных скоростей ветра.

Настоящий Атлас, являясь логическим продолжением перечисленных работ, базируется на современных подходах, как в методах исследований, так и в критериях.

Климатологической основой Атласа являются многолетние ряды измерений скорости и направления ветра на 165 метеостанциях Грузии, которые дополнены сравнительно краткосрочными рядами измерений на высотных метеомачтах, установленных в процессе создания Атласа в восьми наиболее перспективных местах. С целью достижения высокой достоверности оценок ветроэнергетического потенциала при подборе и подготовке исходных метеорологических данных авторы Атласа руководствовались рядом соображений:

- В Атласе используются, в основном, данные тех МС, ряды наблюдений которых имеют длину не менее 20 лет. Как исключение, в тех случаях, когда местонахождение МС представляет особый интерес, использованы и более короткие ряды.
- В связи с тем, что начиная с 1985 г многие МС были закрыты, объем наблюдений на действующих существенно сократился, а качество проводимых измерений заметно ухудшилось, в Атласе не используются данные, полученные после 1980 года.
- Расположение МС, данные которых используются в Атласе, обеспечивает относительно равномерный охват территории Грузии.
- На основании предварительного анализа многолетних данных МС [5] и результатов, полученных в [3, 4, 7] из рассмотрения исключены районы Грузии, характеризующиеся малыми скоростями ветра. С точки зрения ветроэнергетики эти районы следует признать неперспективными.
- В условиях горного рельефа расчетные оценки ветроэнергетического потенциала можно считать достаточно надежными только в окрестности метеостанции. Для повышения надежности этих оценок в наиболее интересных, с позиций целей Атласа, местах установлены ВММ фирмы NRG (США). Измерения скорости ветра производятся на двух

уровнях: 40 м и 10 м; направления – на уровне 40 м. Измерения скоростей на уровне 10 м делают их сравнимыми с измерениями на МС, где стандартная высота установки анемометра составляет 10 м. Кроме этого, измерения на двух уровнях позволяют экспериментально исследовать и обобщить вертикальные профили скорости ветра в различных орографических условиях, что, безусловно, повышает надежность полученных оценок.

- Учитывая пространственную однородность метеорологической обстановки на больших (сотни квадратных километров) площадях и быструю микромасштабную изменчивость ее под влиянием местных особенностей рельефа, препятствий, характера подстилающей поверхности, для каждой МС и ВММ проведено точное определение их координат, составлены детальные описания рельефа, препятствий и шероховатости поверхности. Эти описания составлены с использованием топографических карт (масштаб – 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000), паспортов метеостанций и визуального обследования местности.

В основу построения Атласа положена методика, разработанная Национальной Лабораторией Risø (Дания) при создании Атласа Ветров Европы и России [8, 9, 10]. Эта методика использует численное моделирование местного и регионального режима ветра в приземном слое атмосферы. В качестве входных параметров модели используются данные наблюдений на МС и ВММ, характер подстилающей поверхности, эффекты затенения от препятствий и особенности рельефа окружающей местности. На рис. 1.1 представлена схема, поясняющая методику моделирования [8, 9].

Приведенная на рис. 1.1 методика моделирования содержит, по существу, две задачи. Левая часть рисунка иллюстрирует задачу анализа режима ветра в месте проведения измерений. Входными данными в этой задаче являются определенным способом сформированные данные первичных измерений скорости и направлений ветра 1, формализованные описания затеняющих препятствий 2, шероховатости подстилающей поверхности 3 и рельефа местности 4 в радиусе 5–10 км от точки измерения. Результатом моделирования являются рассчитанные параметры регионального режима ветра 5. Правая часть рисунка иллюстрирует задачу синтеза режима ветра 6 в любом выбранном месте с отличающимся рельефом, шероховатостями и препятствиями.

Описанная методика реализована в прикладной программе WAsP.

В Атласе используются многолетние данные 43 МС, отвечающих требованиям, изложенным выше и результаты измерений на восьми ВММ.

Ветроэнергетический потенциал оценивается значением удельной мощности ветрового потока Вт/м². Такая оценка является универсальной и общепринятой.

Атлас состоит из 4 глав, которые делятся на параграфы.

В Главе I, Теоретические основы построения Атласа, изложена методика моделирования ветрового потока с учетом влияния на его формирование условий рельефа, затеняющих препятствий и характера шероховатости подстилающей поверхности. Далее изложены теоретические основы моделирования ветроэнергетического потенциала. Здесь используются основные законы аэродинамики и аппарат математической статистики.

Для построения моделей ветрового режима и ветроэнергетического потенциала используется численное моделирование. С любезного разрешения авторов Атласа Ветров Европы, где эти вопросы изложены подробно и с большой полнотой, эта часть Атласа является цитированием соответствующих глав Атласа Ветров Европы. В тексте Атласа этот материал выделен иным шрифтом.

Глава II. Режим ветра на территории Грузии. Эта часть дает общее представление о формировании режима ветра в условиях сложного рельефа Грузии. Проведен анализ режима ветра в целом по Грузии и в пределах отдельных геоморфологических структур.

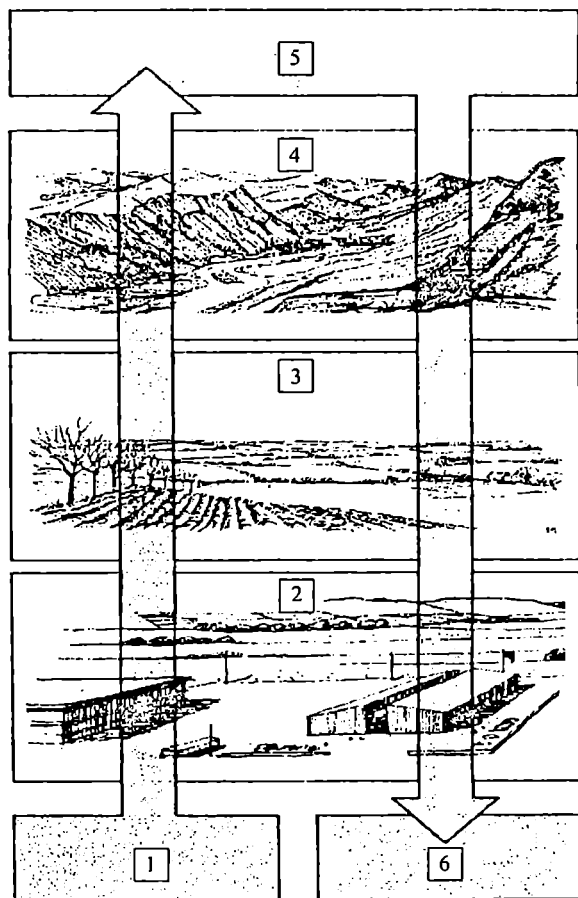


Рис.1.1. Схема методики моделирования режима ветра.

Глава III. Исходные данные. С целью оценки степени пригодности метеоданных приведен краткий исторический обзор развития и современной структуры метеослужбы Грузии. методов измерения, систематизации и обработки данных, полученных на метеостанциях, а также данных измерений на высотных метеомачтах, которые были установлены в различных местах Грузии в период, предшествующий разработке настоящего Атласа.

Общий анализ режима ветра на территории Грузии определил выбор тех метеостанций, данные которых используются в Атласе. Список этих метеостанций и высотных метеомачт содержит сведения о расположении станции, классе открытости, периоде наблюдений и среднемноголетней скорости ветра.

В Главе IV, Кадастровые данные, приведены результаты расчетов в виде региональных оценок ВЭП. Расчет ветроэнергетического потенциала базируется на исходных метеоданных, характеризующих структурные элементы режима ветра по каждой МС и ВММ. Расчеты проведены с помощью программы WAsP (версия 8.1), разработанной Национальной Лабораторией Risø (Дания). Для учета влияния рельефа, затеняющих препятствий и шероховатости поверхности использованы топографические карты в цифровом формате, орографические описания и обследования местности.

ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ ВЕТРОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО АТЛАСА

1.1. Основные понятия

Определение ВЭП осуществляется на практике в нескольких видах: от оценки средней мощности ветра, характерной для большой территории и называемой "региональной оценкой", до прогноза среднегодовой выработки ветроэнергетической установки (ВЭУ) в заданном месте – "привязки к местности" (*siting*). В обоих случаях используются сходные методы, основанные на анализе топографии, свойств подстилающей поверхности и регионального ветрового климата. Заметим, что при привязке к местности требуется более подробная информация, чем в случае региональной оценки.

Основными факторами влияния топографии поверхности на ветровую активность являются затенение, шероховатость и орография, определяемые и учитываемые при моделировании полей ветра.

К затеняющим препятствиям относятся различные здания, сооружения и пр. Вертикальный масштаб зоны их влияния на ветер распространяется примерно на высоту, втрое превышающую высоту препятствия, а горизонтальный – на расстояние, превышающее высоту препятствия в 30 – 40 раз.

Такие орографические элементы, как холмы, утесы, крутые насыпи и гребни гор, оказывают дополнительное влияние на ветер. У вершины таких элементов ветер ускоряется, а у их подножья и в долинах замедляется.

1.2. Шероховатость поверхности

Шероховатость определенного участка поверхности определяется размером и расположением элементов шероховатости (неровности). Для поверхности суши основными элементами шероховатости обычно являются растительность, застроенные области и тип почвы.

В соответствии с используемой в Атласе Ветров Европы [9] классификацией, подстилающая поверхность подразделяется на четыре класса, каждому из которых соответствует параметр шероховатости $z_0 > 0$. Классы шероховатости проиллюстрированы на рис. 1.1 – 1.4.

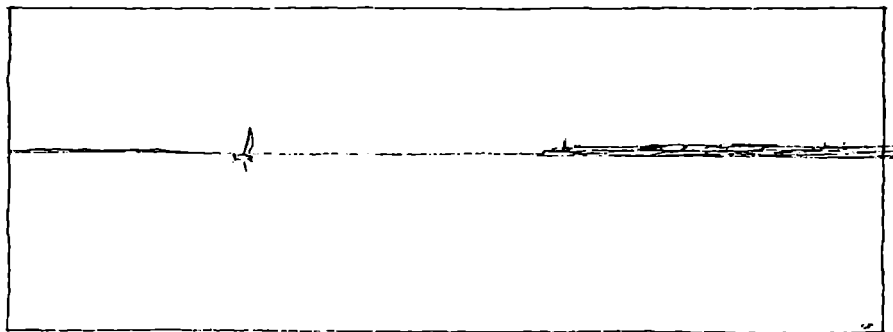


Рис. 1.1. Пример местности, соответствующей классу шероховатости 0: водные пространства ($z_0 = 0.0002$ м). Этот класс описывает поверхности морей и больших озер.

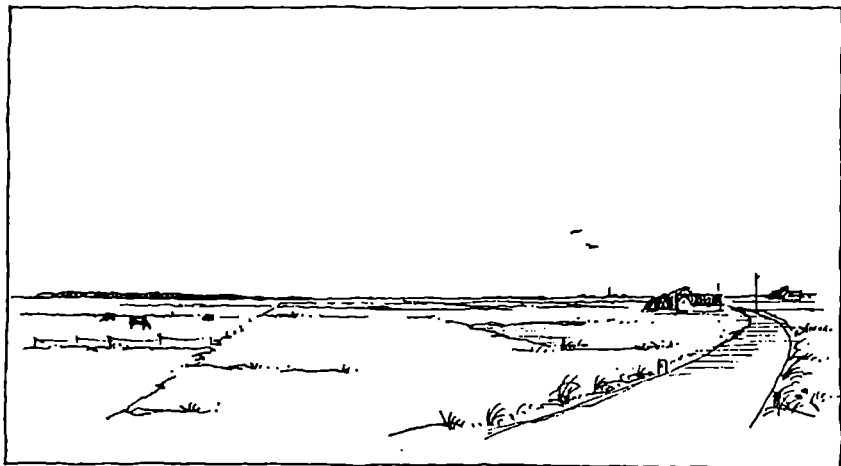


Рис. 1.2. Пример местности, соответствующей классу шероховатости 1 ($z_0 = 0.03$ м): плоские (возможно, слегка холмистые) и открытые пространства с редкими препятствиями для ветра в виде отдельных ферм, деревьев и кустарников.

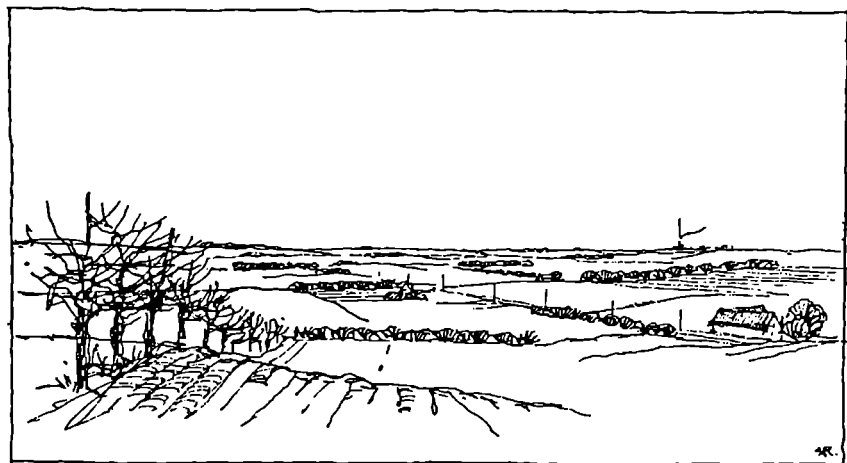


Рис. 1.3. Пример местности, соответствующей классу шероховатости 2 ($z_0 = 0.10$ м): сельхозугодья с защитными полосами и застройками, среднее расстояние между которыми не менее 1000 м. Поверхность плоская или слегка холмистая при наличии многочисленных строений и насаждений и больших открытых пространств между ними.

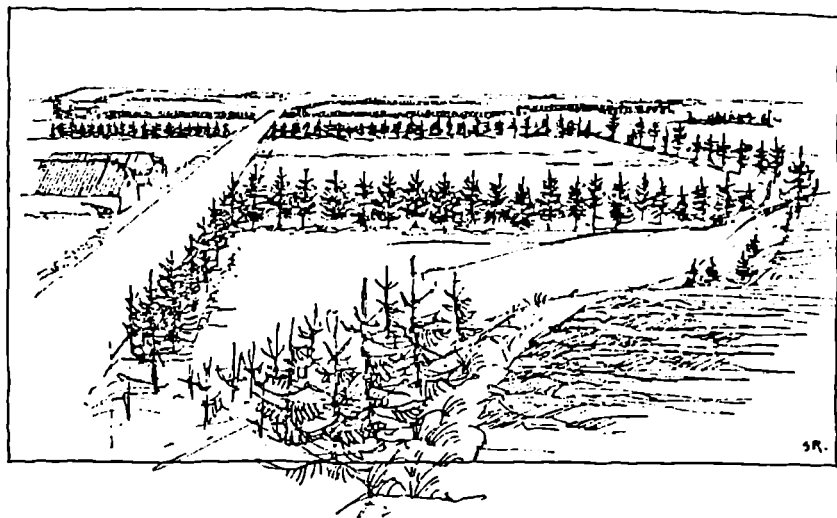


Рис. 1.4. Пример местности, соответствующей классу шероховатости 3 ($z_0 = 0.40$ м): городские и сельские районы, леса и сельхозугодья с множеством защитных полос со средним расстоянием между ними порядка сотен метров.

При вычислении региональных климатологий цифровые карты местности и расчетные модели используются для преобразования первичных данных по скоростям и направлениям ветра для каждой из станций к таким данным, которые были бы получены в данном месте при выполнении следующих условий:

- окружающая местность является плоской и однородной;
- вблизи нет никаких затеняющих объектов;
- измерения проведены на высотах 10, 30, 50, 100 и 200 м.

При наличии четырех классов шероховатости и пяти стандартных высот набор данных для каждой из 43 метеостанций и 8 высотных метеомачт преобразуется в 20 групп данных. Эти данные дают представление о региональном ветровом режиме, поскольку в ходе преобразований они были освобождены от влияния местных особенностей.

Простое эмпирическое соотношение между элементами шероховатости и параметром шероховатости дано в работе [11]. Элемент шероховатости характеризуется высотой h и его поперечным сечением S . Для элементов шероховатости, распределенных более или менее равномерно по площади, вводится дополнительный параметр – площадь A_{II} , приходящаяся на один элемент. Тогда z_0 описывается следующим соотношением:

$$z_0 = 0.5 \frac{h \cdot S}{A_{II}} \quad (1.1)$$

Это соотношение справедливо при $A_{II} \gg S$. При сравнимых величинах A_{II} и S соотношение (2.1) дает завышенные значения z_0 вследствие того, что воздушный поток как бы приподнимается над близлежащими элементами шероховатости.

Данное соотношение основано на допущении, что проницаемость элементов шероховатости близка к нулю, что справедливо для сплошных и твердых элементов. Для проницаемых элементов шероховатость поверхности z_0 в соотношении (1.1) следует уменьшить пропорционально коэффициенту проницаемости.

Соотношение (1.1) можно использовать для вычисления параметра шероховатости местности с большим количеством домов (если это, например, провинциальный городок). Шероховатость при $h = 5$ м, $S = 100$ м и $A_H = 1000$ м² оценивается следующим образом:

$$z_0 = 0.5 \cdot 5 \cdot 100 / 1000 = 0.25 \text{ м}$$

Эмпирическое соотношение (1.1) для протяженных непроницаемых ветровых заграждений (поясов затенения) при S примерно равной $h \cdot L$, A_H равной $l \cdot L$, где L – длина ветрового заграждения, а l – расстояния между поясами, приобретает вид

$$z_0 = 0.5 \cdot h^2 / l \quad (1.2)$$

Для типичных высот порядка 10 м зависимость шероховатости z_0 от расстояния между поясами l приведена ниже.

l [м]	1000	500	200
z_0 [м]	0.05	0.1	0.25

Соотношение между параметром шероховатости, характеристиками поверхности и классом шероховатости дает рис. 1.5. Параметр шероховатости поверхности, покрытой растительностью, может изменяться в зависимости от скорости ветра за счет наклона стеблей или наличия листьев. Аналогичный эффект имеет место для водных поверхностей за счет зависимости высоты и формы волн от скорости ветра, выведенной в [12, 13] из соображений размерности в пренебрежении эффектами вязкости и поверхностного натяжения воды:

$$z_0 = b \cdot u_*^2 / g, \quad (1.3)$$

где $b = 0.014$ – эмпирическая константа,

g – ускорение свободного падения,

u_* – динамическая скорость (см. 1.10).

Для описания шероховатости водных поверхностей в Атласе, в основном, использовано фиксированное значение $z_0 = 0.0002$ м, которое близко к значению z_0 из соотношения (1.3) при умеренных и больших значениях скорости ветра.

Вообще говоря, параметр шероховатости следует рассматривать как сезонный параметр, зависимость которого от наличия листвы, растительности, снежного покрова и пр. следует учитывать при определении параметров выработки ВЭУ.

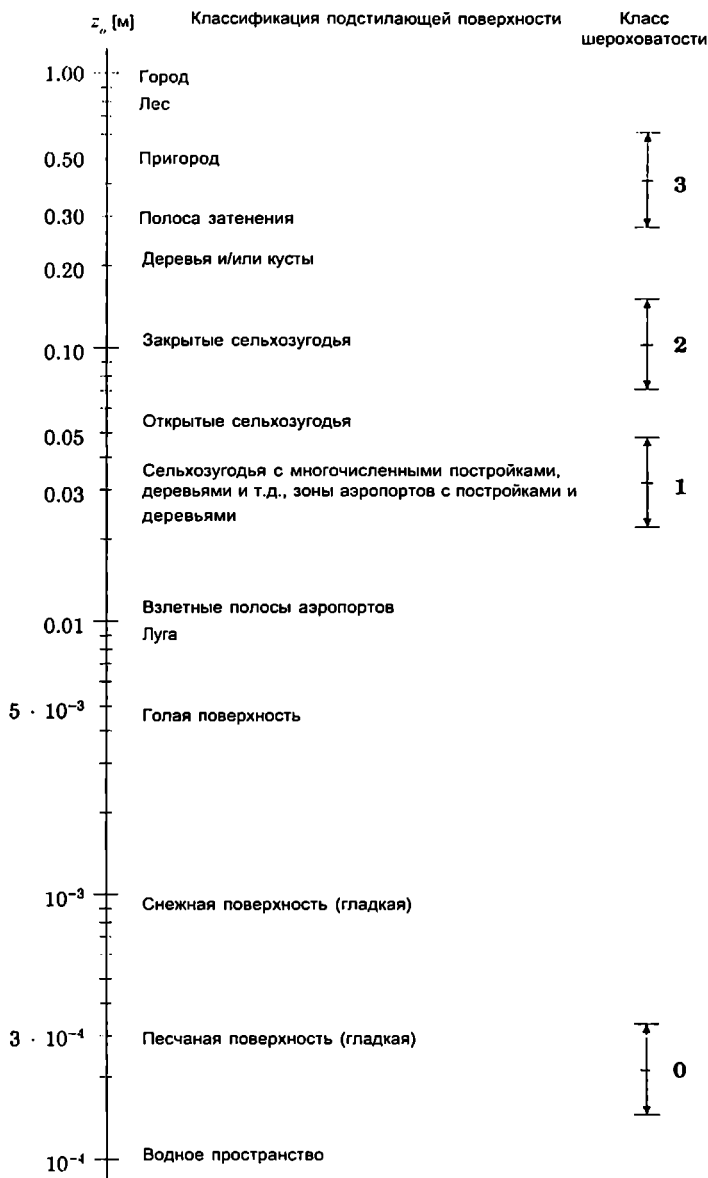


Рис. 1.5. Соотношение параметра шероховатости, типа поверхности и класса шероховатости. Классы шероховатости отмечены вертикальными отрезками. Центральные точки – опорные значения, а длина отрезка указывает на типичный интервал погрешности при оценке шероховатости.

1.3. Затенение ветра препятствиями

К затеняющим ветер препятствиям относятся отдельные здания, сооружения, деревья и пр., вызывающие снижение скорости ветра в данной точке местности в зависимости от:

- расстояния от затеняющего препятствия до рассматриваемого места (x);
- высоты затеняющего препятствия (h);
- высоты рассматриваемой точки над поверхностью (l);
- поперечного размера препятствия (L);
- проницаемости препятствия (P).

Снижение скорости ветра под влиянием затенения от бесконечно длинного (двумерного) препятствия с нулевой проницаемостью иллюстрирует рис. 1.6. Эффект затенения ослабевает, если поперечный размер препятствия конечен или его проницаемость ненулевая.

Обычно для зданий проницаемость принимается равной 0, для деревьев 0.5. Группа одинаковых зданий с расстоянием между ними порядка трети длины здания имеет проницаемость примерно 0.33. Для ветровых заграждений можно использовать характеристики, приведенные в табл. 1.1.

Проницаемость деревьев зависит от наличия листвы, и, как и параметр шероховатости z_0 , ее следует рассматривать как сезонный параметр. Коэффициент непроницаемости оценивается с помощью выражения $P' = 1 - P$.

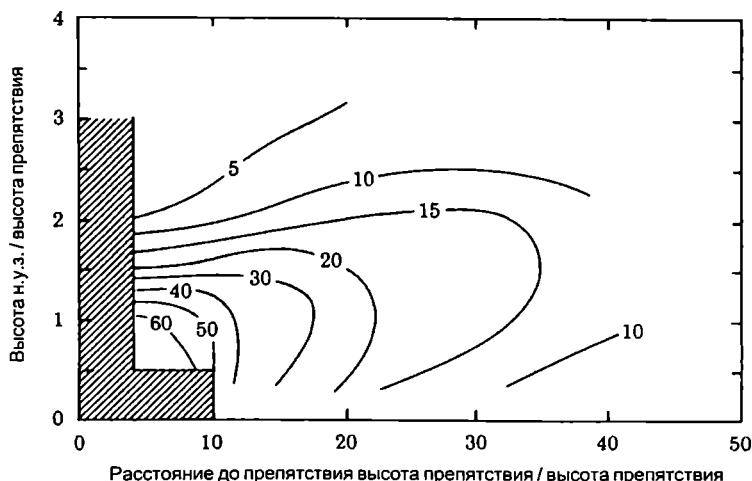


Рис. 1.6. Снижение скорости ветра (R_i) в % под влиянием затенения двумерным препятствием согласно [14]. В заштрихованной зоне его интенсивность зависит от геометрии препятствия. Скорость ветра обычно растет вблизи препятствия и над ним аналогично эффекту ускорения над холмами. По горизонтали – расстояние от препятствия, отнесенное к его высоте. По вертикали – высота над уровнем земли, отнесенная к высоте препятствия.

Таблица 1.1. Проницаемость ветровых заграждений.

Внешний вид препятствия	Проницаемость P
Сплошное непроницаемое	0
Сплошное плохо проницаемое	< 0.35
Слабо разреженное проницаемое	$0.35 - 0.50$
Разреженное проницаемое	≥ 0.50

Другим параметром, учитываемым при корректировке ветровых данных, является поперечный размер препятствия L . Эмпирические зависимости, в том числе полученные в [14], наиболее точно описывают эффект затенения двумерными изгородями или поясами затенения "бесконечной" протяженности и дают завышенное ослабление ветра по сравнению с трехмерными объектами. Поправочный коэффициент R_2 к значению, полученному из рис. 1.6, для перпендикулярно расположенного препятствия поперечного размера L можно оценить, используя следующие выражения:

$$R_2 = \begin{cases} \left(1 + 0.2 \frac{x}{L}\right)^{-1} & \text{при } \frac{L}{x} \geq 0.3 \\ 2 \frac{L}{x} & \text{при } \frac{L}{x} \leq 0.3 \end{cases} \quad (1.4)$$

Следовательно,

$$u_{cor} = u \cdot (1 - R_2 \cdot R_1 (1 - P)) \quad (1.5)$$

где u_{cor} – средняя скорость ветра для затененных условий,

u – средняя скорость ветра для незатененных условий,

$R_1 = \Delta u / u$ – коэффициент снижения скорости ветра от двумерного препятствия согласно рис. 1.6.

1.4. Влияние рельефа местности на скорость ветра

Для учета орографических различий между станциями и определения пределов применимости результатов измерений скорости и направлений ветра для окружающих районов, все регионы и ландшафты расклассифицированы по пяти типам (рис. 1.7 – 1.11).



Рис. 1.7. Ландшафт типа 1: равнины, водные участки и низменные районы вдали от гор. Ветер у поверхности земли изменяется только под влиянием шероховатости поверхности и затеняющих препятствий.

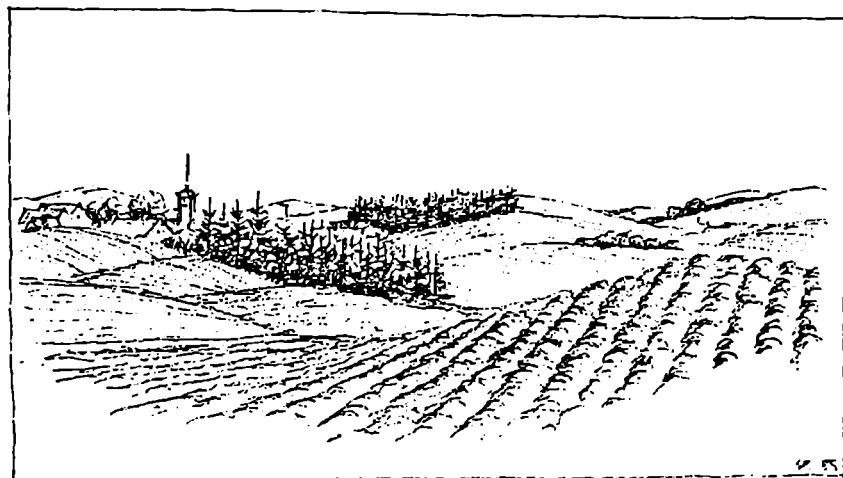


Рис. 1.8. Ландшафт типа 2: слегка холмистые районы, удаленные от гор. Типичные горизонтальные размеры холмов – до нескольких километров. Ветер вблизи поверхности земли изменяется под влиянием переменной шероховатости, затеняющих препятствий и в зависимости от рельефа местности, например, в связи с ускорениями ветровых потоков на вершинах холмов.

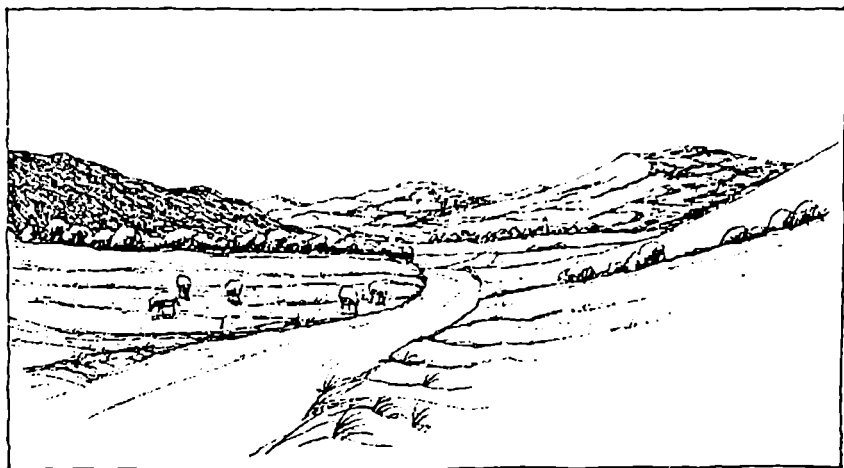


Рис. 1.9. Ландшафт типа 3: сильно холмистая и возвышенная поверхность с характерными горизонтальными размерами холмов порядка нескольких километров. Ветер у поверхности земли меняется в соответствии с топографией, как и в случае с ландшафтом типа 2. Орографические характеристики более крупного масштаба могут вызывать сильную перестройку всего пограничного слоя атмосферы.

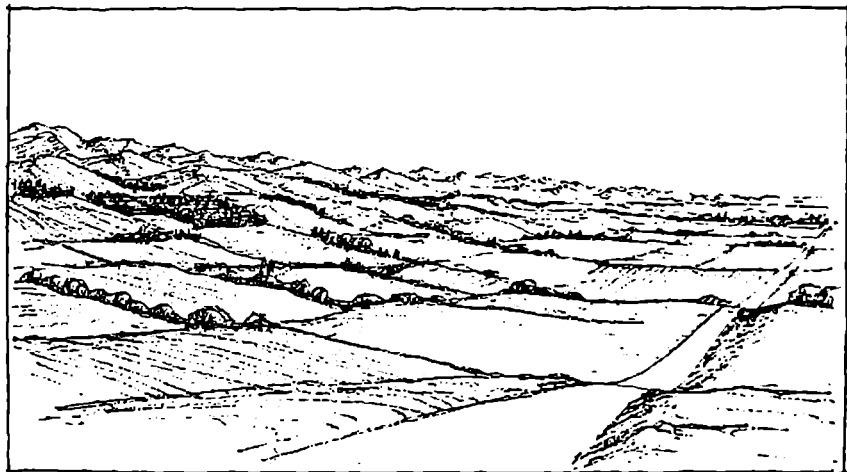


Рис. 1.10. Ландшафт типа 4: предгорья. В подобных районах возникают весьма специфические и устойчивые системы воздушных потоков, такие как фен, биза, бора, мистраль. Эти ветры формируются под влиянием термогидродинамических эффектов для специфических форм рельефа: горных долин, ущелий, склонов, перепадов высот и пр.



Рис. 1.11. Ландшафт типа 5: высокогорный массив, изрезанный глубокими долинами. Ветры на вершинах по своим свойствам близки к свободным атмосферным ветрам над данным регионом. Ветры в долинах определяются в основном термическими и стоковыми эффектами и слабо коррелируют со свободными атмосферными ветрами.

Установлено, что региональная статистика, полученная для станций в зоне ландшафтов 1-го и 2-го типа, может использоваться для окрестных территорий с радиусом порядка 200 км. Радиус репрезентативности станций в зонах ландшафтов 3-го и 4-го типа имеет такой же порядок или менее в зависимости от конкретной ситуации. Статистика ветра для станций в зоне ландшафта 5-го типа климатологически репрезентативна только для непосредственно примыкающей к станции территории.

Примером зависимости скорости ветра от рельефа поверхности являются результаты международных полевых экспериментов на холме Аскервейн на острове Южный Юст (Гебриды) [15].

На рис. 1.12 показана топография холма Аскервейн. Линия, вдоль которой регистрировались скорость и направление ветра, обозначена метеорологическими вышками.

На рис. 1.13 приведены экспериментальные данные измерений относительного изменения скорости ΔS при направлении ветра, перпендикулярном продольной оси гребня на высоте 10 м над поверхностью, по мере удаления от вершины. Здесь

$$\Delta S = \frac{u_2 - u_1}{u_1} \quad (1.6)$$

где u_2 – скорость ветра над вершиной холма,

u_1 – невозмущенная скорость набегающего ветрового потока на той же высоте от поверхности земли.

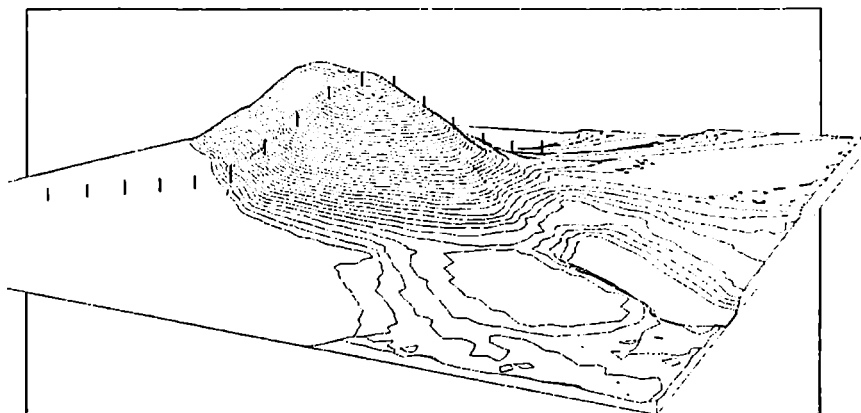


Рис. 1.12. Топография холма Аскервейн.

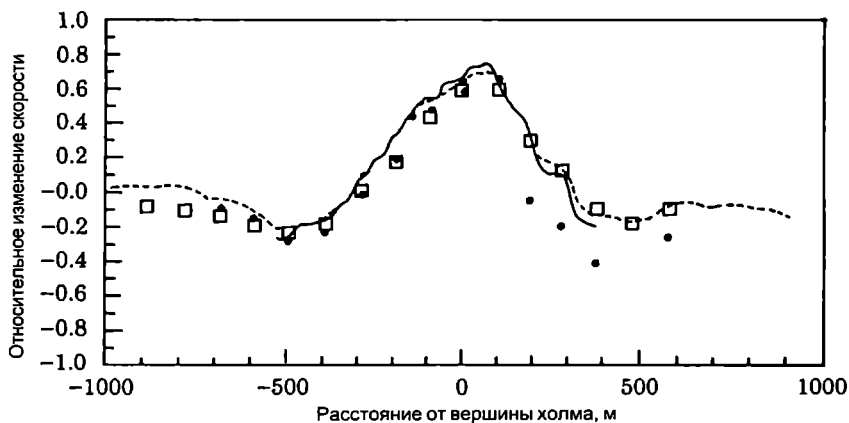


Рис. 1.13. Относительное изменение скорости ветрового потока при обтекании холма Аскервейн на высоте 10 м над уровнем поверхности. Данные измерений обозначены точками, результаты расчетов по орографической модели – квадратами. Результаты от двух других числовых моделей показаны с помощью сплошной и штриховой линии. По горизонтали – расстояние от вершины холма, м; по вертикали – относительное изменение скорости.

На рис. 1.13 также приведены результаты, полученные с помощью трех численных моделей: модели, использованной в Атласе [16], и двух других моделей [17]. Наиболее важными представляются следующие особенности рис. 1.13:

- скорость на вершине примерно на 80% превышает невозмущенную среднюю скорость набегающего на холм ветра;
- снижение скорости перед и за холмом достигает 20 – 40% по сравнению с невозмущенной.

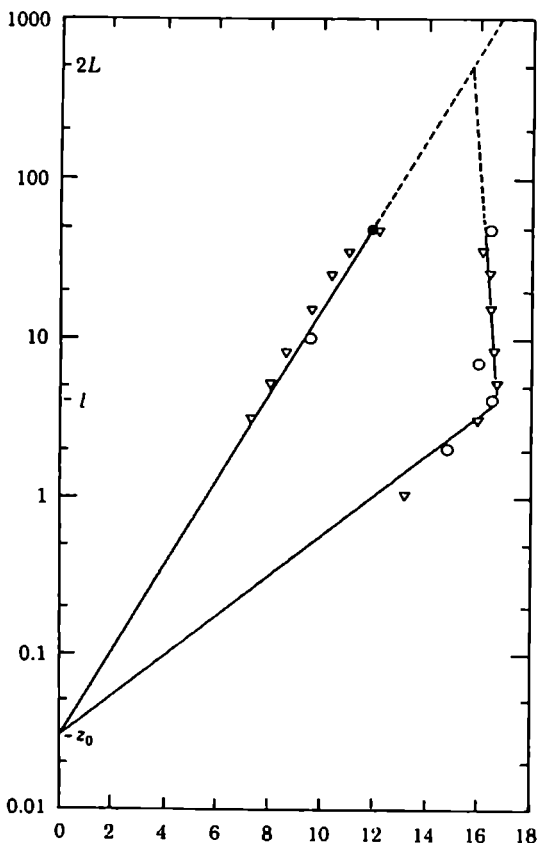


Рис. 1.14. Вертикальные профили невозмущенного набегающего ветра (левая прямая линия) и ветра над вершиной холма (правая ломаная линия). Параметры L и l показаны на рис. 1.15. По горизонтали – скорость ветра, м/с; по вертикали – высота над поверхностью в логарифмическом масштабе, м.

На рис. 1.14 показаны высотные профили невозмущенного ветра и ветра над вершиной холма. Высотная зависимость невозмущенного потока близка к логарифмической, профиль же над вершиной холма имеет излом на высоте l , соответствующей максимальному относительному ускорению. Скорость над вершиной холма на высоте выше излома практически постоянна и равна скорости набегающего на холм ветра на высоте $2L$, где L – характерный размер холма, принимаемый равным половине его ширины на уровне половины его высоты (см. рис. 1.15). Приближенные выражения для ΔS и l приведены в [18]:

$$\Delta S \approx 2h / L, \quad (1.7)$$

$$l = 0.3 \cdot z_0 \left(\frac{L}{z_0} \right)^{0.67} \quad (1.8)$$

Зависимости (1.7) и (1.8) выведены в двумерной постановке и справедливы, если протяженность холма в направлении, перпендикулярном направлению ветра, велика.

Таким образом, холмы оказывают сильное влияние на ветровой поток, что следует учитывать при оценках ВЭП. На самом деле любое изменение высоты местности влияет на ветровой поток. При этом 5%-ное увеличение высоты может вызывать 5%-ное возрастание средней скорости ветра и, соответственно, 15%-ное увеличение удельной мощности ветрового потока. При определении ветровых ресурсов в местах со сложной орографией, как правило, не удается использовать простые модели и формулы, аналогичные соотношениям (1.7) и (.8), и в этих случаях приходится использовать численные модели и методы.

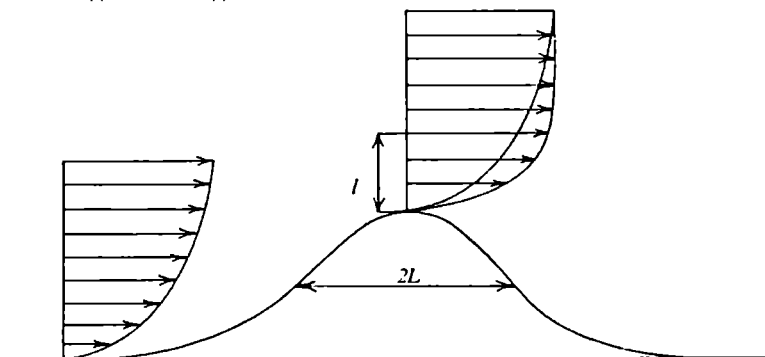


Рис. 1.15. Профили над идеальным холмом для набегающего на холм ветра и ветра над его вершиной. Показаны два масштаба длины, характеризующие поток: L – характерный размер холма, равный его полуширине на уровне половины его высоты; l – высота максимального относительного ускорения.

1.5. Физические основы моделирования ветра

Концепция Атласа основана на использовании моделей, корректирующих данные измерений ветра, и анализе этих данных в терминах частотных распределений. Коррекция может быть выполнена либо на основе ряда измерений, посредством преобразования каждой измеренной величины, либо подбором подходящего преобразования частотных распределений. Преобразование ряда измерений имеет приложения, рассмотрение которых не входит в цели Атласа; одно из таких приложений – формирование реального сайт-специфичного ряда измерений для использования в изучении моделирования – описано в [8]. Интегрированная компьютерная модель, основанная на преобразовании частотных распределений, реализована в программе, разработанной в Национальной лаборатории Risø (Дания), и известной под названием "Wind Atlas Analysis and Application Programme" (WAsP). Подмодели, используемые в работе этой программы, описаны ниже.

Законы подобия ветра в пограничном слое атмосферы

Примыкающий к поверхности земли слой атмосферы называется пограничным слоем атмосферы (ПСА). Этот слой простирается до высоты от сотни метров (при ясной ночной погоде и низких скоростях ветра) до 2 км в ясный летний день. Нижняя часть этого слоя

называется приземным слоем, который определяется весьма условно и охватывает около 10% от высоты пограничного слоя. В ветроэнергетике, где обычно пренебрегают низкими скоростями ветра, толщина ПСА считается равной около 1 км, при этом физические законы приземного слоя используются лишь для нижнего 100-метрового слоя.

При высоких скоростях ветра его вертикальный профиль над плоской и достаточно однородной поверхностью хорошо моделируется с помощью логарифмического закона

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (1.9)$$

где $u(z)$ – скорость ветра на высоте z над уровнем земли,

z_0 – параметр шероховатости поверхности,

$\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана,

u_* – скорость трения, или динамическая скорость, связанная с поверхностным напряжением τ следующей зависимостью [19]:

$$|\tau| = \rho u_*^2, \quad (1.10)$$

где ρ – плотность воздуха.

Даже при умеренных скоростях ветра возникают отклонения от логарифмического профиля, если высота z превышает несколько десятков метров. Отклонения возникают вследствие подъемных сил, обусловленных турбулентностью. При этом шероховатость поверхности оказывается уже не единственным фактором, определяющим вертикальный профиль ветра; она должна быть дополнена параметрами поверхностного теплового потока. При ночном охлаждении поверхности турбулентный обмен уменьшается и нарастание ветра с высотой становится более крутым; и наоборот, дневное нагревание вызывает увеличение конвективной турбулентности, обуславливающей более плавный профиль ветра. В этом случае вертикальный профиль может быть описан с помощью выражений типа

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln(z/z_0) - \psi(z/L) \right], \quad (1.11)$$

где ψ – эмпирически определяемая функция [20, 21],

L – параметр, известный как масштаб Монина-Обухова:

$$L = -\frac{T_0}{\kappa g} \frac{c_p u_*^3}{H_0}, \quad (1.12)$$

где T_0 – поверхностное значение абсолютной температуры,

H_0 – поверхностное значение теплового потока,

c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении,

g – ускорение свободного падения (остальные величины были определены выше).

Закон геострофического трения и геострофический ветер

Ветер в ПСА возникает под влиянием градиентов давления, вызванных синоптической активностью. Достаточно быстрая реакция структуры ПСА на изменение давления обеспечивает приблизительное равновесие между силой, создаваемой градиентом давления, и силой трения на поверхности земли. Такое равновесие можно описать теоретически для идеализированных условий нейтрального равновесия атмосферы, включающих ее стационарность, однородность и баротропность (градиент давления постоянен по всей глубине ПСА).

Условие равновесия для нейтральной устойчивости впервые было получено в [22] в виде так называемого закона геострофического трения – соотношения между динамической скоростью u , и скоростью геострофического ветра G :

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left(\ln \left(\frac{u_*}{f z_0} \right) - A \right)^2 + B^2}, \quad (1.13)$$

$$\sin \alpha = -\frac{B u_*}{\kappa G},$$

где α – угол между направлением ветра в поверхностном слое и геострофического ветра (явление Экмана),

f – параметр Кориолиса,

$A = 1.8$ и $B = 4.5$ – эмпирические постоянные.

Геострофический ветер можно рассчитать на основе поверхностного градиента давления, и обычно он оказывается близок к скорости ветра, измеряемой радиозондами над пограничным слоем. Закон геострофического трения можно использовать и при отсутствии нейтральной устойчивости, приняв во внимание, что постоянные A и B в этом случае становятся функциями параметра устойчивости, определяемого как

$$\mu = \frac{\kappa u_*}{f L} \quad (1.14)$$

1.6. Модель устойчивости

Изменением логарифмического профиля ветра, вызываемым атмосферной неустойчивостью, часто пренебрегают при определении ВЭП, что приводит к незначительным погрешностям, особенно при низких скоростях ветра. В используемой в Атласе модели поправки, связанные с эффектами неустойчивости, рассматриваются как малые возмущения к основному нейтральному состоянию.

Для оценки воздействия на ветер поверхностного теплового потока применяется упрощенная модель, построенная на использовании климатологического среднего и среднеквадратичного значения поверхностного теплового потока. Модель получена на основе закона геострофического трения и профиля ветра с учетом теплового потока в виде поправок первого порядка к нейтральному состоянию. При этом дифференциал соотношения (1.13) при постоянных G , z_0 и f оказывается равным

$$dG = \frac{du_*}{u_*} G - \frac{u_*^2}{\kappa^2 G} \left[\left(\ln \frac{u_*}{f z_0} - A(\mu) \right) \left(\frac{du_*}{u_*} - \frac{dA}{d\mu} d\mu \right) + B \frac{dB}{d\mu} d\mu \right] = 0 \quad (1.15)$$

Из соотношений (1.12) и (1.13) и с учетом нейтральных значений коэффициентов

$$A(0) = 1.8, \quad B(0) = 4.5, \quad \frac{dA}{d\mu} = -0.2, \quad \frac{dB}{d\mu} = +0.2$$

в пренебрежении поправками малого порядка следует соотношение

$$\frac{du_*}{u_*} = \left[\frac{c g}{f \Gamma_0 c_p \rho G^2} \right] dH \quad (1.16)$$

с численной константой $c = 2.5$. Это соотношение используется для оценки поправок к нейтральному значению u , на основе среднего климатологического значения

поверхностного теплового потока dH , а также для оценки среднеквадратичного значения флуктуаций с помощью среднеквадратичного теплового потока для dH . В этом случае в качестве скорости геострофического ветра G берется ее значение, соответствующее максимуму в распределении плотности энергии ветра (см. раздел 1.10). Дифференциал скорости ветра в соотношении (1.11) в этом случае равен

$$du(z) = \frac{du_*}{\kappa} [\ln(z/z_0) - \psi(z/L)] - \frac{u_*}{\kappa} \frac{d\psi}{dL} \frac{dL}{dH} dH \quad (1.17)$$

Для высоты над уровнем земли z_m , выше которой поправки первого порядка малости для поверхностного теплового потока исчезают и, как следствие, наблюдается минимальное значение изменчивости скорости ветра ($du(z_m) = 0$), с учетом нейтральных значений коэффициентов и соотношения (1.16) следует выражение

$$\frac{z_m}{\ln(z_m/z_0)} = \left(\frac{c}{a\kappa} \right) \frac{u_*^3}{fG^2} \quad (1.18)$$

где константа a определяется как наклон ψ -функции в нейтральном состоянии и имеет значение от 4 до 5 в зависимости от стратификации атмосферы (устойчивой, нейтральной или неустойчивой). Используя упрощенную модель трения для нейтральной атмосферы [18], получаем

$$\frac{u_{*0}}{G} = \frac{0.5}{\ln(Ro) - A(0)} \quad (1.19)$$

Соотношение (1.18) представимо в следующем виде:

$$\frac{z_m/z_0}{\ln(z_m/z_0)} \approx \text{const} \cdot Ro(\ln(Ro) - A(0))^{-3}, \quad (1.20)$$

где $\text{const} \gg 0.1$,

Ro — поверхностное число Россби, определяемое выражением

$$Ro = \frac{G}{f \cdot z_0} \quad (1.21)$$

Выражение (1.20) аппроксимируется степенной зависимостью:

$$z_m/z_0 = \alpha \cdot Ro^\beta \quad (1.22)$$

где используемые константы $\alpha = 2.0 \cdot 10^{-3}$ и $\beta = 0.9$.

Следует отметить, что высота z_m слабо меняется над достаточно большими территориями из-за слабой степенной зависимости от z_0 (в степени 0.1). Исключения имеют место на побережьях, где z_m над морем оказывается примерно вдвое меньше аналогичных значений над сушей.

При отсутствии нейтральной устойчивости вертикальный профиль корректируется с помощью климатологических значений средней скорости ветра и ее среднеквадратичного отклонения с использованием приведенных выше выражений.

Высота минимальной изменчивости z_m определяется из соотношения (1.22). На этой высоте относительное отклонение средней скорости от ее нейтрального значения определяется как сумма отклонений, вызванных отклонением среднего теплового потока

ΔH_{off} и его флуктуациями ΔH_{rms} :

$$\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} = \frac{\Delta u_*}{u_*} - \frac{\psi(z_m/L_{off}) + \psi(z_m/L_{rms})}{\ln(z_m/z_0)}, \quad (1.23)$$

где L_{off} — масштаб Монина-Обухова, соответствующий ΔH_{off} ,

L_{rms} соответствует $F_{rms} \cdot \Delta H_{rms}$, где F_{rms} — коэффициент формы.

Коэффициент формы учитывает смещение скорости ветра в сторону более высоких значений на высоте z_m вследствие различия формы ψ -функции для устойчивых и неустойчивых условий. Это видно из точных выражений для ψ -функции, взятых из [18]:

$$\psi(z/L) = \begin{cases} \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{1/4} - 1 & \text{для неустойчивых состояний} \\ -4.7 \frac{z}{L} & \text{для устойчивых состояний} \end{cases} \quad (1.24)$$

Слабая зависимость от z неустойчивого профиля обуславливает смещение скорости ветра на высоте z_m даже в случае, когда средний поверхностный тепловой воздушный поток равен нулю (рис. 1.16).

Вертикальное изменение относительных средних отклонений средней скорости ветра u и стандартного отклонения σ_u окончательно определяются в следующем виде:

$$u(z) = u_0(z) \left(1 + \frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} (1 - f(z)) + \frac{\Delta u_{\text{эф}}}{u_0} \right) \quad (1.25)$$

$$\sigma_u(z) = \sigma_{u0}(z) \left(1 + \frac{\Delta u_{\text{эф}}}{u_0} |f(z)| \right) \quad (1.26)$$

где профильная функция $f(z)$ получена с помощью поправок $u(z)$ первого порядка:

$$f(z) = 1 - \frac{z}{z_m} \frac{\ln(z_m/z_0)}{\ln(z/z_0)} \quad (1.27)$$

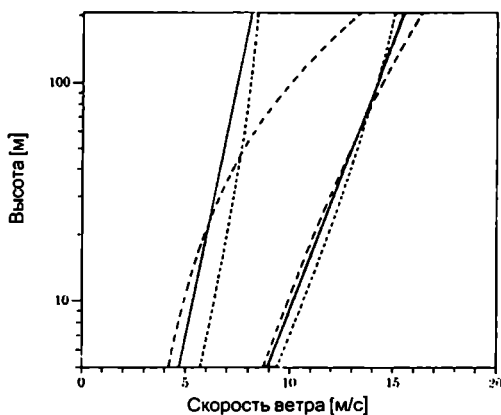


Рис. 1.16. Характеристики профиля ветра: левые кривые иллюстрируют разброс профилей ветра (заштрихованный участок), соответствующих постоянной скорости геострофического ветра $G = 10$ м/с и типичному диапазону изменений скорости геострофического ветра $G = 20$ м/с и такому же диапазону поверхностного теплового воздушного потока.

Эти выражения применяются для поправок с учетом модели устойчивости входных данных и ветровых характеристик для различных высот и поверхностных условий. В частности, данные морских метеостанций можно использовать для оценки ветровых условий на суше, принимая во внимание различие тепловых потоков. В этой связи ветровой режим прибрежных районов считается переходным от морского к

континентальному. Практически это реализуется учетом расстояния до берега в наветренном направлении x и взвешиванием поправок модели устойчивости над сушей и над морем с помощью коэффициента w :

$$w = \frac{\min(\lambda, c)}{c} \quad (1.28)$$

где c – характерная ширина прибрежной зоны порядка 10 км.

Более подробное описание практического использования модели устойчивости дано в разделе 1.11.

1.7. Модель шероховатости поверхности

Логарифмический профиль ветра дает надежные результаты только в случае, если местность с наветренной стороны является однородной. В противном случае при расчетах возникают погрешности, связанные с неточностью определения параметра шероховатости местности. “Эффективный” параметр шероховатости практически при любом методе его определения зависит от высоты наблюдения ветра. Исключение составляет лишь метод определения параметра шероховатости на основе закона геострофического трения.

Среднее поверхностное напряжение δ и скорость ветра в данной точке поверхности определяются только шероховатостями поверхности, расположенными на некотором расстоянии в наветренном направлении. Удаленные препятствия могут не учитываться вследствие установления в граничном слое равновесия между градиентом давления и трением. Это расстояние пропорционально радиусу Россби G/f с характерным значением от 10 до 100 км. Для частотного распределения ветра достаточно рассматривать влияние поверхностных условий до расстояний порядка 10 км. В случае мелкомасштабных неоднородностей местности достаточно смоделировать изменение поверхностного напряжения при движении ветра от одной поверхности с параметром шероховатости z_{01} к другой с параметром шероховатости z_{02} . В этом случае высота внутренней границы раздела h увеличивается в подветренном направлении с увеличением расстояния x от места изменения шероховатости в соответствии с выражениями, полученными в [23]:

$$\frac{h}{z_0'} \left(\ln \frac{h}{z_0'} - 1 \right) = const \cdot \frac{x}{z_0'} \quad (1.29)$$

$$z_0' = m \alpha x (z_{01}, z_{02})$$

Выше h вертикальный профиль остается невозмущенным. Значение постоянной $const$ в соотношении (1.29) равно 0.9. Эмпирическим путем установлено, что изменение поверхностной динамической скорости достаточно точно описывается выражением, полученным совмещением нейтральных вертикальных профилей ветра на высоте h :

$$\frac{u_{z_2}}{u_{z_1}} = \frac{\ln(h/z_{01})}{\ln(h/z_{02})} \quad (1.30)$$

где u_{z_2} – динамическая скорость ветра в рассматриваемой точке,
 u_{z_1} – динамическая скорость ветра в наветренном направлении.

Ниже внутренней границы раздела вертикальный профиль скорости ветра является возмущенным и динамическая скорость не может быть вычислена из наблюдаемых скоростей ветра с использованием логарифмического закона. Однако экспериментальные данные [24] и результаты численного моделирования [25] указывают на возможность моделирования возмущенного профиля комбинацией трех логарифмических частей:

$$u(z) = \begin{cases} u' \frac{\ln(z/z_{01})}{\ln(c_1 h/z_{01})} & \text{для } z \geq c_1 h, \\ u'' + (u' - u'') \frac{\ln(z/c_2 h)}{\ln(c_1/c_2)} & \text{для } c_2 h \leq z \leq c_1 h, \\ u'' \frac{\ln(z/z_{02})}{\ln(c_2 h/z_{02})} & \text{для } z \leq c_1 h, \end{cases} \quad (1.31)$$

где $u' = (u_{*1}/\kappa) \cdot \ln(c_1 h/z_{01})$, $u'' = (u_{*2}/\kappa) \cdot \ln(c_2 h/z_{02})$ и $c_1 = 0.3$, $c_2 = 0.09$.

Из выражений (1.30) и (1.31) следует, что динамическая скорость u_{*n} , соответствующая измеренной скорости ветра, может быть связана с динамической скоростью, соответствующей наветренной стороне изменения шероховатости поверхности. Для нескольких изменений шероховатости поверхности следует последовательно использовать соотношение (1.30), и в этом случае измеренная скорость ветра может быть использована для вычисления поверхностной динамической скорости далеко вверх по течению. Однако последовательные изменения шероховатости должны возникать не слишком близко друг от друга, и поэтому применяется следующий метод. Если x_n – расстояние до n -го изменения шероховатости поверхности, то шероховатость в наветренном направлении следует определять как среднее ее значение для области между расстоянием x_n и $2x_n$ в рассматриваемом азимутальном секторе. Выбор коэффициента 2 произволен и может меняться в тех случаях, когда обнаружены четкие границы изменения шероховатости, например на береговых линиях.

По мере удаления вверх по течению модель изменения шероховатости, описанная здесь, даст результаты, расходящиеся с действительностью, так как она не учитывает равновесное состояние пограничного слоя. Как и поправки в модели устойчивости, погрешности учитываются как малые возмущения с помощью простой асимптотической модели. Влияние на поток поверхностных шероховатостей, находящихся на удаленных расстояниях с наветренной стороны, ослабевает при больших значениях параметра x/D , где D – расстояние, на котором устанавливается невозмущенный профиль, условно равное здесь 10 км. Соотношения, приведенные выше, могут быть использованы лишь для значений $x \ll D$. Изменение шероховатости учитывается с помощью весового коэффициента W_n :

$$W_n = \exp\left(-\frac{x_n}{D}\right) \quad (1.32)$$

Вместо рассмотрения изменения шероховатости от z_{0n} до z_{0n+1} , на расстоянии z_n , величина $\ln(z_{0n+1})$ заменяется на $\ln(z_{0n}) + W_n \cdot \ln(z_{0n+1}/z_{0n})$. Используя данный подход, можно определить как поверхностную скорость трения на удаленном наветренном расстоянии, так и соответствующую равновесному состоянию величину параметра шероховатости, используемую в законе геострофического трения.

1.8. Модель затенения

Трение ветра на поверхности вызывается сопротивлением препятствий различного масштаба: от отдельных песчинок, травы, листьев и т.д. до больших деревьев, зданий, скал и пр. Коллективный эффект от большого количества одинаковых препятствий моделируется через параметр шероховатости, как было описано выше. Что касается отдельного препятствия, то профиль ветра оказывается возмущенным на расстояниях, сравнимых с его высотой, особенно позади препятствия. Такие объекты, как группы деревьев или зданий, оказывают существенное влияние на профили ветрового потока в спутных струях за ними на расстояниях, не превышающих характерную высоту объекта в 5 раз, и на высотах менее удвоенной высоты препятствия. Профиль ветра в спутной

струе позади здания зависит, например, от геометрии крыши, угла набегания ветра и других параметров [19]. Моделирование ветровых потоков за препятствиями намного усложняется в случае пересечения спутных струй от нескольких близлежащих объектов.

Актуальность упомянутой проблемы прежде всего связана с тем, что часть использованных при составлении Атласа метеоданных получена с метеорологических станций, находящихся в зоне влияния близлежащих препятствий.

Модель затенения, используемая в Атласе, является инструментом корректировки метеоданных от станций, находящихся под влиянием одиночных, достаточно удаленных друг от друга препятствий, в предположении малости возмущений и отсутствия наложения спутных струй.

Для простых двумерных полубесконечных препятствий, таких, как длинные ряды деревьев, стены или изгороди, используются выражения, полученные экспериментальным путем в аэродинамической трубе [14]:

$$\frac{\Delta u}{u} = 9.8 \left(\frac{z_a}{h} \right)^{0.14} \frac{x}{h} (1 - P) \eta \exp(-0.67\eta^{1.5}), \quad (1.33)$$

$$\text{где } \eta = \frac{z_a}{h} \left(\frac{0.32}{\ln(h/z_0)} \cdot \frac{x}{h} \right)^{-0.47} \quad (1.34)$$

P – проницаемость, равная отношению открытой площади к общей площади препятствия,

h – высота препятствия,

z_a – высота размещения анемометра,

x – расстояние вниз по течению.

При конечных размерах препятствия и косых углах набегания ветра эффект затенения, вообще говоря, будет различным. Некоторые простые указания по этому поводу были представлены в разделе 1.3.

Для каждого из лучей, исходящих из рассматриваемой точки, отмечены расстояние и высота объекта, пересекаемого данным лучом. Если луч пересекает несколько объектов, каждый из них рассматривается как полубесконечное препятствие. Суммарное затенение от всех препятствий вниз по потоку вычисляется последовательно, начиная с наиболее удаленного объекта. Если затеняющие объекты расположены близко друг к другу и зоны их влияния соприкасаются, то эффект затенения от препятствия вниз по течению уменьшается пропорционально площади, попадающей в зону затенения от препятствия вверх по течению.

При этом область возмущения с наветренной стороны от двумерного препятствия ограничена прямой линией, соединяющей вершину препятствия с поверхностью на расстоянии, вдвое превышающем высоту препятствия, и аналогичным образом – вниз по течению на расстоянии, превышающем его высоту в 5 раз.

После вычисления затенения в точке от каждого отдельного объекта определяется суммарное затенение от всех объектов. С помощью такого приема оценивается существующий дефицит количества движения на границе спутной струи. И, наконец, вычисляется средняя величина эффектов затенения в азимутальном секторе с помощью суммирования затенений, вычисленных для каждого из восьми лучей в заданном 30-градусном азимутальном секторе.

1.9. Орографическая модель

Подобно моделям, описывающим влияние на ветер эффектов изменения шероховатости и затенения, орографическая модель используется для корректировки измеренных ветровых данных с учетом локальных перепадов высоты местности. Основное внимание при моделировании уделяется эффектам волнистости местности с горизонтальными размерами до нескольких десятков километров. Эта модель очень схожа с семейством моделей MS3DJH, основанных на анализе потоков над холмами [26]. Аналогичные подходы развивались ранее рядом авторов [27, 28].

На первом этапе моделирования проводится расчет возмущения потенциального потока, вызванного орографическими особенностями местности в направлении невозмущенного ветра по следующей схеме. Поле скорости связано с потенциалом следующим образом:

$$\vec{u} = \nabla \chi, \quad (1.35)$$

где χ – потенциал,

\vec{u} – трехмерный вектор возмущений скорости, $\vec{u} = (u, v, w)$.

В предположении, что потенциал обращается в нуль на расстоянии R , общее решение для потенциального потока в полярных координатах описывается суммой членов вида

$$\chi_j = K_{nj} J_n \left(c_j^n \frac{r}{R} \right) \exp(in\phi) \exp\left(-c_j^n \frac{z}{R}\right) \quad (1.36)$$

где K_{nj} – произвольные коэффициенты,

J_n – функция Бесселя n -го порядка,

r – радиус,

ϕ – азимут,

z – высота,

c_j^n – j -й нуль функции Бесселя J_n .

Коэффициенты определяются из кинематических граничных условий

$$w_0 = \frac{\partial}{\partial z} \chi|_{z=0} = \vec{u}_0 \cdot \nabla h(r, \phi), \quad (1.37)$$

где w_0 – вертикальная скорость, определяемая особенностями местности,

\vec{u}_0 – вектор скорости невозмущенного потока,

h – высота местности.

Функции $J_n \left(c_j^n \frac{r}{R} \right)$ составляют ортогональный набор цилиндрических функций Фурье-

Бесселя для каждого n , а азимутальные функции $\exp(in\phi)$ образуют ортогональный базис Фурье. Коэффициенты K_{nj} можно вычислить независимо, последовательно проектируя правую сторону соотношения (1.37) на очередной элемент полученного базиса функций. Математические детали этих преобразований описаны в работе [29].

Использование полярных координат позволяет при совмещении центра модели с интересующей нас точкой ($r = 0$) непосредственно получить значение возмущения в этой точке в соответствии с выражением

$$\nabla \chi_j = \frac{1}{2} (1, i) K_{1j} \frac{c_j^1}{R} \exp\left(-c_j^1 \frac{z}{R}\right) \quad (1.38)$$

Таким образом, конечным результатом первого этапа моделирования являются нахождение коэффициентов K_{ij} и определение возмущения потенциального потока суммированием членов вида (1.38). Каждому слагаемому ряда соответствует свой горизонтальный масштаб $L_j = R/c_j^1$, представляющий характерную глубину возмущений.

Второй этап моделирования состоит в нахождении решения для потенциального потока с учетом эффектов поверхностного трения.

Потенциальность потока подразумевает равновесие между градиентом давления и адвекцией количества движения в соотношениях количества движения, а также исчезновение турбулентного переноса количества движения. Вблизи поверхности нельзя не учитывать турбулентный перенос. Внутри слоя глубиной $l_j \ll L$ поведение потока отличается от потенциального. В данной модели значение l_j определяется, согласно [18], как

$$l_j = 0.3 \cdot z_{0j} \left(\frac{L_j}{z_{0j}} \right)^{0.67} \quad (1.39)$$

где z_{0j} – параметр шероховатости в радиусе L_j . Для однородных условий $z_{0j} = z_{0r}$. Для неоднородных мест параметр шероховатости поверхности берется как экспоненциально взвешенное среднее значение от $r = 0$ до $r = 5L_j$ в наветренном направлении с весовым коэффициентом $\ln(z_{0r})$.

Для высот, намного меньших l_j , турбулентный перенос обеспечивает равновесие между напряжением и сдвигом ветра, приводя к логарифмическому профилю возмущения скорости. Высотам, сравнимым с l_j , соответствует максимальное возмущение потока, превышающее значение, предсказываемое из потенциального потока. В данной модели профиль возмущения моделируется для каждого члена вида (1.36) путем определения возмущения $\Delta \bar{u}_j$ для высоты z :

$$\frac{\Delta \bar{u}_j(z)}{|u_{0(z)}|} = \frac{|u_0(L_j)|^2}{|u_0(z'_j)|^2} \nabla \chi_j, \quad (1.40)$$

где $u_0(z)$ – невозмущенная скорость на высоте z и $z'_j = \max(z, l_j)$.

Вычисление коэффициентов K_{ij} проекционным методом включает численное интегрирование по азимуту и радиусу (рис. 1.17). Радиальная сетка является наиболее плотной в центре и редет в 1.06 раза при переходе к каждому последующему узлу сетки по мере удаления от центра.

Вообще говоря, необходимым входным параметром расчетной модели является высота местности в каждом узле сетки, но более удобным заданием высоты являются контурные линии равной высоты, приводимые на стандартных топографических картах. Сетка состоит из 100 радиальных узлов, обеспечивающих высотное разрешение примерно в 2 м вблизи центра для модели с $R = 10$ км и около 10 м при $R = 50$ км. Практически разрешение модели ограничено только точностью и плотностью контурных линий на топографических картах.

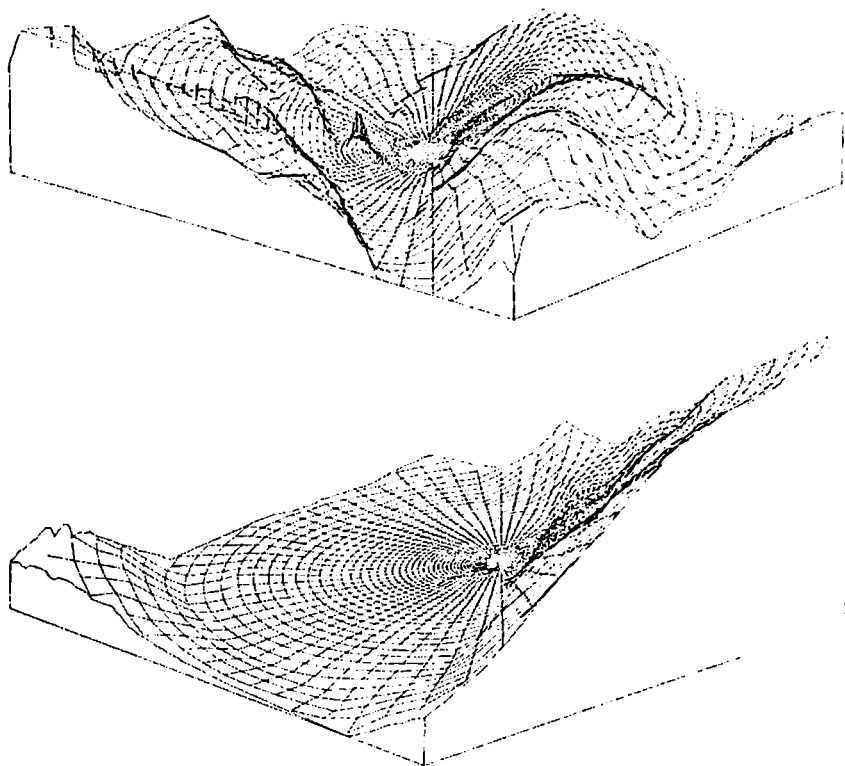


Рис. 1.17. Полярная масштабная сетка, используемая для вычисления потока в сложной местности. Сетка наложена на местность и концентрируется в точке расположения метеостанции. Размер стороны верхней части рисунка равен 12 км, нижний рисунок демонстрирует в увеличенном масштабе фрагмент поверхности со стороной 2 км. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.

1.10. Основы статистического моделирования

Основные понятия

Наблюдения или измерения ветра на метеостанциях обнаруживают значительные временные вариации его скорости и направления, что видно из рис. 1.18. На первом графике показано изменение скорости ветра, измеряемой непрерывно в течение 100 дней. Далее последовательно следуют графики скоростей ветра за уменьшающиеся периоды времени. Легко видеть, что относительные изменения скорости ветра уменьшаются с уменьшением периода наблюдения.

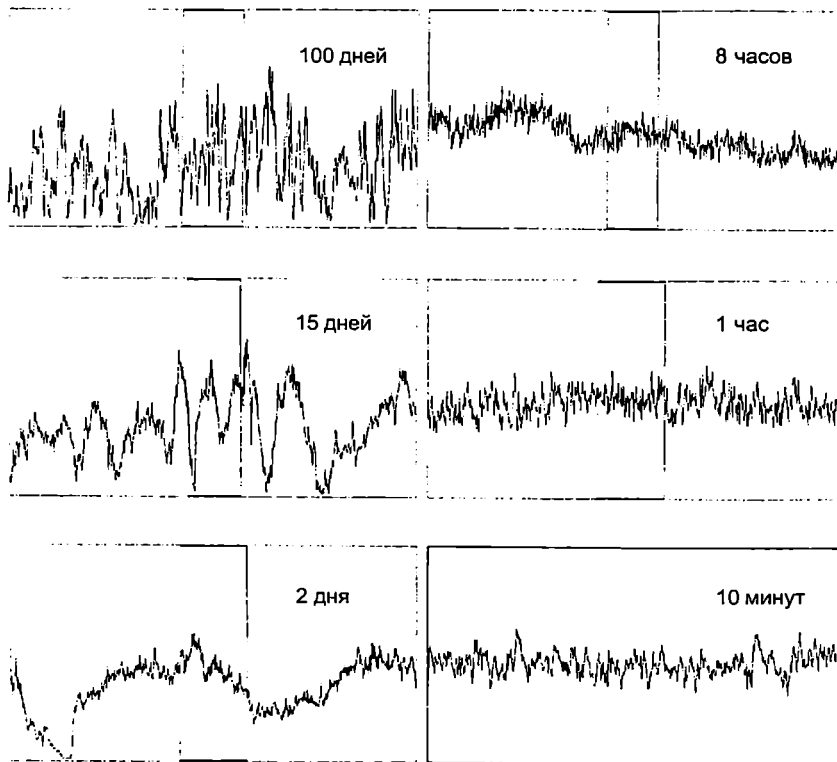


Рис. 1.18. Скорость ветра, измеренная на высоте 30 м над плоской однородной местностью в Дании по данным [30]. На графиках последовательно приведены данные измерений скоростей ветра за уменьшающиеся периоды времени. Количество отметок по горизонтали в каждом графике равно 1200, т. е. каждая точка соответствует скорости, усредненной за $1/1200$ часть данного периода. По вертикали – скорость ветра от 0 до 20 м/с.

Изменчивость ветра для различных временных масштабов иллюстрируется графиком спектральной функции на рис. 1.19.

Помимо временного быстрого изменения в каждой отдельной точке, скорость и направление ветра в данный момент времени меняются в пространстве. Причиной временных и пространственных вариаций ветра является турбулентность в ПСА.

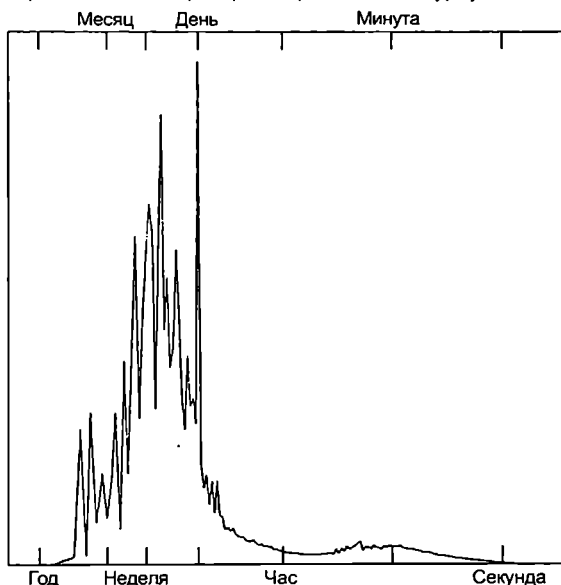


Рис. 1.19. Спектральная функция скорости ветра, измеряемой непрерывно над равнинной однородной местностью в Дании [30]. Измерения скорости ветра проводились в течение года с частотой выборки 8 Гц. Спектр приведен в логарифмическом масштабе.

При измерении скорости ветра важнейшим параметром является период осреднения T . В идеале измерения следует проводить с помощью мгновенно реагирующего на изменения скорости прибора и осреднять данные в соответствии с формулой

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt, \quad (1.41)$$

где \bar{u} – среднее значение скорости.

На практике в связи с особенностями измерительного оборудования и отличиями в методиках регистрации и обработки данных периоды осреднения колеблются от нескольких минут до часа и более. Данные, используемые в Атласе, в основном соответствуют периоду осреднения 10 мин.

Каждый из использованных в Атласе наборов данных однозначно определяет статистическую величину \bar{u} , рассчитанную по этим осредненным значениям и представленную в виде таблиц повторяемости скорости в различных диапазонах и направлениях, а также параметров распределения Вейбулла.

Данные метеонаблюдений не содержат информации о ветровых флуктуациях за периоды, намного более короткие, чем время усреднения T . Следует, однако, иметь в виду, что эти короткопериодные турбулентные флуктуации, тем не менее, несут определенную часть спектральной мощности ветра и поэтому их по возможности следует учитывать при оценке ВЭП.

Удельная мощность ветра, определяемая за временной интервал T , в общем виде описывается выражением

$$\bar{E} = \overline{\frac{1}{2} \rho u^3} = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{T} \int_0^T \rho u^3(t) dt, \quad (1.42)$$

В этом выражении плотность воздуха с погрешностью не более нескольких процентов может считаться постоянной. Поэтому выражение (1.42) можно переписать в виде

$$\bar{E} = 0.5 \rho \bar{u}^3 \quad (1.43)$$

Мгновенную скорость ветра можно представить как сумму среднего значения и отклонения:

$$u = \bar{u} + u' \quad u = \bar{u} + u' \quad (1.44)$$

Простые преобразования дают

$$\begin{aligned} \overline{u'} &= 0, \\ \overline{u'^2} &= \bar{u}^2 - \bar{u}^2, \\ \overline{u^3} &= \bar{u}^3 + \overline{u'^3} + 3\bar{u} \overline{u'^2} \end{aligned} \quad (1.45)$$

Обозначая величину среднеквадратичного значения турбулентных пульсаций через s_u , а интенсивность турбулентности через i , можно записать:

$$\sigma_u^2 \equiv \overline{u'^2}, \quad i \equiv \frac{\sigma_u}{\bar{u}}, \quad \bar{E} \approx 0.5 \rho \bar{u}^3 (1 + 3i^2) \quad (1.46)$$

Частотное распределение скорости \bar{u} определяет удельную мощность \bar{E} с точностью до поправочного члена $3i^2$. Интенсивность турбулентности зависит от поверхностных условий и высоты. Для однородной шероховатости и нейтральных условий обычно используется простое соотношение

$$i = \frac{1}{\ln(z/z_0)} \quad (1.47)$$

Поправочный член в соотношении (1.46) обычно не превышает нескольких процентов (6% для $z = 30$ м, $z_0 = 0.03$ м).

Важно иметь в виду, что этот результат относится к плотности энергии в одной точке, а мощность ветроагрегата определяется энергией ветрового потока, распределенной по всей площади, ометаемой ветроколесом. В Атласе не рассматривается воздействие турбулентных пульсаций, а также конструктивных особенностей ВЭУ на выработку электроэнергии.

Распределение Вейбулла

Для компактного представления эмпирических данных о повторяемости скорости ветра в Атласе используется двухпараметрическое распределение Вейбулла [31, 32]:

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A} \right)^{k-1} \exp \left(- \left(\frac{u}{A} \right)^k \right), \quad (1.48)$$

где $f(u)$ – функция распределения, или повторяемости, ветра по скоростям u . Два параметра Вейбулла, определяющие распределение, известны как масштабный параметр скорости A и параметр формы кривой распределения k . На рис. 1.20 показано влияние на форму $f(u)$ разных значений параметра формы k . Для $k > 1$ максимум распределения (модальное значение) скорости лежит в области $u > 0$, а при $0 < k < 1$ функция Вейбулла монотонно уменьшается.

Распределение Вейбулла вырождается в два особых распределения – в экспоненциальное при $k = 1$ и распределение Рэлея при $k = 2$. Последнее, достаточно часто встречающееся при аппроксимации ветровых данных, используется для приближенного их представления. Здесь же используется более общее двухпараметрическое распределение Вейбулла.

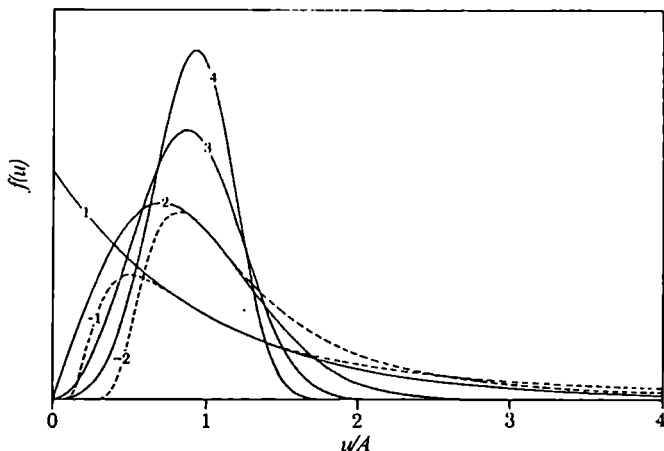


Рис. 1.20. Вид распределения Вейбулла для различных значений параметра формы k .

Интегральное распределение Вейбулла $F(u)$ дает вероятность того, что скорость ветра превышает значение u , и описывается с помощью выражения

$$F(u) = \exp\left(-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right) \quad (1.49)$$

Распределение Вейбулла порождает соответствующие вейбулл-распределенные моменты высших порядков. Так, если u является вейбулл-распределенной с параметрами A и k , то u^m – это вейбулл-распределенная функция с параметрами A^m и k/m .

Моменты и другие важные характеристики распределения Вейбулла, выведенные из соотношения (1.49), приведены ниже

$$\begin{aligned} A \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) & - \text{среднее значение;} \\ A^2 \Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) & - \text{среднеквадратичное значение;} \\ A^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right) & - \text{среднекубичное значение;} \\ A^m \Gamma\left(1 + \frac{m}{k}\right) & - \text{среднее значение } m\text{-го порядка;} \end{aligned} \quad (1.50)$$

$A^2 \left[\Gamma \left(1 + \frac{2}{k} \right) - \Gamma^2 \left(1 + \frac{1}{k} \right) \right]$ – дисперсия;

$A \left(\frac{k-1}{k} \right)^{1/k}$ – модальное значение;

$A (\ln 2)^{1/k}$ – медиана.

Удельная мощность ветрового потока E [Вт/м²] пропорциональна среднему кубу скорости ветра:

$$E = \frac{1}{2} \rho A^3 \Gamma \left(1 + \frac{3}{k} \right), \quad (1.51)$$

где ρ – плотность воздуха, равная 1.225 кг/м³ при температуре 15°C и стандартном давлении 1013 мбар.

Максимум удельной мощности (1.51) достигается при скорости ветра

$$u_m = A \left(\frac{k+2}{k} \right)^{1/k} \quad (1.52)$$

Например, для распределения Рэлея скорость ветра, соответствующая максимуму его энергии, в среднем в 2 раза превышает модальное значение скорости.

Существуют несколько различных способов нахождения параметров Вейбулла, с той или иной точностью аппроксимирующих гистограммы повторяемости ветра в различных интервалах его скорости. Если данные измерений хорошо представлены распределением Вейбулла по всему спектру скоростей, то способ нахождения параметров может выбираться достаточно произвольно. Однако в большинстве случаев наблюдаемые гистограммы из-за ряда причин отклоняются от теоретических, и поэтому подбор оптимальной функции Вейбулла должен осуществляться на основе соответствующего данному приложению спектра скоростей ветра. При этом акцент делается на более высокие скорости ветра и используется метод подгонки моментов, который отдает предпочтение высоким, но не экстремальным скоростям ветра.

Для каждого азимутального сектора параметры Вейбулла определяются в соответствии с двумя требованиями:

- 1) суммарные энергии ветра в аппроксимирующем распределении Вейбулла и в наблюдаемом распределении равны;
- 2) вероятности возникновения скоростей ветра выше наблюдаемого среднего значения также равны.

Комбинация этих двух требований приводит к соотношению только относительно k , решаемого с помощью стандартного алгоритма нахождения корня.

Наибольшие трудности аппроксимации эмпирических данных возникают при обработке очень низких и очень высоких скоростей ветра. Максимальные скорости ветра, как правило, недостаточно статистически обусловлены, и для достоверной аппроксимации экстремальных ветровых условий надо использовать специальные методы [33]. Такой анализ не включен в Атлас, и распределения Вейбулла, приведенные в Атласе, не следует использовать для оценки частот возникновения скоростей с вероятностью ниже 1%.

При низких скоростях ветра неточность измерений, обусловленная конечной скоростью реакции прибора, ошибкой снятия и округления данных, может привести к значительным погрешностям, в частности к аномально высоким повторяемостям затиший. Для ВЭУ

точная форма кривой повторяемости скоростей ветра ниже средней не имеет большого значения, что имелось в виду при разработке данного метода аппроксимации. Однако надо заметить, что для метеостанций со средней скоростью 3 м/с или ниже, расположенных в относительно ветреном, но сильно затененном месте, вычисленный региональный ветровой климат оказывается неточным. Отметим также, что физические модели, используемые при анализе низких скоростей ветра, тоже являются несовершенными.

Описанный выше метод аппроксимации используется для оценки параметров Вейбулла в каждом из рассматриваемых секторов, а также для посекторной аппроксимации частотных распределений, полученных из модели. Параметры Вейбулла, описывающие осредненное по всем направлениям распределение ветра, получают подгонкой к взвешенным суммам посекторных моментов первого и третьего порядков.

1.11. Обработка данных в Атласе



Рис. 1.21. Схематическое представление анализа данных, применяемого в Атласе.

Модель анализа состоит из ряда подмоделей (рис. 1.21), описанных в предыдущих разделах. Региональная ветровая климатология в терминах параметров Вейбулла для стандартных условий вычисляется на основе данных ветровых наблюдений, описаниях локальных шероховатостей местности и затеняющих препятствий, а также топографических высотных данных. Для каждой метеостанции и высотной метеомачты, приведенных в Атласе, входные и выходные параметры приведены на двух смежных страницах Атласа (Глава 4).

Схема вычисления выглядит следующим образом: входные данные используются в виде гистограмм повторяемости скорости ветра для каждого из восьми 45-градусных азимутальных секторов для диапазонов скорости с шагом 1 м/с. На первом этапе вычисляются три группы не зависящих от скорости поправочных коэффициентов для каждого сектора:

- коэффициенты, описывающие влияние препятствий, вычисленные с помощью модели затенения и обозначаемые как $C'_{j,b}$ для j -го сектора;

- коэффициенты, описывающие изменение шероховатости поверхности $C_{\text{отн}}^j$ и позволяющие установить соответствие между скоростью, измеренной на метеостанции, и скоростью ветра с наветренной стороны от изменения шероховатости местности. Усреднение поверхностной шероховатости по площади дает эффективное значение параметра шероховатости с наветренной стороны z_{0c}^j ;
- поправочные коэффициенты на орографию, вычисленные с помощью орографической модели и учитывающие профили ветра отдельно для каждого сектора. Как было описано в разделе 1.7, параметры шероховатости также участвуют в орографической модели. Отсюда вычисляются коэффициенты $C_{\text{ор}}^j$ и $D_{\text{ор}}^j$, где $D_{\text{ор}}^j$ описывают углы поворота вектора скорости ветра, вычисленные с помощью орографической модели.

На втором этапе параметры ветра для каждого направления и градации скорости рассчитываются с учетом этих коэффициентов. При рассмотрении j -го сектора и интервала скорости ветра от $u^{(k)}$ до $u^{(k+1)}$ использование поправочного коэффициента $C_{\text{отн}}^j$ дает граничные значения интервалов скорости и направления, соответствующие отсутствию препятствий. Аналогично поправки на орографию и на шероховатость используются для расчета граничных значений с наветренной стороны.

Эффективная поверхностная шероховатость z_0^j используется для каждой новой градации в законе геострофического трения (1.13) для вычисления граничных значений скорости G^{kj} и $G^{k+1,j}$ и соответствующих граничных значений направления $D_{\text{отн}}^{k,j}$ и $D_{\text{отн}}^{k+1,j}$. При данном преобразовании сохраняется частота возникновения ветров в каждой градации. Геострофический ветер в принципе может быть использован в качестве региональной характеристики климатологических значений ветра. Однако процесс продолжается для получения распределения ветра для стандартных типов поверхностной шероховатости. Для этого определяются значения u_c для поверхности каждого типа с учетом вышеупомянутых параметров G^{kj} , $G^{k+1,j}$, $D_{\text{отн}}^{k,j}$ и $D_{\text{отн}}^{k+1,j}$. Соответствующие значения скоростей ветра на нижнем стандартном уровне (10 м) находят из логарифмического профиля (1.9). В результате появляются четыре набора входных гистограмм, относящихся к нижнему стандартному уровню 10 м и одному из четырех классов шероховатости. Параметры Вейбулла для каждого сектора определяются с помощью процедуры подгонки, изложенной в разделе 1.9. Параметры Вейбулла, соответствующие высшим стандартным уровням высоты z_n , затем вычисляются, как описано в разделе 1.4, с учетом поправки к логарифмическому закону при изменениях поверхностного теплового потока. Средние и среднеквадратичные значения тепловых потоков определяются независимо для суши и моря. Для всех анализируемых станций приняты следующие значения параметров теплового потока:

Средний тепловой поток над сушей	=	- 40 Вт/м ²
Средний тепловой поток над морем	=	15 Вт/м ²
Среднеквадратичный тепловой поток над сушей	=	100 Вт/м ²
Среднеквадратичный тепловой поток над морем	=	30 Вт/м ²

Соотношения (1.25), (1.26) дают поправочные коэффициенты с учетом модели устойчивости на средние значения и стандартные отклонения. Эти выражения используются для корректировки входных экспериментальных данных с учетом высоты анемометра, расстояния до берега и усредненной шероховатости поверхности вверх по течению в каждом секторе. Аналогично вычисляются поправки для всех стандартных

высот, а отношения этих значений к значениям на входе используются для корректировки параметров Вейбулла, вычисленных с помощью логарифмического профиля. Соответствующие средние значения и стандартные отклонения вычисляются на основании соотношения (1.50), затем вводятся поправки и с помощью обратной процедуры находят параметры Вейбулла, соответствующие скорректированным значениям средних и отклонений.

1.12. Прикладное использование Атласа

Модель, описанная в предыдущем разделе, используется для решения задачи первого типа – определения региональных характеристик ветрового климата. В равной степени важной является модель, созданная для решения обратной задачи – расчета параметров ветра в заданном месте на основе региональной климатологии. Схема модели дана на рис. 1.22. Такая модель может быть использована для проверки вычисленной региональной статистики, а также в качестве инструмента для привязки к местности.

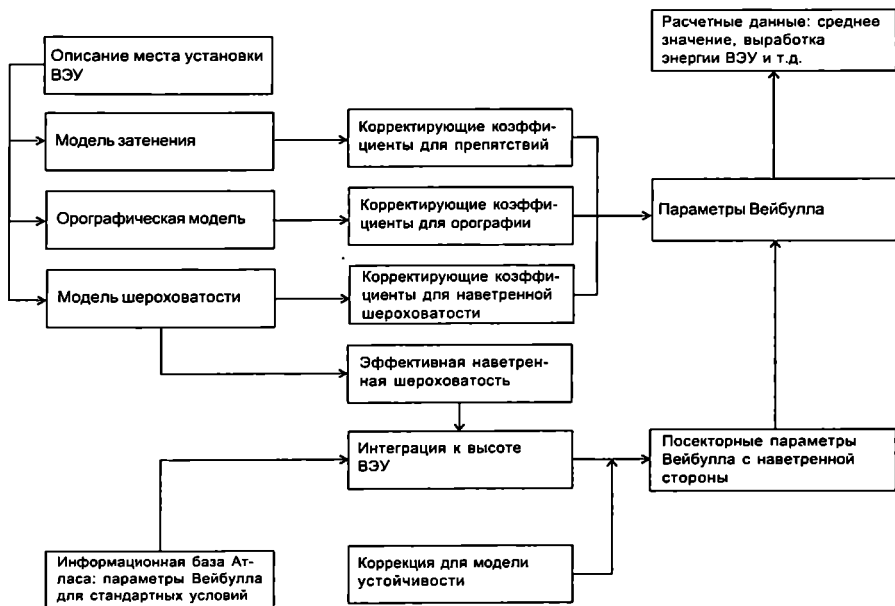


Рис. 1.22. Схема прикладного использования Атласа ветров.

Данная модель является, условно говоря, обратной к модели анализа. Поправки, учитывающие препятствия, орографию и шероховатость в заданном месте, вычисляются как и при анализе.

Для рассматриваемой высоты из Атласа извлекаются значения повторяемости f_i и параметров Вейбулла A_i и k_i в каждом секторе. Для высот и поверхностных шероховатостей, отличающихся от стандартных значений, используется логарифмическая интерполяция. Значения параметров шероховатости для каждого сектора вычисляются по модели изменения шероховатости (раздел 1.7). К параметру λ применяются поправочные коэффициенты для каждого сектора, значение параметра k остается при этом неизменным. Наконец, описанным выше способом производится корректировка с учетом модели устойчивости.

Точность методики проверяется сравнением измеренных характеристик ветра на какой-либо метеостанции с вычисленными характеристиками по данным региональной климатологии. Большой методический и практический интерес представляет также использование региональной климатологии, полученной с одной станции, для предсказания локальной климатологии другой (см. [9]).

1.13. Погрешности данных и моделей

Поскольку точно определить погрешности методики Атласа практически невозможно, достоверность полученных результатов наилучшим образом проверяется межстанционным сравнением [9]. В данном разделе мы вкратце обсуждаем основные погрешности методики Атласа.

Любые измерения неизбежно связаны с ошибками. Выбор средств измерений и обработки данных выполняется с целью достижения определенной точности. Качественный тщательно протарированный анемометр может измерять с точностью порядка $\pm 2\%$ при скоростях ветра более 3 м/с [34]. Однако такая точность недостижима для метеорологических и климатологических данных, являющихся основой Атласа. Кроме систематических погрешностей, которые могут возникнуть по разным причинам, таким как плохая калибровка анемометра, следует допускать наличие погрешности $\sim 5\%$ в данных о скорости ветра. Некоторые ряды данных могут содержать значительные скрытые погрешности, вызывающие значительные смещения в конечных результатах. Таким образом, оценка ВЭП даже в точке измерения ветра может иметь погрешность до 15% и более.

Напомним, что применяемые анемометры измеряют скорость ветра в целых единицах м/с. Таким образом, погрешность, заложенная в исходных статистических данных Атласа и, соответственно, погрешность определения ВЭП еще выше указанных значений.

Преобразование данных, описанное в предыдущих разделах, подразумевает возможность вычисления ветровой статистики вдали от точки измерения. Примером является метод очистки данных от влияния местных особенностей поверхности. Это достигается экстраполяцией по горизонтали и вертикали данных с близлежащих метеостанций. Практическое применение Атласа включает также экстраполяцию по времени (от периода наблюдений в прошлом к прогнозу энерговыработки в будущем).

Помимо погрешностей в измеренных данных, численная методика, основанная на приближенных моделях и климатических характеристиках, а также параметрах шероховатости поверхности для каждой станции, также приводит к возрастанию суммарных погрешностей в определении расчетных результатов.

Рассмотрим основные упрощения моделей, ограничивающие точность методики Атласа. Закон геострофического трения (1.13), который лежит в основе методики Атласа, применим, вообще говоря, только при определенных и весьма строгих ограничениях. Применение этого закона для вычисления геострофического ветра по данным отдельной метеостанции приводит к возможной погрешности $\pm 15\%$ и более. Эта погрешность в основном обусловлена атмосферной нестационарностью и бароклинностью [35]. В то же время погрешность определения повторяемости ветра на основе данных нескольких станций с различными условиями шероховатости на практике оказывается существенно меньшей. Это подтверждают результаты межстанционного сравнения, проведенного в [8, 9], справедливые, по крайней мере, для равнинных территорий.

Для модели затенения, описанной в разделе 1.8, основные погрешности можно оценить по данным [14]. Дополнительные погрешности связаны с моделированием трехмерных реальных объектов. Эффекты затенения типичными препятствиями часто не превышают

нескольких процентов, и в этом случае даже значительные относительные погрешности в вычислениях затенения не приводят к существенным ошибкам рассчитанных ветровых статистик. При больших эффектах затенения погрешности определения региональной статистики могут оказаться значительными.

Модель изменения шероховатости и задание параметра шероховатости поверхности содержат погрешности, которые тем больше, чем выше параметр шероховатости. Так, неточность определения шероховатости поверхности на основе топографических карт может достигать 50%, что приводит к ошибкам определения средних значений скорости до 5% для открытой ровной поверхности ($\bar{z}_0 < 10$ см) и до 15% для сильно защищенных поверхностей ($\bar{z}_0 > 40$ см).

Дополнительная для каждой затененной станции трудность связана с тем, что данные измерений имеют тенденцию к смещению в сторону низких значений из-за относительно высокого порога чувствительности большинства приборов, измеряющих скорость ветра.

Наибольшие погрешности методики Атласа связаны с вычислением ветровых характеристик в условиях сложной орографии. Эмпирически известно, что орографическая модель работает достаточно хорошо при предсказаниях возмущений потока над не слишком крутыми холмами и грядами. Типичная ошибка при этом составляет около 10% при оценках относительного приращения скорости ветра на вершине холма, имеющего горизонтальные размеры менее 1 – 2 км и склоны крутизной менее 30°. Для более крутых холмов и гряд модель занижает ослабление ветра у подножий, как и другие аналогичные модели [36], особенно в случае, когда поток позади холма разделяется.

Орографические характеристики поверхности на расстояниях более 10 км играют весьма существенную роль, однако они не учитываются в данной модели. В целом трудно оценить величины связанных с этим типичных ошибок. Единственное, что гарантирует данная модель, это то, что при оценке ветровых условий недалеко от точки измерения результат почти не зависит от свойств потока на больших расстояниях.

Данные метеостанций, использованные в Атласе, относятся к приземным высотам, обычно 10 – 12 м. Для высот более 50 м свойства поверхностного теплового потока становятся все более существенным фактором. По этой причине точность вертикальной экстраполяции на больших высотах снижается.

Измерения скорости ветра на двух высотах (10 и 40 м), проведенные на ВММ, позволили экспериментально построить вертикальные профили скорости в разных рельефах и изучить их сезонную изменчивость (см. раздел 3.2).

ГЛАВА 2. РЕЖИМ ВЕТРА НА ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

2.1. Атмосферная циркуляция и орографическое строение Грузии

Грузия расположена на северной границе субтропического пояса высокого давления, в южной части умеренных широт, и находится под воздействием атмосферных циркуляционных процессов, являющихся составной частью общей циркуляции северного полушария, с общим направлением с запада на восток. Характер ветра определяется градиентами давления.

В зимний период северные районы Европы и Азии, в том числе районы Западной Сибири, охвачены антициклонической системой. На климат Южного Кавказа сильно влияет Сибирский антициклон, западный отрог которого часто достигает юга Европы. В это же время на западе формируется циклоническая система с центром в районе Азорских островов. Градиент давления, определяемый созданными барическими полями, направлен с запада на восток, и, в соответствии с этим, преобладающими в зимний период на Южном Кавказе являются ветры восточных румбов.

При переходе от холодного к тёплому сезону происходит перестройка барических полей. Сибирский антициклон смещается к востоку и распадается, а его место занимает обширный циклон. Одновременно в районе Азорских островов формируется устойчивый антициклон. Градиент давления направлен на запад, и ветры приобретают преимущественно западный характер.

Определённое влияние на атмосферную циркуляцию над территорией Грузии оказывают полярные антициклоны, которые вызывают проникновение холодных масс воздуха в обход Главного Кавказского хребта, зимой с востока, вдоль западного отрога сибирского антициклона, летом – со стороны Чёрного моря.

Основные направления переноса воздушных масс – восточное и западное – совпадают с направлением Мтквари-Рионской тектонической депрессии и обрамляющих её Кавказского хребта и Южно-Грузинского нагорья, что способствует движению воздуха вдоль оси этой депрессии. Однако на это направление накладываются возмущающие воздействия в нижних слоях атмосферы, вызванные особенностями рельефа подстилающей поверхности. Многочисленные хребты, ущелья и долины сильно влияют на направление ветра и его скорость. Неравномерный нагрев водной поверхности и суши, склонов хребтов и долин вызывают местную термическую циркуляцию в виде бризов и горно-долинных ветров.

Ветропроводящий коридор ограничен с севера горной системой Главного Кавказского хребта – Кодорским, Эгрисским, Рачинским, Гомборским хребтами с их меридионально направленными отрогами, а с юга – хребтами Южно-Грузинского нагорья: Месхетским, Имеретинским и Триалетским.

Между этими горными системами расположена тектоническая депрессия, простирающаяся на восток до Каспийского моря, на запад – до Чёрного моря. Особо следует отметить Лихский хребет, соединяющий Главный Кавказский хребет с Южно-Грузинским нагорьем. Высота его в южной и средней частях составляет 1000 – 1500 м. Он является преградой для движения воздушных масс, однако, благодаря относительно небольшой его высоте, воздух переваливает через него как в западном, так и в восточном направлениях. Южные циркуляционные процессы охватывают, в основном, Южно-Грузинское нагорье, орографическое строение которого оказывает замедляющее воздействие на южные вторжения, вплоть до их полного затухания. На рис.2.1. представлена схема орографического строения Грузии [6].

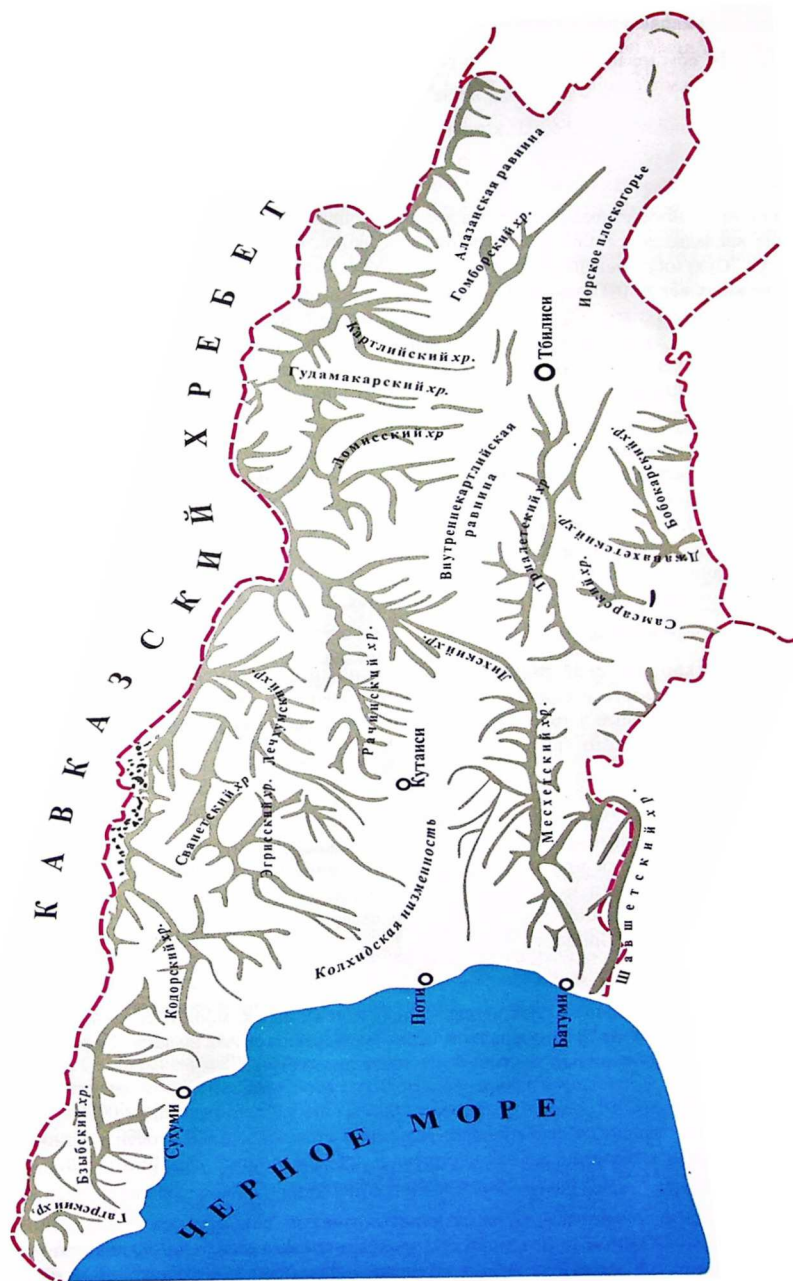


Рис. 2.1. Орографическое строение Грузии

2.2. Сезонный ход направления и скорости ветра [4, 5, 6]

Сложность рельефа обуславливает сложный и разнообразный режим ветра, в связи с чем имеет смысл провести рассмотрение режима ветра в пределах отдельных геоморфологических структур.

Направления ветра

Колхидская низменность

На Колхидской низменности преобладают два доминирующих потока – восточный и западный, однако на них накладываются потоки локальной циркуляции. В северной части (метеостанции Мухури, Гагра, Сухуми) повышена повторяемость северной составляющей, что вызвано близостью снежных вершин Главного Кавказского хребта. Южная часть (Аджария, Гурия) находится под влиянием западных морских ветров и только в зимние месяцы повторяемость восточных направлений существенно возрастает. Хотя эта часть защищена от восточных ветров горной системой Месхетского и Шавшетского хребтов, спускающихся к самому морю, здесь развита термическая циркуляция и в открытых к морю ущельях (метеостанция Капандиба) восточная составляющая преобладает.

Открытость центральной части Колхидской низменности в широтном направлении создаёт благоприятные условия для развития ветров восточного и западного направления, по характеру приближающихся к муссонным. По всей прилегающей к морю территории (метеостанции Поти, Зугдиди, Самтрედия, Кутанси) чётко выражены летний (ветер с моря) и зимний (ветер с суши) режимы ветра. В восточной части Колхидской низменности, в предгорьях Лихского хребта заметную роль начинают играть горно-долинные ветры, что увеличивает повторяемость восточной составляющей в летние месяцы (метеостанция Харагаули).

Внутреннекарталинская равнина

Ветер во Внутреннекарталинской равнине имеет в основном западное и северо-западное направление. Повторяемость восточных направлений меньше, чем западных. Заметную повторяемость имеют северные ветры в меридионально направленных ущельях, образованных отрогами Главного Кавказского хребта.

Нижнекарталинская долина

Расположение Карталинского хребта и системы восточных отрогов Южно-Грузинского нагорья обуславливают северо-западное направление ветров в Нижнекарталинской долине, однако в отдельных её местах высока повторяемость юго-восточных и северных направлений (центральная часть Тбилиси и метеостанции Гардабани, Дедоплис-Цкаро, Марнеули). В восточной части равнины преобладают западные и северо-западные ветры (метеостанции Вазини, Самгори, Тбилиси-аэропорт).

Джавахетское нагорье

На Джавахетском нагорье господствуют ветры южных и северных румбов и сезонная смена направлений хорошо выражена. В юго-западной части (метеостанции Ахалкалаки, Ефремовка) преобладают летом северо-западные, а зимой – юго-западные ветры.

Средние скорости ветра

Скорость ветра сильно зависит от особенностей рельефа и степени защищённости местности. На существующей сети метеостанций зафиксированы среднегодовые скорости от 0.4 м/с (метеостанция Шови) до 9.2 м/с (метеостанция Мта-Сабуети).

Наименьшие скорости отмечаются в узких извилистых ущельях рек, стекающих с Главного Кавказского хребта и Южно-Грузинского нагорья в меридиональном направлении, в Кახетинской долине, защищённой хребтами с севера, запада и юга, в юго-западной части Нижнекарталинской равнины, также защищённой с трёх сторон.

На Колхидской низменности, узкой полосе Аджарского побережья Чёрного моря, Внутреннекарталинской равнине, Джавахетском нагорье, в северо-восточной части Нижнекарталинской равнины средние годовые скорости ветра находятся в пределах 2.1 – 4.0 м/с, хотя в этих районах выделяются зоны, где среднегодовые скорости ветра равны 4.1 – 6.7 м/с.

На высоких и открытых местах – Казбег, Мта-Сабуети, Цхра-Цкаро, Мамисони – среднегодовые скорости составляют 6.5 – 9.2 м/с.

На рис. 2.2, 2.3 и 2.4 представлена общая картина распределения направлений и скоростей ветра в среднегодовом разрезе и по сезонам [6]. Стрелки, идущие к центру кружка, показывают направление, причем длина стрелки соответствует повторяемости (цифра у стрелки, %) этого направления. Цифры у кружков и стрелок означают число случаев шторма в год из 1460 наблюдений.

Суточный ход скорости ветра

На всей территории Грузии суточный ход скорости ветра выражен в течение всего года. Амплитуда суточного хода больше в теплое время года, что связано с увеличением вертикального градиента температуры и, соответственно, усилением термической циркуляции.

Наибольшие скорости наблюдаются преимущественно во второй половине дня, наименьшие – в ночные и утренние часы, когда температурные контрасты между вертикальными зонами рельефа сглаживаются. На суточный ход скорости значительное влияние оказывают особенности рельефа. В высокогорной зоне, для которой характерно запаздывание развития конвективных потоков, повышение скорости ветра на склонах гор наблюдается в вечерние и ночные часы (метеостанция Казбег v/g).

В межгорных долинах Восточной Грузии суточный ход подчиняется общему правилу, однако в отдельных пунктах (Гардабани, аэропорт Тбилиси) в летние месяцы, а в Ахмете и Лагодехи – в течение всего года, отмечается усиление ветра в ночные и утренние часы. Следует отметить, что в Кахетинской межгорной низине суточный ход скорости выражен слабо. Отчетливо выражен в течение всего года суточный ход на побережье Черного моря и в Колхидской низменности. Суточные амплитуды скорости в центральной части Грузии (Кутаиси, Самтредиа) в летние месяцы достигает 4.0 – 4.5 м/с.

На Южно-Грузинском нагорье, на южных отрогах Триалетского и Месхетского хребтов и на Ахалкалакском плато максимальные скорости наступают во второй половине дня, минимум наблюдается в ночные и утренние часы.

Годовой ход скорости ветра

На всей территории Грузии прослеживается прямой годовой ход скорости с максимумом, приходящимся на осень-зиму. Исключение составляет лишь несколько зон в Южной Грузии, где имеет место обратный годовой ход.

В высокогорной зоне Кавказского хребта наибольшие среднемесячные скорости ветра приходятся на холодный период, с ноября по март. Летние месяцы характеризуются минимальными скоростями. Такое распределение скоростей характерно для высокогорных зон, поскольку горно-долинная циркуляция, развивающаяся в более низких зонах, достигает высот не более 3000 м.

На Южно-Грузинском нагорье в целом максимальные скорости ветра наблюдаются в январе-марте, хотя на Самсарском и Джавахетском хребтах с высотами около 2000 м наибольшие скорости приходятся на июнь-сентябрь. Следует отметить, что при большой абсолютной высоте этих хребтов (2600 – 3200 м) превышение их над Джавахетским плато, средняя высота которого 1400 – 1600 м, составляет 1000 – 1600 м.

В Колхидской низменности, на склонах Месхетского и Триалетского хребтов, на Ахалкалакском плоскогорье наибольшие скорости ветра приходятся на январь-март, а наименьшие – на июль-сентябрь.

В среднегорных зонах Кавказского хребта, в межгорных низинах Восточной Грузии, благодаря преобладанию горно-долинной циркуляции, максимум скоростей смещается на апрель-июль, минимум – на октябрь-декабрь.

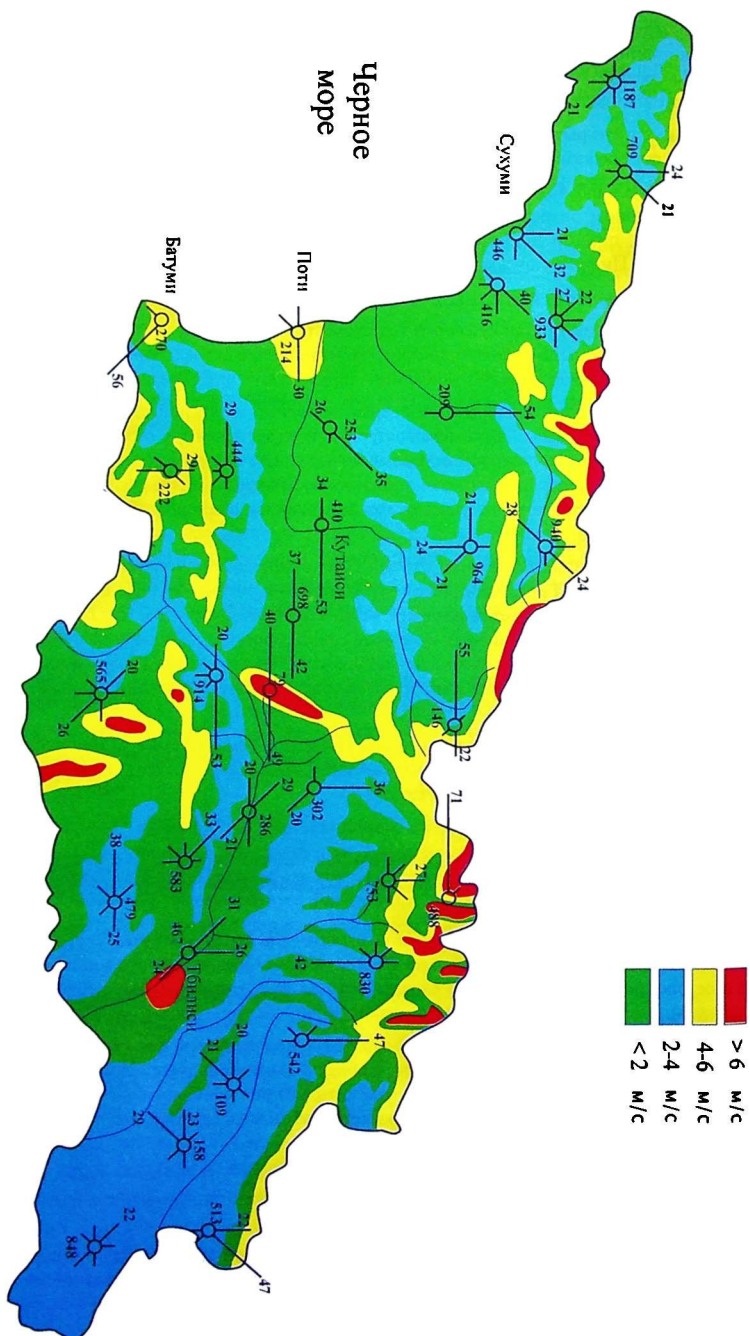


Рис. 2.2. Скорости и направления ветра. Год.

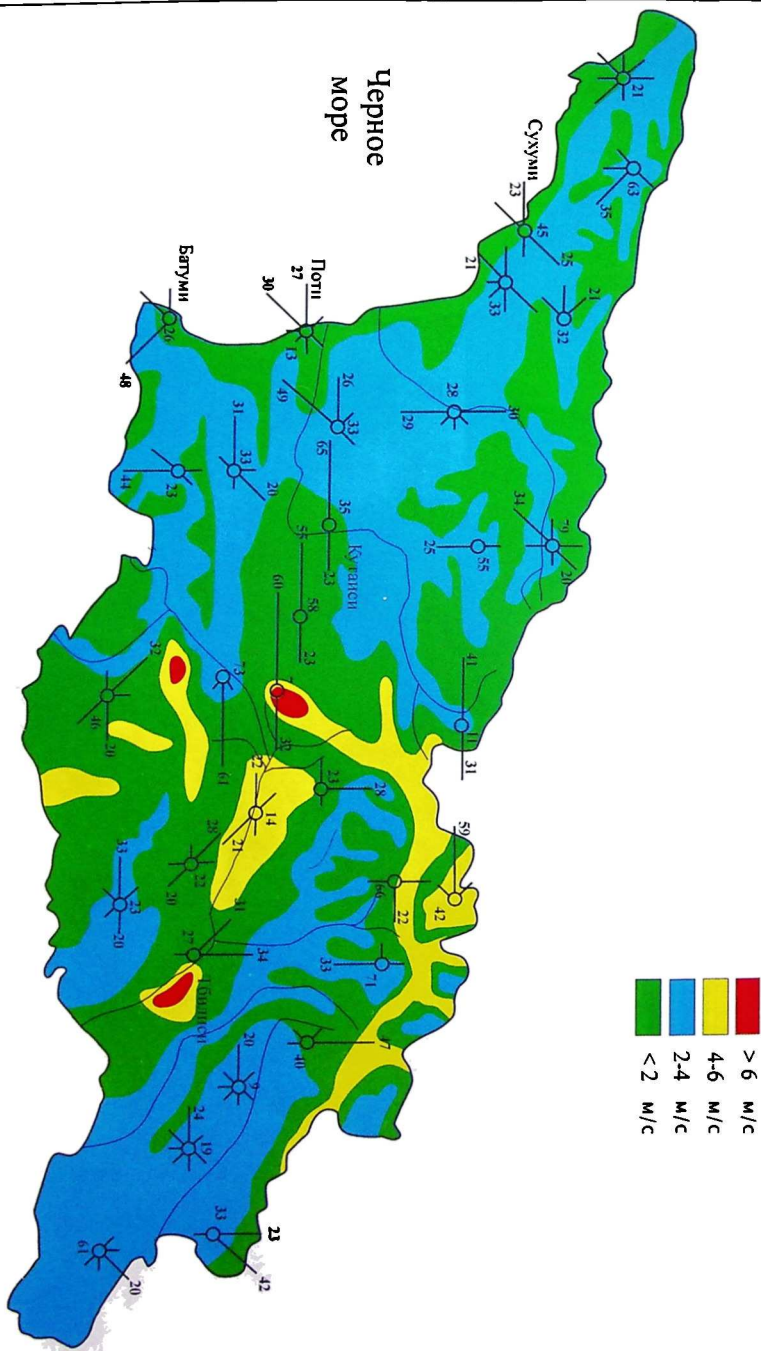


Рис. 2.4. Скорости и направления ветра. Июль.

Вековой ход скорости ветра

Игнеливность макромасштабной атмосферной циркуляции подвержена циклическим изменениям. Анализ вековой изменчивости скорости ветра на территории бывшего СССР [5, 37] указывает на уменьшение скорости ветра в период 1966 - 80 годов по сравнению с предыдущим тридцатилетием. Основным фактором общего уменьшения скорости ветра является ослабление общей атмосферной циркуляции в указанный период, связанных с заметным уменьшением барических градиентов, проявившимся в максимальной степени в Западной Сибири. На рис. 3.5 приведены гистограммы векового хода для 3-х метеостанций, ряды наблюдений которых составляют около 100 лет, и 4-х метеостанций с 40-летним периодом наблюдений.

На длиннопериодные вариации скорости ветра накладывается 1-3-годовые циклы. Наибольшие отклонения среднегодовой скорости ветра от среднепогодней в этих циклах составляет, в среднем, 25 - 30% и, как исключение, в некоторых районах - до 50 - 70%. Наибольшие скорости ветра наблюдались в 1938, 1941, 1942, 1944, 1951, 1953, 1958, 1959 годы, наименьшие - в 1940, 1943, 1945, 1947, 1949, 1950 и 1960 годы [5].

На фоне этого процесса на понижение фиксируемых на многих метеостанциях скоростей ветра заметное влияние оказывает деградация открытости флюгера. Наиболее отчетливо это влияние прослеживается на метеостанции Коджори (рис. 2.5-d). Территория вокруг метеостанции в начале 50-х годов была засажена деревьями. По мере роста деревьев открытость флюгера уменьшалась и, одновременно, снижались фиксируемые скорости ветра.

Аналогичные явления наблюдаются и на метеостанции Мта-Сабуети (рис. 2.5-f). Станция расположена на гребне хребта. Склоны хребта покрыты лесом, опушка которого на момент открытия станции, в 1936 году, была намного ниже гребня. К настоящему времени лес поднялся на гребневую часть хребта и фиксируемые скорости понизились с 9.5 м/с до 3.8 м/с.

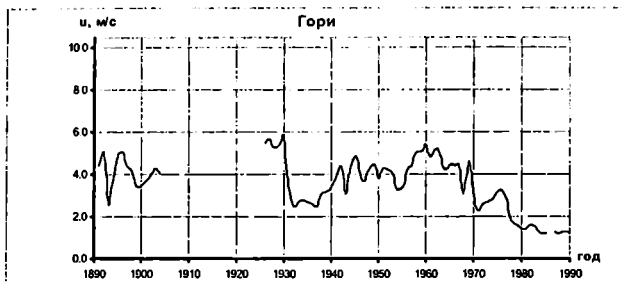
Понижения открытости флюгера, вызванные застройкой, характерны для метеостанций, расположенных в населенных пунктах, что хорошо видно на примере метеостанций Горн и Хашури (рис. 2.5-b и 2.5-g).

При анализе и подготовке исходных данных (Глава IV) все эти факторы, по возможности, учитывались.

Рис. 2.5. Графики векового хода для 7 метеостанций.



b)

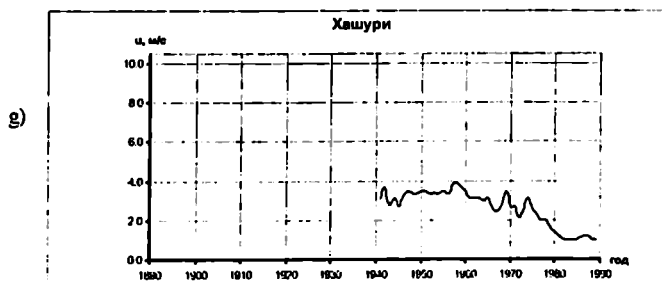
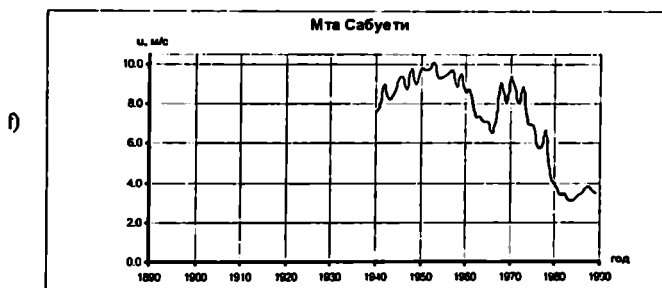
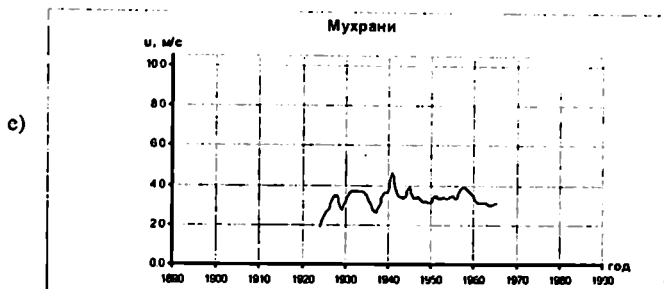


c)



d)





ГЛАВА 3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

3.1. Сеть метеостанций Грузии

Регулярные измерения режима ветра в Грузии проводятся уже более 100 лет.

В 1891 году на Тбилисской Магнито-Метеорологической обсерватории, основанной в 1837 г., начались измерения скорости и направления ветра с использованием флюгера Вильда с легкой доской. В том же году такие измерения начали проводиться в Гори, Абастумани, Сакура, а с 1900 года – в Сухуми и Гардабани. В 1919 году, в связи с развитием морского порта в г. Поти была организована метеостанция, где также велись измерения режима ветра.

Наблюдения проводились три раза в сутки только в дневное время. С 1936 года на всей сети метеостанций СССР был осуществлен переход на четырехсрочные измерения в 1, 7, 13 и 19 ч. местного времени. К этому времени в Грузии функционировала сеть из более чем 130 метеостанций, число которых к концу 40-х годов достигло 165. В последующие годы некоторые метеостанции были закрыты, в работе некоторых других наблюдались перерывы в работе длительностью в несколько лет, переносы на новое место. Эти обстоятельства учитывались при выборе метеостанций, данные которых используются в Атласе.

К концу 40-х годов на большей части метеостанций было установлено по два флюгера Вильда: ФВЛ с легкой доской, массой 0.2 кг, и ФВТ с тяжелой доской, массой 0.8 кг. С помощью ФВЛ измеряются скорости ветра в диапазоне 1 – 20 м/с. При скорости 20 м/с доска устанавливается у верхнего штифта и принимает почти горизонтальное положение. Диапазон измерения ФВТ составляет 4 – 40 м/с. Флюгеры устанавливаются на метеоплощадке на мачтах высотой 10 м, хотя в некоторых случаях, при наличии затеняющих препятствий, высота мачты увеличивалась до 15 м [38].

С 60-х годов на метеостанциях началась замена флюгеров Вильда анеморумбосрами М-63 разных модификаций. Тогда же был осуществлен переход на восьмисрочные сроки наблюдений. Интервал усреднения при измерении скорости ветра этими приборами составляет 10 мин.

3.2. Методанные

В Атласе были использованы многолетние данные метеостанций, помещенные в [5], архивные данные метеостанций и данные измерений на высотных метеомачтах.

При использовании данных наблюдений по флюгерам следует учитывать, что эти наблюдения во многом зависят от субъективных факторов. Методика измерений [38] состоит в том, что наблюдатель в течение 2 мин наблюдает за колебаниями доски флюгера и визуально отмечает номер штифта, около которого, или номера штифтов, между которыми колеблется доска. Одновременно он отмечает номер штифта, соответствующего наибольшему, за эти 2 мин., отклонению доски, что фиксируется как максимальный порыв. Наблюдения ведутся по ФВЛ при скоростях ветра до 10 – 12 м/с. Большие скорости наблюдаются по ФВТ.

Анализ результатов измерений показал, что наблюдателями практически не фиксируются скорости 11, 13, 15, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 29, 31 м/с. В то же время отмечается завышение числа наблюдений скоростей 9, 14, 20, 28, 34 м/с. Ошибка отчета по флюгеру в интервале скоростей 28 – 40 м/с достигает 4 – 6 м/с. Эти ошибки объясняются конструктивными особенностями флюгера, они были достаточно подробно изучены [16, 38], и при статистической обработке данных по возможности устранялись [5].

В [40] изучен вопрос сравнимости результатов измерений с помощью флюгера Вильда и штифтового анеморумбомера. Показано, в частности, что показания ФВЛ в диапазоне скоростей 6 – 17 м/с завышаются на 5 – 7% по отношению к показаниям М-63М-1.

Показания ФВТ отличаются еще больше. В ряде работ [39, 41] установлено, что при низких, около 5 м/с, скоростях ветра наблюдается занижение показаний на М-63 по отношению к показаниям флюгера Вильда. Анализ причин этих отклонений показывает, что они, в основном, обусловлены субъективными факторами, присущими измерениям с помощью флюгера.

Необходимость установки высотных метеомачт обусловлена сложным рельефом Грузии. Несмотря на то, что однородность метеосреды сохраняется на территориях в сотни квадратных километров, в приземном слое атмосферы наблюдается быстрая изменчивость отдельных климатоформирующих факторов. Особенно это относится к режиму ветра. Скорость ветра существенно изменяется на небольших расстояниях под влиянием неоднородности подстилающей поверхности и рельефа. Существующие методы пространственной интерполяции скорости ветра в условиях горного рельефа Грузии применимы с большими ограничениями [42]. Понятие “метеостанция-аналог”, которая в равнинной местности может располагаться в радиусе 50 – 70 км, в условиях горного рельефа теряет свой смысл [43].

Оценку ветроэнергетических ресурсов в горных районах с приемлемой точностью можно получить с помощью численной орографической модели. Этот метод реализован в программе WAsP и дает хорошие результаты для равнинных условий и изолированных и не очень крутых горных гряд. Ошибки в этих случаях находятся в пределах 10%.

В более сложных орографических условиях при расстояниях в 10 и более километров численная модель позволяет получить лишь ориентировочные оценки, которые не удовлетворяют требованиям ветроэнергетики.

С целью получения достаточно надежных характеристик режима ветра в условиях сложного рельефа в процессе создания настоящего Атласа были предприняты прямые измерения скорости и направления ветра с использованием высотных метеомачт фирмы NRG. Эти мачты высотой 40 м оборудованы чашечными анемометрами, флюгером и регистратором. Анемометры установлены на уровнях 40 и 10 м, флюгер – на уровне 40 м. Отсчеты скорости и направления ветра берутся каждые 2 с в течение либо 10-, либо 60-минутного интервала и накапливаются в регистраторе. По истечении интервала производится усреднение скорости и направления, определяется среднеквадратичное отклонение и максимальное значение скорости. Эти операции проводятся для данных от каждого анемометра и флюгера. Обработанные таким образом данные записываются в смесный чип данных, после чего весь цикл повторяется. Электропитание регистратора осуществляется от двух батарей.

Метеомачты установлены в местах, потенциально пригодных для строительства ветроэлектростанций.

Измерения скорости ветра на уровне 10 м делают их сравнимыми с данными метеостанций. Синхронные измерения скорости ветра на двух (10 и 40 м) высотах позволили экспериментально изучить вертикальные профили скорости ветра в различных орографических условиях.

В таблицах 3.1 – 3.5 представлены рассчитанные по данным прямых измерений и обобщенные для различных типов рельефов коэффициенты вертикального изменения скорости ветра. С целью учета сезонного изменения этого коэффициента расчеты проведены для четырех сезонов года. Определен также показатель степени m экспоненты вертикального профиля скорости ветра. Длительность исходных рядов измерений составляет 1 – 4 года, в связи с чем приведенные данные не претендуют на высокую точность.

Коэффициенты возрастания скорости ветра в приземном слое атмосферы

Открытое возвышенное место

Табл. 3.1

Сезон	10	40	60	80	100	m
Зима	1.00	1.27	1.36	1.43	1.49	0.17
Весна	1.00	1.24	1.32	1.38	1.43	0.16
Лето	1.00	1.27	1.36	1.43	1.48	0.17
Осень	1.00	1.25	1.34	1.40	1.45	0.16
Год	1.00	1.26	1.34	1.41	1.46	0.17

Морской пляж

Табл. 3.2

Сезон	10	40	60	80	100	m
Зима	1.00	1.48	1.66	1.80	1.92	0.28
Весна	1.00	1.31	1.41	1.49	1.56	0.19
Лето	1.00	1.23	1.30	1.36	1.41	0.15
Осень	1.00	1.43	1.58	1.70	1.80	0.26
Год	1.00	1.34	1.46	1.55	1.63	0.21

Узкое продольное ущелье

Табл. 3.3

Сезон	10	40	60	80	100	m
Зима	1.00	1.32	1.43	1.52	1.59	0.20
Весна	1.00	1.20	1.27	1.32	1.36	0.13
Лето	1.00	1.22	1.29	1.34	1.39	0.14
Осень	1.00	1.27	1.36	1.43	1.48	0.17
Год	1.00	1.24	1.32	1.38	1.43	0.15

Широкая продольная котловина

Табл. 3.4

Сезон	10	40	60	80	100	m
Зима	1.00	1.43	1.59	1.71	1.81	0.26
Весна	1.00	1.37	1.50	1.60	1.68	0.23
Лето	1.00	1.46	1.63	1.77	1.88	0.27
Осень	1.00	1.45	1.62	1.75	1.85	0.27
Год	1.00	1.43	1.59	1.71	1.81	0.26

Гребень поперечного хребта

Табл. 3.5

Сезон	10	40	60	80	100	m
Зима	1.00	1.28	1.37	1.45	1.50	0.18
Весна	1.00	1.26	1.34	1.41	1.46	0.16
Лето	1.00	1.25	1.34	1.40	1.46	0.16
Осень	1.00	1.28	1.37	1.44	1.50	0.18
Год	1.00	1.26	1.35	1.42	1.48	0.17

3.3. Топографические данные

Основным источником топографической информации служили топографические карты. Учитывая сложный рельеф Грузии, весьма важным фактором является точное определение координат метеостанций, поскольку ошибка в несколько сот метров может кардинально изменить условия рельефа вокруг станции на карте по отношению к реальному расположению. Предпочтение отдавалось картам масштаба 1:25 000. Для уточнения координат использовались карты масштаба 1:10 000. В сомнительных случаях предпринимались экспедиции.

Координаты высотных метеомачт устанавливались путем привязки к местности и определения координат с помощью карт масштаба 1:10 000 или 1:5 000.

После точного определения координат участок карты в радиусе не менее 5 км вокруг метеостанции оцифровывался. Преобразованная в цифровую форму карта использовалась в качестве входных данных для численной модели, учитывающей рельеф, затеняющие препятствия и шероховатость подстилающей поверхности. Картографические объекты (ветрозащитные полосы, отдельные строения), являющиеся затеняющими препятствиями, идентифицировались в соответствии с масштабом карты и, часто, путем визуального осмотра.

Каждому объекту, выделенному на карте и отличающемуся от соседних характером подстилающей поверхности, приписывался соответствующий параметр шероховатости. При этом особое внимание уделялось учету ландшафтных изменений за время, прошедшее с момента составления топографических карт.

3.4. Список метеостанций и высотных метеомачт

На территории Грузии, начиная с 1936 года, функционировало 165 метеостанций. Из этого числа для использования в Атласе отобрано 43 метеостанции. Основным критерием при этом являлось значение среднесуточной скорости ветра. Кроме этого, учитывался класс открытости станции, период наблюдений, перерывы в наблюдениях и переносы станций.

На рис. 3.1 представлена схематическая карта Грузии, на которой показано расположение всех метеостанций, высотных метеомачт и тех метеостанций, данные которых использованы в Атласе. При выборе последних определяющую роль играла среднесуточная скорость ветра, поскольку места с малыми скоростями ветра априори не представляют интереса с точки зрения ветроэнергетики. Тем не менее, с целью более или менее равномерного покрытия всей территории Грузии сюда включены несколько метеостанций со среднесуточной скоростью ветра менее 3 м/с.

В списке метеостанций (табл. 3.6) приведены наиболее важные сведения о тех метеостанциях, данные которых использованы в Атласе. Нумерация метеостанций во второй колонке списка и на карте (рис. 3.1) соответствуют нумерации, принятой в [5].

Названия метеостанций расположены в третьей колонке в алфавитном порядке. Географические координаты, приведенные в четвертой и пятой колонках, высота над уровнем моря в шестой колонке уточнялись по топографическим картам и путем обследования на местах. В седьмой, восьмой и девятой колонках указаны высота флюгера, период наблюдений и среднегодовая скорость ветра соответственно.

В десятой колонке приведена плотность воздуха. Значения плотности рассчитаны по барометрической формуле для стандартной атмосферы при температуре воздуха на уровне моря 15°C и постоянном вертикальном градиенте температуры -6.5°C на 1000 м.

В одиннадцатой колонке указывается номер страницы Атласа, где приведены соответствующие кадастровые данные.

Список высотных метеомачт (табл. 3.7) является продолжением списка метеостанций и отличается только тем, что в седьмой колонке указаны две или три высоты установки анемометров и в колонке девять указаны, соответственно, две или три скорости ветра.

Метеостанции

Табл. 3.6

№	№ по карте	Название	СШ	ВД	Высота н.у.м., м	Высота флюгера, м	Период наблюдений	Среднегод. скорость, м/с	Плотность воздуха с, кг/м ³	№ стр.
1	31	Анакля	42°24'	41°31'	3	12	1930-1960	2,2	1,226	184
2	112	Ахалкалаки ГМС	41°23'	45°29'30"	1722	12	1936-1960	3,0	1,038	186
3	162	Бакум-аэропорт	41°36'12"	41°36'20"	10	10	1947-1980	4,6	1,226	188
4	110	Большая	41°27'	44°53'	535	12	1936-1960	2,1	1,168	190
5	95	Ваняши	41°38'	45°05'	632	7	1947-1953	3,7	1,156	206
6	129	Взгорский хребет	43°19'	40°17'	1590	11	1936-1960	2,9	1,050	192
7	111	Гардабани	41°29'	45°05'	508	11	1891-1976	2,1	1,190	194
8	166	Перевал Годсерли	41°43'	42°31'	2025	11	1941-1960	5,4	1,010	196
9	68	Гори	41°59'30"	44°05'	588	11	1891-1990	4,1	1,157	198
10	6	Джаври	42°43'30"	42°02'30"	268	10	1941-1948 1950-1960	4,7	1,192	266
11	81	Дигори	41°47'	44°44'	436	11	1950-1957	3,9	1,178	202
12	115	Дманиси	41°19'	44°12'	1255	11	1936-1960	2,8	1,089	200
13	118	Ефремовка	41°11'30"	43°45'	2112	12	1936-1960	3,1	1,010	204
14	9	Казбег и/г	42°40'43"	44°32'10"	2665	11	1936-1960	6,4	0,811	246
15	165	Канадиди	41°34'	41°41'30"	20	8	1941-1949	5,3	1,226	210
16	42	Корбули	42°14'	43°28'40"	794	11	1939-1960	3,9	1,134	212
17	20	Крестовый перев.	41°30'15"	44°27'15"	2580	11	1936-1960	2,0	0,961	268
18	41	Куганс ГМС	42°14'32"	42°37'40"	114	11	1935-1980	5,0	1,216	244
19	8	Мамисонский перевал	41°42'	43°48'	2854	7	1936-1960	5,4	0,952	214
20	107	Маргвел	41°29'	44°49'	406	13	1938-1970	1,8	1,179	216
21	83	Маргоби	41°48'20"	45°00'40"	895	11	1956-1961	4,4	1,123	218
22	57	Мта-Сабети ГМС	42°02'	43°29'	1248	10	1940-1990	9,2	1,089	220
23	71	Музраш	44°35'	41°50'	558	11	1924-1990	3,6	1,157	222
24	113	Пока	41°24'	43°48'	2080	9	1936-1943	3,8	1,007	240
25	46	Поти-порт	42°10'30"	41°39'32"	3	16	1936-1980	4,3	1,226	242
26	108	Радионочка	41°26'45"	43°51'30"	2175	10	1936-1960	4,0	1,010	224
27	103	Рустави	41°34'	45°02'50"	372	11	1949-1960	4,8	1,180	226
28	89	Самгори ГМС	41°42'40"	44°53'40"	549	12	1952-1970	6,7	1,158	228
29	44	Самтрелиа	42°10'10"	42°20'25"	24	11	1941-1975	2,8	1,226	230
30	65	Скра	42°00'20"	43°53'12"	607	12	1941-1960	4,5	1,156	232
31	94	Тбилиси-аэропорт	41°39'40"	44°57'30"	480	11	1934-1980	5,8	1,169	208
32	39	Ткибел	42°20'15"	42°59'	524	11	1937-1960	2,8	1,165	234
33	105	Удабно	41°30'	45°24'	765	12	1951-1960	3,9	1,138	236
34	60	Харагоули	42°01'20"	43°12'10"	275	11	1942-1980	2,5	1,197	260
35	64	Хашури	42°00'	43°34'30"	747	11	1938-1990	3,2	1,140	262
36	161	Хуло	41°39'	42°19'10"	923	11	1937-1975	2,6	1,122	264
37	100	Цалка	41°36'	44°06'20"	1470	13	1939-1970	2,0	1,059	254
38	63	Пша	41°59'40"	43°26'30"	673	11	1936-1960	3,8	1,156	256
39	98	Цигри	41°37'40"	46°01'	222	11	1950-1970	1,0	1,207	258
40	123	Цхинвали	42°14'	43°59'	862	10	1941-1960	4,0	1,124	252
41	93	Цхраикаро	41°40'	43°32'	2466	11	1958-1963	5,4	0,980	238
42	164	Чарнади	41°34'20"	41°35'50"	310	12	1952-1960	3,0	1,190	250
43	114	Шираки	41°24'	46°20'	562	11	1936-1960	1,2	1,158	248

Высотные метеомачты

Табл. 3.7

№	№ по карте	Название	СШ	ВД	Высота н.у.м., м	Высота флюгера, м	Период наблюдений	Среднегод. скорость, м/с	Плотность воздуха с, кг/м ³	№ стр.
1	8	Куганс	42°09'50"	42°42'25"	86	20/40	1998-2000	3,9/3,5	1,218	282
2	4	Лиси	41°44'40"	44°42'45"	648	10/40	2002-по наст.	2,4/3,4	1,156	286
3	7	Мта-Сабети	42°02'	43°29'	1248	20/30/50	1998-1999	6,5/6,9/7,8	1,089	274
4	2	Поти	42°09'30"	41°39'26"	0,5	10/40	2000-по наст.	3,4-4,7	1,226	280
5	1	Самгори	41°44'	44°50'50"	655	10/40	1999-по наст.	4,8/5,6	1,156	276
6	6	Скра	42°00'	43°56'09"	615	20/30/40	2003-по наст.	3,3/4,3/5,1	1,156	278
7	3	Чорохи	41°33'50"	41°40'20"	20	10/40	2001-по наст.	4,6/6,0	1,226	284
8	5	Ялгулжа	41°33'15"	44°56'22"	756	10/40	2002-по наст.	3,2/1,3	1,139	270

ГЛАВА 4. КАДАСТРОВЫЕ ДАННЫЕ

На карте 4.1 представлено распределение ВЭП на территории Грузии для высоты 50 м над уровнем земли. Кадастровые данные рассчитаны для 43 метеостанций и 8 высотных метеомачт (см. стр. 183 – 285). Кадастровые данные для каждой метеостанции и высотной метеомачты размещены на двух смежных страницах.

На левой странице помещены:

- Описание метеостанции, которое содержит номер, принятый в [5], и название метеостанции, таблицу с координатами, высотой над уровнем моря, высотой флюгера и периодом наблюдений. Далее следует краткое физико-географическое описание окрестностей метеостанции, таблица среднемесячных скоростей ветра.
- Карта изогоние, построенная путем оцифровки топографической карты. На карту изогоние нанесены шероховатости поверхности. Месторасположение метеостанции отмечено символом анемометра.

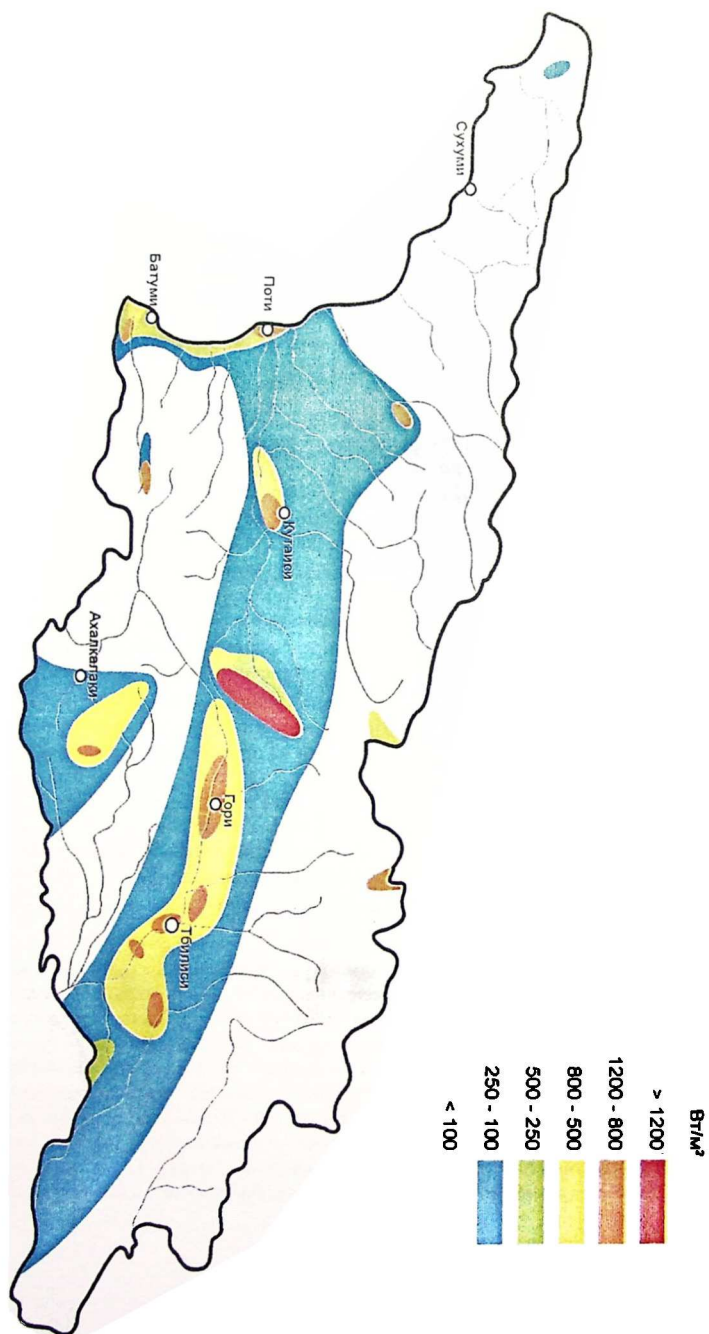
На правой странице приведены:

- Таблица, содержащая среднегодовую скорость и удельную мощность ветрового потока, вычисленные по данным измерений на месте (Observed), те же величины по подобранным параметрам распределения Вейбулла (Weibull fit) и прогнозируемые значения, вычисленные для этого же места с использованием выбранного распределения Вейбулла (Predicted).
- Роза ветров и гистограмма суммарного распределения скоростей по градациям. Роза ветров построена по восьми румбам и на ней отмечены румбы, энергетически благоприятные (зеленые сегменты) и неблагоприятные (красные сегменты). Гистограмма графически отражает суммарное распределение скоростей ветра по градациям, на нее наложена кривая выбранного распределения Вейбулла.
- Выходная таблица регионального режима ветра содержит среднегодовую скорость и удельную мощность ветрового потока, характеризующих данный регион. Эти значения даны для 5 высот и 4 классов шероховатости, представленных длиной шероховатости. В таблице представлены также коэффициенты распределения Вейбулла. Данные, представленные в таблице, получены путем обработки программой WAsP многолетних рядов наблюдений на метеостанциях и на высотных метеомачтах. При этом учтено влияние рельефа, затеняющих препятствий, участков подстилающей поверхности с различной шероховатостью и вертикальных профилей скорости ветра.

Эта таблица совместно с розой ветров и гистограммой является конечным продуктом Атласа.

Обращает на себя внимание расхождение оценок удельной мощности ветрового потока для одного и того же места, рассчитанных по многолетним данным МС и по данным измерений на ВММ (например, Скра, Кандамба). При достаточно хорошем совпадении средних скоростей ветра наблюдается значительное расхождение в законах распределения вероятностей скоростей. Известно [5], что достаточно устойчивые значения средних скоростей ветра могут быть получены из 8 - 10-летних рядов наблюдений. Для построения законов распределения вероятностей скоростей ветра длина рядов наблюдений должна составлять 30 – 50 лет, в то время, как ряды наблюдений на ВММ составляют всего 1 – 4 года. Этим и объясняется расхождение законов распределения и, следовательно, оценок удельной мощности ветрового потока. Таким образом, предпочтение должно отдаваться оценкам, полученным на основе многолетних данных метеостанций.

Рис. 4.1. Распределение ВЭП на территории Грузии для выработки 50 л под уровнем земли.



M. Gelovani, G. Chikvaide, V. Eristavi, N. Lobdjanidze, S. Rogava,
M. Rishkov, E. Sukhishvili, O. Tusishvili, A. Zedginidze, I. Zedginidze

WIND ENERGY ATLAS OF GEORGIA

VOLUME 1

REGIONAL ESTIMATIONS

Edited by Ph.D. A. Zedginidze
The adviser Ph.D. L. Horowicz

Tbilisi
2004

CONTENTS

Preface	125
Introduction	127
Chapter 1. The theoretical basis of the Wind Energy Atlas construction	130
1.1. General concepts	130
1.2. The roughness of a terrain	130
1.3. Shelter behind obstacles	135
1.4. The effect of height variations in the terrain	136
1.5. The physical basis	141
Surface-layer similarity laws	141
The geostrophic drag law and the geostrophic wind	142
1.6. The stability model	143
1.7. The roughness change model	146
1.8. The shelter model	147
1.9. The orographic model	148
1.10. The statistical basis	151
Basic concepts	151
The Weibull distribution	153
1.11. The Wind Energy Atlas analysis model	156
1.12. The Wind Energy Atlas application model	158
1.13. Limitations of data and models	159
Chapter 2. The wind regime on the territory of Georgia	161
2.1. Atmospheric motion and orographical structure of Georgia	161
2.2. The season motion of wind direction and velocity	163
Wind directions	163
<i>The Kolkheti Low-Land</i>	163
<i>The Internal-Kartli Plain</i>	163
<i>The Low-Kartli Valley</i>	163
<i>The Javakheti Up-Land</i>	163
Wind average velocities	163
Daily motion of wind velocity	164
Annual motion of a wind velocity	164
Centenary motion of a wind velocity	169
Chapter 3. The initial data	172
3.1. The net of the meteorological stations of Georgia	172
3.2. The meteorological data	172
3.3. The topographical data	175
3.4. The list of meteo stations and high-altitude meteo masts	175
Chapter 4. The cadastre data	179
References	181
Meteorological stations and High-altitude meteo masts	183

PREFACE

The regional estimations of the windenergy potential (WEP) are given according to the criterion of a wind current specific power in the present Atlas. The whole territory of Georgia has been investigated.

The materials, given in the Atlas, include all the necessary data for the selection of the grounds, available for wind farms (WF) building as well as for the estimation of technical/economical indices.

The meteorological many-years' data, used in the Atlas, are supplemented by relatively short (2 – 5 years) wind velocities and directions measurements series at HAMM, installed in the most perspective eight sites of Georgia.

The Atlas is constructed according to a modern method, developed by the Risø National Laboratory (Denmark). This method has been used, while creating the Wind Atlases of Europe and Russia and presently is generally accepted under WEP definition and selection of the grounds for WFs building. The method is implemented in the form of WAsP Programme (Wind Atlas Analysis and Application Programme) 8.1 version. This Programme has been used at the development of the present Atlas.

The method provides reliable results in open and flat sites. In the conditions of complex reliefs it permits to reveal perspective regions. However, for obtaining the data according to WEP more precisely, some microscale investigations should be carried out in the revealed sites.

The Wind Energy Atlas of Georgia has been developed by the Scientific Wind Energy Center KARENERGO in the frames of G-539 project of the International Science and Technology Center (ISTC) with the financial support through ISTC by the Japanese Government.

The authors express acknowledgement of thanks to the ISTC executive director Mr. Michael Kröning and in the person of his to all employees of ISTC. The authors express their candid gratefulness to the curators of ISTC G-539 project Mr. Leon Horowicz and Mrs. Natalia Solodukhina, whose benevolent attention and thorough support made the project's fulfilment rather successful.

We constantly used the assistance of Mrs. Irene Khomeriki and Mr. Zurab Sikmashvili (The Georgian ISTC Department) if any problems arose.

The project collaborators Mr. Vahan Gevorgian (NREL), Mr. Klaus-Dieter Lietzmann (ENWERTEC), Mr. Ole Baek (NEG Micon), Mr. Michihiro Hamano (PFI JAPAN), Mr. Matsumia Hikachi (AIST) put a great contribution in the project, while giving the advices and consultations.

We would like to thank Mrs. Rikke Anne Nielsen (Risø), who kindly gave the permission for reprinting some chapters from the Wind Atlas of Europe, and Mr. Ole Flyvbjerg (Risø) for their attentive concern to our work.

The discussions and the debates with our colleagues Mr. Revaz Arveladze (Georgian Parliament), Mr. Alex Mirianashvili (Sciences and Technology Department), Mr. Bakur Beritashvili (The Institute of Hydrometeorology), Mr. Georgi Kordzakhia (Department of Hydrometeorology), Mr. Gregori Lazriev (The Georgian Agency UNFCCC), Mr. Simon Baramidze and Baadur Chkhaidze (Energogeneration), Mr. Alexander Pirtskhalaishvili and Elizbar Eristavi (GNERC), Mr. Otar Gogichaishvili (Adjar Power Company), Mr. Anzor Chitanava (Hydroenergoproject), Mrs. Manana Dadiani and Mr. Georgi Abulashvili (The Energoefficiency Center), with Mrs. Helen Chomakhidze and Mr. Guram Kutelia (ENECO) made the Atlas content richer and permitted to avoid a lot of mistakes.

INTRODUCTION

The creation of the Wind Energy Atlas of Georgia pursues an object of the estimation of windenergy resources, existing in Georgia, and their distribution over the whole territory of the country.

This work proceeds the up-date investigations, carried out in Georgia, starting from 50-s of XX century. In 1959 the work [1] was published, where the results of separate investigations were generalized and some theoretical estimations of windenergy resources on the territory of Georgia were given. For this estimation the method of "mean-kilometrical power", i.e. average annual power, which can be got from the square of 1 km², depending on the wind average velocity, was used. To estimate the duration of wind operating velocities the well-known tables of Pomortsev [2] were used, where calculated distributions of wind velocities for the European plain part of the USSR were used. These tables usage in the conditions of a mountain relief of Georgia defined a tentative character of the obtained results. In the same year the work of E. V. Sukhishvili [3] was published, where the method of "mean-kilometrical power" was used as well. In [4] the resources of a wind force on the Black Sea Coast of Georgia are studied in sufficient details.

In 1968 "The Reference-Book on the Climate of the USSR" [5] was brought out, where the wind regime structural elements for the most part of the meteorostations of Georgia were presented with a great completeness. In the work [6] a detailed analysis of the wind regime on the territory of Georgia is carried out and the estimation of the resources according to "mean-kilometrical energy production" (kWh/km²) is given. In 1987 a fundamental work "The Renewable Energoresources of Georgia" [7] was published, where the up-date statistical methods are broadly used and the wind energoresources according to the criterion of the duration of wind different velocities are estimated.

The present Atlas is a logical continuation of the above-listed works and is based on modern approaches both in the methods of investigations and criteria.

Many-years' measurements series of wind velocities and directions at 165 meteorological stations of Georgia (MS) are put into a climatological base of the Atlas. Those series are supplemented by comparatively short-term measurements series at high-altitude meteorological masts (HAMM), installed in the most perspective eight sites in the process of the Atlas creation. To achieve a high certainty of windenergy potential estimations the authors of the Atlas were influenced by a number of considerations, while selecting and preparing of initial meteorological data. Those considerations are:

- The meteorostations (MS) data, having the length of observations series not less than 20 years, are mainly used in the Atlas. With the exception of those cases, when MS location is a special interest, shorter series are used.
- Taking into account the fact, that from the beginning of 1985 a lot of MSs were closed and the volume of observations at the functioning stations was essentially reduced, that resulted to the decrease of the quality of the measurements carried out, the data, got since 1980, have not been used in the Atlas.
- MSs location, the data of which are used in the Atlas, provides relatively even range of the Georgian territory.
- On the base of the preliminary analysis of MS many-years' data [5] and the results, got in [3, 4, 7], the regions of Georgia, characterizing by wind low velocities, have been excluded from the consideration. From Wind Energy point of view these regions should be considered as not perspective.
- In the conditions of a mountain relief, calculated regional estimations of a windenergy potential can be considered as sufficiently reliable ones only in the outlying districts of a meteorostation. To increase these estimations reliability there were installed HAMMs of NRG firm (USA) there in the most interesting sites (from the position of the Atlas objectives). Wind velocities measurements are being carried out on two levels: 40 m and 10 m, while directions measurements – on 40 m.

The measurements on 10 m make them comparable with the measurements at MS, where a standard height of an anemometer installation amounts to 10 m. In addition, the measurements, carried out on two levels, give the possibility experimentally to investigate and to generalize a wind velocities vertical profiles in the different orographical conditions. No doubt, this fact increases the reliability of the obtained estimations.

- Taking into consideration a spatial homogeneity of a meteorological situation at the large squares (hundreds of quadratic kilometres) and a fast microscale variation of it under the local peculiarities of a relief, obstacles and the character of a bedding surface, a precise definition for each MS and HAMM coordinates is carried out and detailed descriptions of a relief, obstacles and surface roughness are made. These descriptions are made with usage of topographical maps (1:10 000; 1:25 000; 1:50 000 scales), meteorostations certificates and a visual observation of a site.

The methodology, worked out by the Risø National Laboratory (Denmark) while creating of the Wind Atlases of Europe and Russia [8. 9. 10], is put in the base for the Georgian Atlas making. This methodology uses a numerical modelling of a local and regional wind regime in the ground layer. The observations data at MS and at HAMM, the effects of shading against obstacles and the peculiarities of a relief surrounding are used as the model input parameters. The diagram, presented on the Fig. 1.1, explains the method of modelling [8. 9].

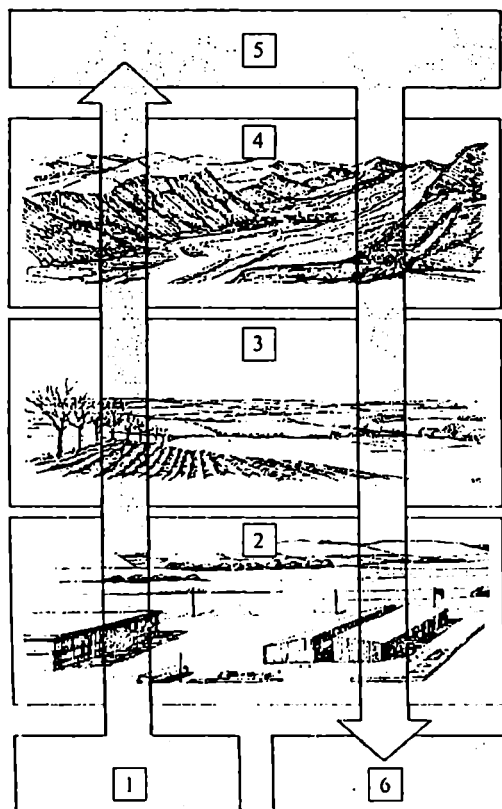


Fig. 1.1. The diagram of the method for wind regime modelling.

The method of modelling, presented in Fig. 1.1. in essence, contains two tasks. The left part of the figure illustrates the task of the wind regime analysis in the site, where measurements are being carried out. The input data in this task are definite-way-formed data of wind velocities and directions primary measurements 1, formalized descriptions of shading obstacles 2, of a bedding surface roughness 3 and of a site relief 4 in the radius of 5 – 10 km from the point of a measurement. The result of this modelling are calculated parameters of a wind regional regime 5. The right part of the figure illustrates the task of the wind regime synthesis in any selected site with a distinguishing relief, roughnesses and obstacles.

The described method is implemented in WAsP Application Programme.

Many-years' data, got at 43 MSs, which meet the above-mentioned requirements, and the results of measurements at eight HAMMs are used in the Atlas.

The windenergy potential is estimated through a specific power value of W/m^2 wind current. Such an estimation is considered to be an universal and generally accepted.

The Atlas consists of 4 Chapters, which are divided into paragraphs.

In the Chapter I – The theoretical basis of the Wind Energy Atlas construction – the method of modelling for wind current formation in consideration of the influences of a relief conditions, shading obstacles and the character of a bedding surface roughness is stated. Further, the theoretical bases of the windenergy potential modelling are set forth. In this case, the laws of aerodynamics and a body of mathematical statistics are used.

For construction of the models for a wind regime and for windenergy potential a numerical modelling is used. With a courteous permission of the authors of the European Atlas of Winds, where all these points are stated in all details and more completely, this part of the Georgian Atlas is a quotation of the proper chapters, taken from the European Atlas of Winds. In the Atlas this text material is written in a special typing.

Chapter II. The wind regime on the territory of Georgia. A general presentation concerning the wind regime formation in the conditions of a complicated relief of Georgia is given in this Chapter. Wind regime analyses were carried out all over Georgia and within the limits of separate geomorphological structures.

Chapter III. Initial data. With the object of the estimation of meteostations' availability degree, a brief historical survey related to the development of the Georgian Meteoservice's present-day structure, is presented, and the methods of measurement, systematization and processing of the data, got at the meteostations, as well as the data measurements at high-altitude meteomasts, installed in the different sites of Georgia in the period of time, preceding the present Atlas development, are also given.

A general analysis of the wind regime on the territory of Georgia has provided the selection of those meteostations, the data of which are used in the Atlas. The list of these meteostations and high-altitude meteomasts contains the information about a station's location, a class of openness, the observations' period and average many-years' wind velocities.

In the Chapter IV. – The cadastre data – the results of the calculations in the form of WEP regional estimations are presented. The calculation of windenergy potential (WEP) is based on the initial data, which characterize the structural elements of the wind regime according to each MS and HAMM. The calculations are carried out with the usage of WAsP Programme (version 8.0), worked out by the Riso National Laboratory (Denmark). Taking into account the influence of relief, shading obstacles and a surface roughness, topographical descriptions and site observations are used.

CHAPTER 1. THE THEORETICAL BASIS OF THE WIND ENERGY ATLAS CONSTRUCTION

1.1. General concepts

Estimation of the wind resource ranges from overall estimates of the mean energy content of the wind over a large area – called *regional assessment* – to the prediction of the average yearly energy production of a specific wind turbine at a specific location – called *siting*. The information necessary for siting generally needs to be much more detailed than in the case of regional assessment. However, both applications make use of the general concepts of topography analysis and regional wind climatologies.

In order to calculate the effects of topography on the wind it is necessary to describe systematically the characteristics of the topography.

Close to an obstacle such as a building, the wind is strongly influenced by the presence of the obstacle. The effect extends vertically to approximately three times the height of the obstacle, and downstream to 30 to 40 times the height. If the point of interest is inside this zone, it is necessary to take into account the sheltering effects.

The collective effect of the terrain surface and obstacles, leading to an overall retardation of the wind near the ground, is referred to as the roughness of the terrain. Vegetation and houses are examples of topographical elements, which contribute to the roughness.

Orographic elements such as hills, cliffs, escarpments and ridges exert an additional influence on the wind. Near the summit or crest of these features the wind will accelerate, while near the foot and in valleys it will decelerate.

For a given situation, there are thus three main effects of topography on the wind, namely: shelter, roughness, and orography. Hence, as a general rule, it is necessary to specify the nearby sheltering obstacles, the roughness of the surrounding terrain and orography.

1.2. The roughness of a terrain

The roughness of a particular surface area is determined by the size and distribution of the roughness elements it contains; for land surfaces these are typically vegetation, built-up areas and the soil surface. The different terrains have been divided into four roughness classes, each class corresponding to a certain value of roughness length $z_0 > 0$. The roughness classes are described and illustrated in Figs. 1.1 – 1.4.

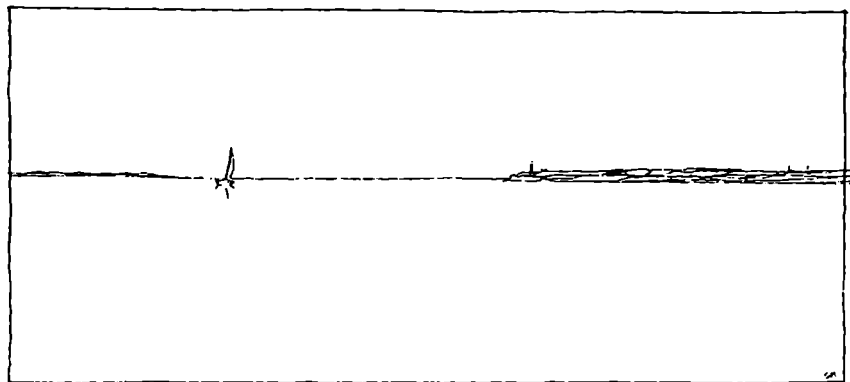


Fig. 1.1. Example of terrain corresponding to roughness class 0: water areas ($z_0 = 0.0002$ m). This class comprises seas and lakes.

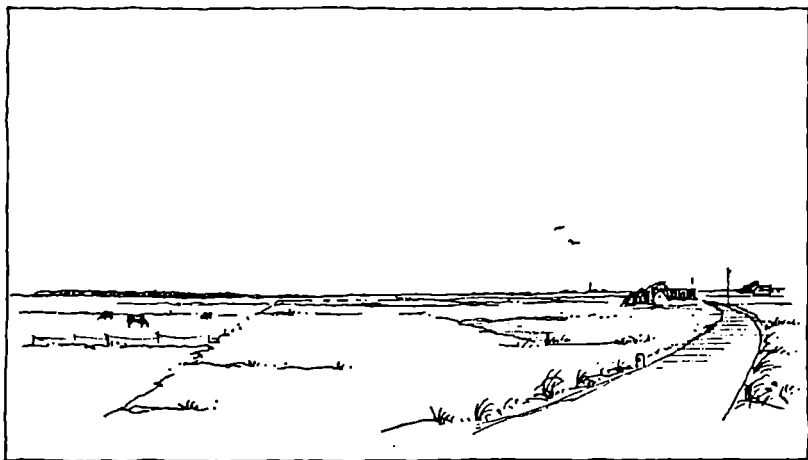


Fig. 1.2. Example of terrain corresponding to roughness class 1 ($z_0 = 0.03$ m): flat (or gently undulating) open areas with few windbreaks. Single farms, trees and bushes can be found.

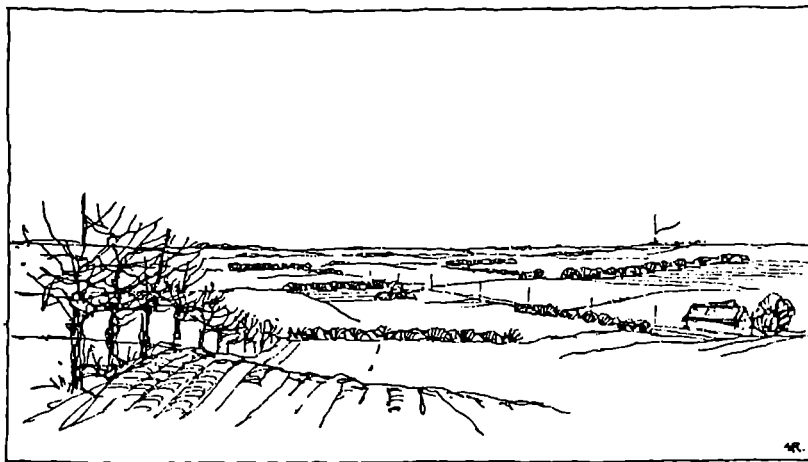


Fig. 1.3. Example of terrain corresponding to roughness class 2: farm land with windbreaks, the mean separation of which exceeds 1000 m, and some scattered built-up areas ($z_0 = 0.10$ m). The terrain is characterized by large open areas between the many windbreaks, giving the landscape an open appearance. The terrain may be flat or undulating. There are many trees and buildings.

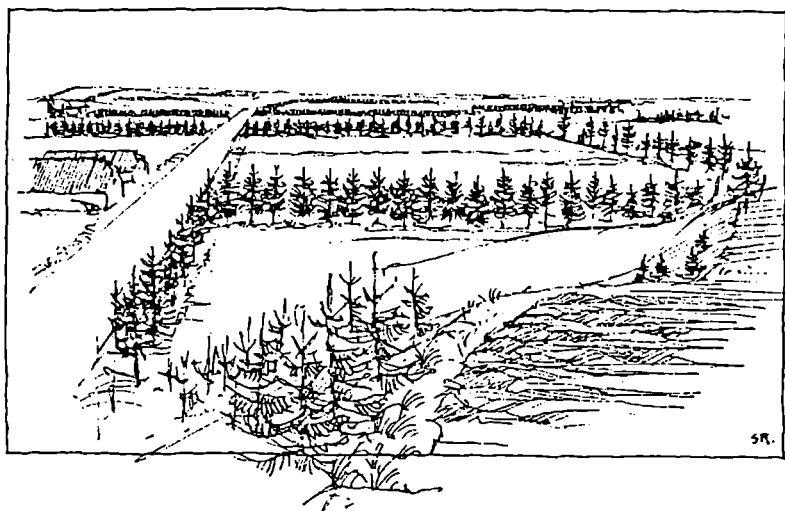


Fig. 1.4. Example of terrain corresponding to roughness class 3: urban districts, forests, and farm land with many windbreaks ($z_0 = 0.40$ m). The farmland is characterized by the many closely spaced windbreaks, the average separation being a few hundred metres.

For the calculation of regional climatologies, the station descriptions and the models were used to transform the measured data set from each station to what would have been measured at the location of the station, if the surroundings were as follows:

- flat and homogeneous terrain;
- no nearby obstacles;
- measurements had been taken at heights of 10, 30, 50, 100, and 200 m.

With four roughness classes and five standard heights, the data set from each of the 43 meteostations and 8 high meteomasts is transformed into 20 data sets. These 20 data sets form the basis of the regional wind climatology, because through the transformation procedure the data sets were freed from the influence of local topography to become regionally representative.

A simple empirical relation between the roughness elements and the roughness length has been given by Lettau (1969) [11]. A roughness element is characterized by its height h and the cross-section facing the wind S . Further, for a number of roughness elements, distributed more or less evenly over an area, the density can be described by the average horizontal area, A_H , available to each element. Then

$$z_0 = 0.5 \frac{h \cdot S}{A_H} \quad (1.1)$$

This relation gives reasonable estimates of z_0 when A_H is much larger than S . It tends to overestimate z_0 when A_H is of the order of S ; this is because, when the roughness elements are close together, the flow is "lifted" over them. Then only a fraction of S and h contributes to the roughness. Furthermore, the lifting of the flow requires measuring the height above ground from somewhere between the top of the roughness elements and half the height of the elements. This height is referred to as a *displacement length*. The displacement length must often be taken into account on sites with forests, cities, and tall vegetation. Finally, Eq. 1.1 assumes that the porosity is approximately zero, i.e. the roughness elements are solid. For porous roughness elements, z_0 from Eq. 1.1 must be reduced by a fraction equal to the porosity.

Empirical equation 1.1 can be applied to calculate the roughness length of a terrain with a large number of houses (e.g. a provincial town). The roughness is estimated from $h = 5$ m, $S = 100$ m² and $A_H = 1000$ m²:

$$z_0 = 0.5 \cdot 5 \cdot 100 / 1000 = 0.25 \text{ m}$$

The empirical relation may also be applied to windbreaks (shelter belts) by letting $S = h \cdot L$ and $A_H = l \cdot L$, where L is the length of windbreak and l the distance between windbreaks. Hence, Eq. 1.1 becomes:

$$z_0 = (0.5 \cdot h^2) / l \quad (1.2)$$

For a typical height of 10 m, the influence of l on z_0 can be illustrated by the following table:

l [m]	1000	500	200
z_0 [m]	0.05	0.1	0.25

It should be noted, that the porosity was assumed to be zero in the above calculation. For windbreaks of trees and bushes, the porosity is approximately 0.5, which leads to a decrease in the distance l between the windbreaks by a factor of two in order to give the same roughness.

Figure 1.5 indicates the relation between roughness length, terrain characteristics, and roughness class. The roughness length of surfaces, covered by vegetation, may vary with the wind speed. For example, the bending of stalks by the wind can change the form of the surface. A similar phenomenon occurs for water waves, where both the height and the form of the waves are dependent on wind speed. From dimensional arguments, the following equation can be obtained for the roughness over water, when viscous effects and the surface tension of the water are neglected (Charnock, 1955) [12, 13]:

$$z_0 = b \cdot u_*^2 / g, \quad (1.3)$$

where b is a constant ($b \approx 0.014$), g the gravitational acceleration, and u_* the friction velocity (see Eq. 1.10).

In the Wind Energy Atlas it has been attempted to use both Eq. 1.3 and a fixed value for the roughness of water areas, roughness class 0. It turned out that a fixed value of 0.0002 m gave results as good as Eq. 1.3 from the moderate to high wind speeds of interest to the Wind Energy Atlas, hence all statistics in the Wind Energy Atlas are obtained with this value.

It should be noted that, in general, the roughness length, as applied in the Wind Energy Atlas, has to be considered as a climatological parameter because the roughness of an area changes with foliation, vegetation, snow cover and so on. The energy production of a wind turbine must be determined on the basis of climatology, primarily, because of the variations of the weather; however, the seasonal variations in the local terrain characteristics can also have a profound influence.

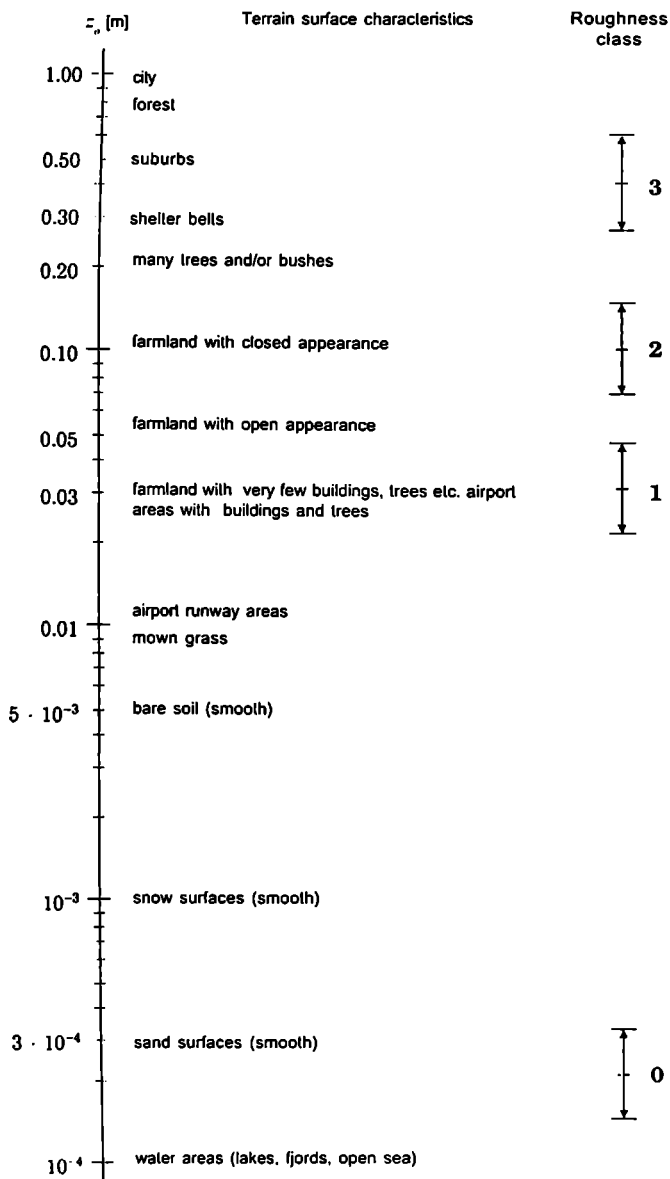


Fig. 1.5. Roughness length, surface characteristics and roughness class. The roughness classes are indicated by vertical bars. The central points give the reference values and the length of the bars indicates the typical range of uncertainty in roughness assessments.

1.3. Shelter behind obstacles

Shelter is defined as the relative decrease in wind speed, caused by an obstacle in the terrain. Whether an obstacle provides shelter at the specific site depends upon:

- the distance from the obstacle to the site (x)
- the height of the obstacle (h)
- the height of the point of interest at the site (l)
- the length of the obstacle (L)
- the porosity of the obstacle (P)

Figure 1.6 shows the reduction of wind speed due to shelter from an infinitely long two-dimensional obstacle of zero porosity. The shelter decreases with diminishing length and increasing porosity of the obstacle.

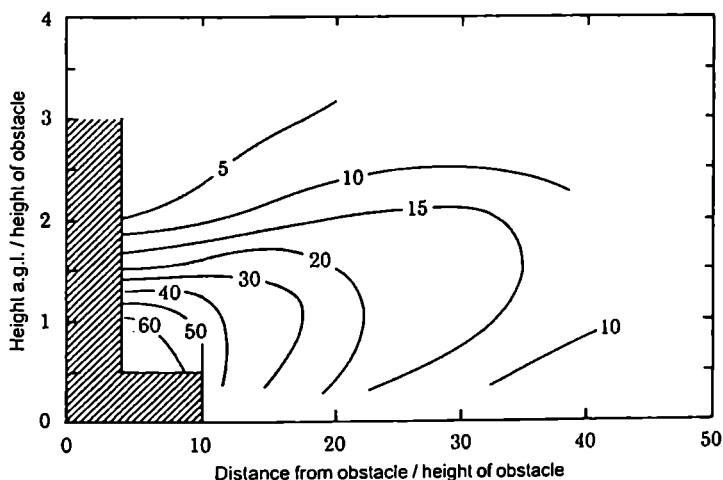


Fig. 1.6. Reduction of wind speed (R_p) in percent due to shelter by a two-dimensional obstacle based on the expressions given by Perera (1981) [14]. In the shaded area the sheltering is very dependent on the detailed geometry of obstacle. In addition, wind speed is usually increased close to and above the obstacle – similar to the speed-up effects over hills.

As a general rule, the porosity can be set equal to zero for buildings and $\gg 0.5$ for trees. A row of similar buildings with a separation between them of one third the length of a building will have a porosity of about 0.33. For windbreaks the characteristics, listed in Table 1.1, may be applied. The porosity of trees changes with foliage, i.e. the time of year and like the roughness length, the porosity should be considered a seasonal parameter.

Table 1.1. Porosity of windbreaks.

Appearance	Porosity P
Solid (wall)	0
Very dense	≤ 0.35
Dense	0.35 – 0.50
Open	≥ 0.50

The effect of porosity, P ($0 \leq P \leq 1$) is approximately accounted for multiplication by $(1 - P)$. Another consideration relevant to the correction of wind data is the lateral dimension L of the obstacle. Most empirical data, including the data in Perera (1981) [14], are concerned with two-dimensional fences or shelter belts corresponding to "infinite" lateral dimensions. The shelter from obstacles with finite lateral dimensions is decreased because of lateral mixing in the wake; furthermore, the effect on the average wind speed in a given azimuth sector is decreased because of the finite angular dimension of the obstacle, as seen from the site. In a given sector the reduction in average wind speed (R_2) can be approximately estimated by reducing the shelter, obtained from Fig. 1.6, using the following expressions derived from simple geometrical considerations:

$$R_2 = \begin{cases} \left(1 + 0.2 \frac{x}{L}\right)^{-1} & \text{for } \frac{L}{x} \geq 0.3 \\ 2 \frac{L}{x} & \text{for } \frac{L}{x} \leq 0.3 \end{cases} \quad (1.4)$$

Hence,

$$u_{cor} = u \cdot (1 - R_2 \cdot R_1(1 - P)), \quad (1.5)$$

where u_{cor} and u are the mean wind speeds corresponding to sheltered and unsheltered conditions, respectively, and $R_1 = \Delta u/u$ is the fractional wind speed reduction from Fig. 1.6.

1.4. The effect of height variations in the terrain

How regionally representative a transformed data set is, depends on the complexity of topography and obstacles surrounding the station. The representativeness of a station is severely reduced with increasing complexity of the surrounding orography. In order to distinguish the stations and to judge their applicability to the surrounding regions, all regions and landscapes have been classified in 5 types (Figs. 1.7 – 1.11).

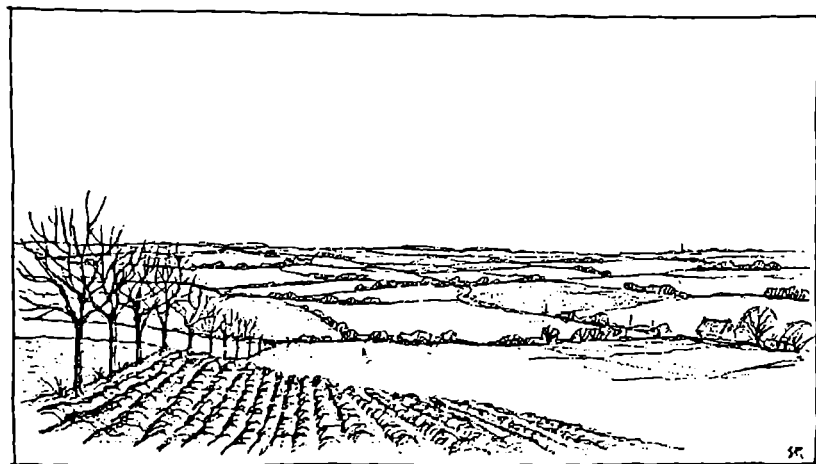


Fig. 1.7. Landscape of type 1: plains, water areas and lowland regions far from mountains. Winds near the surface are modified by changing surface roughness and sheltering obstacles only.

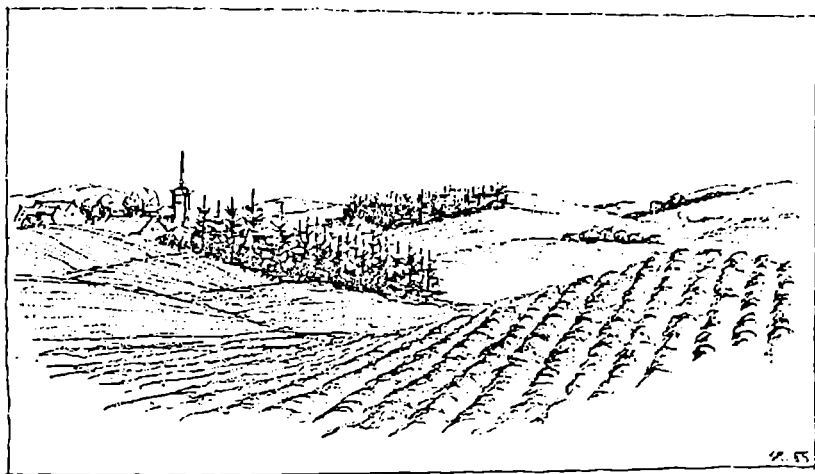


Fig. 1.8. Landscape of type 2: gently undulating and hilly regions far from mountains. Typical horizontal dimensions of the hills are less than a few kilometres. Winds near the surface are modified by changing surface roughness, sheltering obstacles and – most important – by the acceleration, induced by the hills.

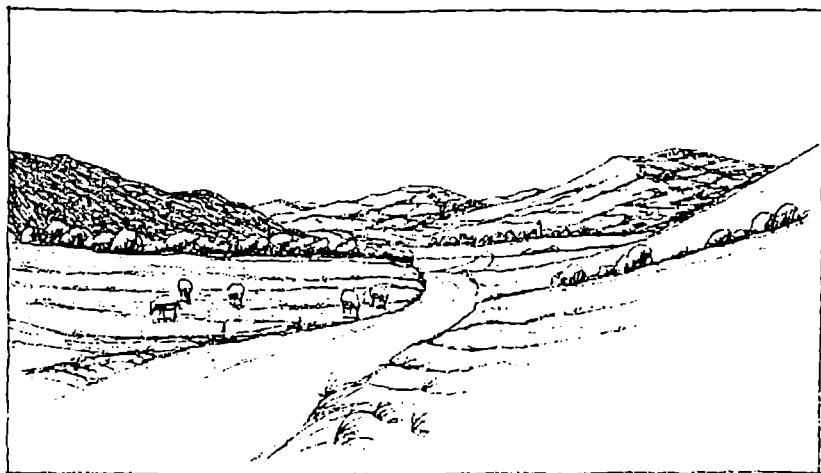


Fig. 1.9. Landscape of type 3: strongly undulating and highland regions. Typical horizontal dimensions of the hills are several kilometres. Winds near the surface are modified by the topography as for landscape type 2. In addition, the larger scale orographic features may induce strong modifications of the entire atmospheric boundary layer.



Fig. 1.10. Landscape of type 4: foothill regions. In these broad sloping regions distinct and persistent flow systems occur, such as: Fohn, Bise, Bora, Mistral. These flows are caused by processes like channeling, deflection, leeside descent, and hydraulic intensification.



Fig. 1.11. Landscape of type 5: high mountain massifs cut by deep valleys. The winds at the peaks may be representative of free atmospheric values, depending on the specific conditions. In the valleys thermally induced mountain valley winds dominate the wind climate. The winds in the valleys are decoupled from the free atmosphere winds.

Transformed statistics from stations in landscape types 1 and 2 can be assumed to apply to a region of approximately 200 km radius. Statistics from stations in landscapes of types 3 and 4 might apply to a region of similar size or smaller, depending on the specific situation. Most often statistics from stations in landscape type 5 will be representative only of an area close to the station.

The effects of height variations in the terrain on the wind profile can most clearly be demonstrated by the results from the international field experiments at the Askervein hill on the Isle of South Uist in the Hebrides (Taylor and Teunissen, 1987; Salmon et al., 1987) [15]. Figure 1.12 shows a perspective plot of the Askervein hill. The line, along which measurements of wind speed and direction were recorded, is indicated by the meteorological towers.

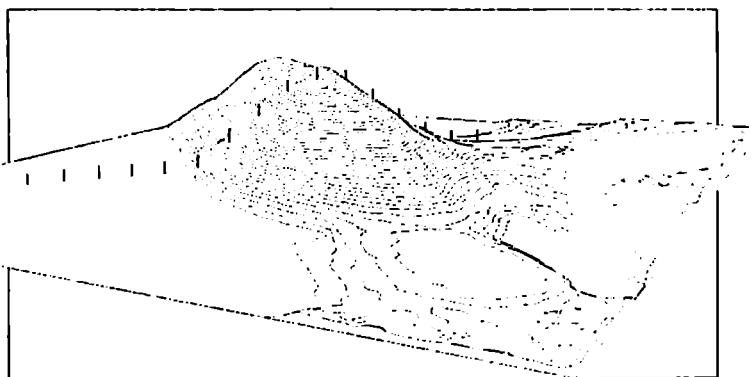


Fig. 1.12. Perspective plot of the Askervein hill.

The experimental data are shown in Fig. 1.13 with the relative speed-up ΔS at 10 m a.g.l. plotted against the distance from the crest. The relative speed-up ΔS is defined as:

$$\Delta S = \frac{u_2 - u_1}{u_1}, \quad (1.6)$$

where u_2 and u_1 are the wind speeds at the same height above ground level at the top of the hill and over the terrain upstream of the hill, respectively.

The data in Fig. 1.13 are obtained for a wind direction almost perpendicular to the orientation of the ridge. The results from three numerical models are also shown: the model, used in the Wind Atlas [16], analysis and two other models (Beljaars et al., 1987) [17]. Some noteworthy characteristics from Fig. 1.13 are:

- the speed-up at the crest is 80 per cent as compared with the undisturbed up-stream mean wind speed

- the negative speed-up (speed-down) in the front and lee of the hill is 20 to 40 per cent as compared with the undisturbed upstream mean wind speed.

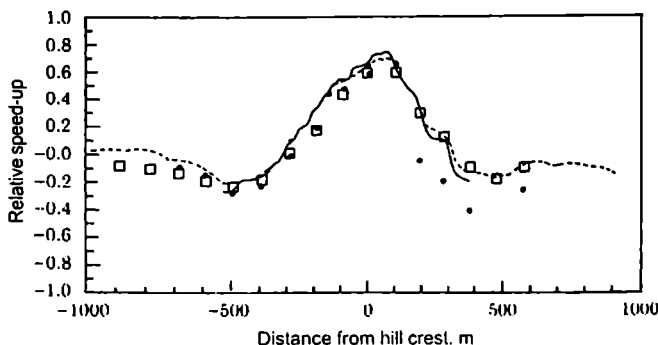


Fig. 1.13. Relative speed-up ratios for flow over the Askervein hill at 10 m above ground level. Measurements are indicated by dots and results from the orographic model by squares. Results from two other numerical models are shown by a full and dashed line, respectively.

Figure 1.14 shows wind profiles, recorded simultaneously upstream and on top of the Askervein hill. Note that the upstream profile is logarithmic with height whereas the hill-top profile has a knee at the height l , the height of maximum relative speed-up. The profile is constant with height above the knee until it matches with the upstream profile at the height $2L$, where L is a characteristic length of the hill, typically the half-width, as shown in Fig. 1.15. Approximate expressions for ΔS and l can be found in Jensen et al. (1984) [18]:

$$\Delta S \approx 2h / L, \quad (1.7)$$

$$l = 0.3 \cdot z_0 \left(\frac{L}{z_0} \right)^{0.67} \quad (1.8)$$

These formulae often work well, when the dimension of the hill perpendicular to the wind direction, is much larger than L ; so the problem can be considered to be two-dimensional.

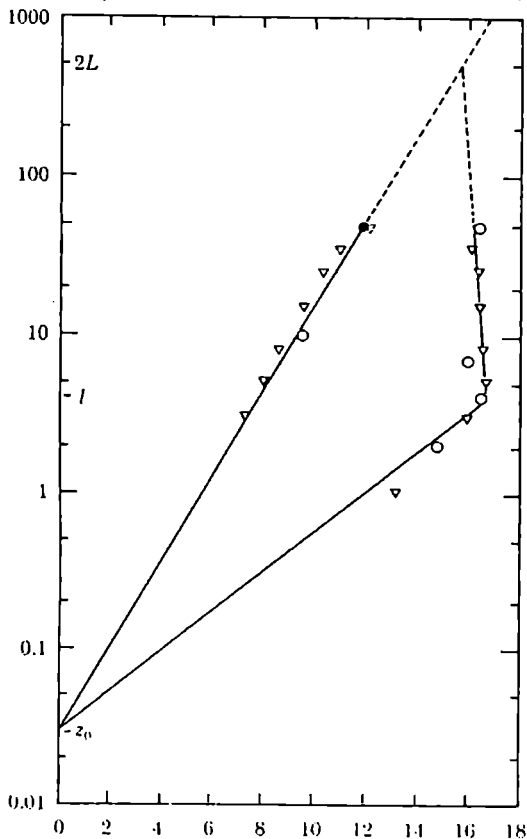


Fig. 1.14. Wind profiles, recorded simultaneously upstream and on top of the Askervein hill (Jensen et al., 1984) [18]. The symbols indicate wind speed measurements. Up-stream profile is the straight line to the left; hill-top profile is the line to the right. The two length scales l and L are defined in Fig. 1.15.

It is evident from the above example that hills exert a profound influence on the flow, and this has to be taken into account as carefully as possible. But one should be aware that all the height changes in the terrain influence the flow: a 5% height increase can have a 5% impact on the mean wind speed – possibly at hub height – resulting in a 15% increase of the available power. It is often difficult – and impossible in complicated terrain – to apply simple formulas such as Eqs. 1.7 and 1.8 to determine the wind resource at specific locations. For this reason it is necessary in most cases to use a numerical model for the calculations.

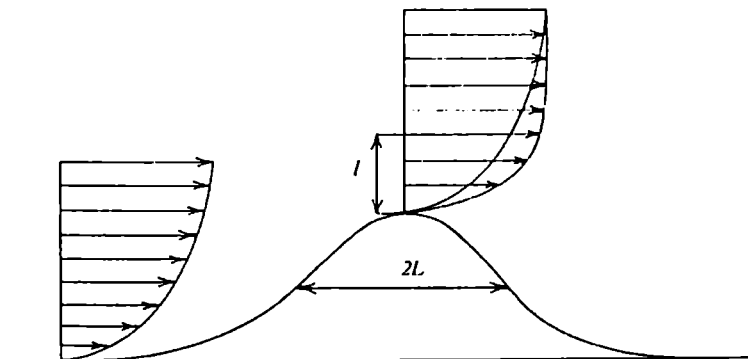


Fig. 1.15. Flow over an idealized hill with upstream and hill-top wind profiles. The two length scales, characterizing the flow, are indicated: L is a characteristic length of the hill, here – following traditional nomenclature – the half width at the middle of the hill; l is the height of maximum relative speed-up.

1.5. The physical basis

As it has already been described in the introduction to this book, the Wind Energy Atlas concept is built upon the use of a set of models for the correction of measured wind data and an analysis of the corrected data in terms of their frequency distributions. In principle, the correction can be performed on the basis of either a time series, thus transforming each measured value, or by suitable transformation of the frequency distributions. The Wind Energy Atlas work was initially concentrated on the time-series approach. The transformation of the time series has applications beyond the purpose of the Atlas; one such application is the building of realistic site-specific time series for use in simulation studies, as described in Petersen (1986) [8]. The present model is based on the transformation of frequency distributions. The integrated computer model, used in the analysis, is called the *Wind Atlas Analysis and Application Programme* (WASP). The submodels are described below.

Surface-layer similarity laws

The layer closest to the ground is called the atmospheric boundary layer. The layer extends up to about 100 m on clear nights with low wind speeds and up to more than 2 kilometres on a fine summer day. The lowest part of this layer is called the surface layer, which is sometimes defined as a fixed fraction, say 10% of the boundary layer depth. For the purpose of climatology relevant to wind power utilization, we can neglect the lowest wind speeds, so only situations, where the atmospheric boundary layer extends to approximately 1 km and surface-layer physics apply in the lowest 100 m of the layer, are of concern.

At high wind speeds the wind profile over flat and reasonably homogeneous terrain is well modelled, using the logarithmic law:

$$u(z) = \frac{u}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1.9)$$

where $u(z)$ is the wind speed at height z above ground level, z_0 is the surface roughness length, κ is the von Kármán constant, taken here as 0.40, and u_* is the so-called friction velocity related to the surface stress τ through the definition [19]

$$|\tau| = \rho u_*^2, \quad (1.10)$$

where ρ is the air density. Even at moderate wind speeds, deviations from the logarithmic profile occur, when z exceeds a few tens of metres. Deviations are caused by the effect of buoyancy forces in the turbulence dynamics; the surface roughness is no longer the only relevant surface characteristic but has to be supplemented by parameters describing the surface heat flux. With surface cooling at night time, turbulence is lessened causing the wind profile to increase more rapidly with height; conversely, daytime heating causes increased turbulence and a wind profile more constant with height. Similarity expressions for these more general profiles are given by:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln(z/z_0) - \psi(z/L) \right], \quad (1.11)$$

where w is an empirical function (Businger, 1973; Dyer, 1974) [20, 21]. The new parameter introduced in this expression is the so-called Monin-Obukhov length L :

$$L = - \frac{T_0}{\kappa g} \frac{c_p u_*^3}{H_0}, \quad (1.12)$$

where T_0 and H_0 are the surface absolute temperature and heat flux, respectively, c_p is the heat capacity of air at constant pressure, g the acceleration of gravity and the remaining quantities are defined above. The inclusion of the effects of surface heat flux in the present model is described in section 1.5.

The geostrophic drag law and the geostrophic wind

The winds in the atmospheric boundary layer can be considered to arise from pressure differences, caused mainly by "synoptic" activity, i.e. the passing of high and low pressure systems. As the boundary layer structure has a rather rapid response to changes in pressure forcing, an approximate balance is found between the pressure gradient force and the frictional force at the surface of the earth. This balance can be theoretically derived under idealised conditions of stationarity, homogeneity and barotropy (the pressure gradient being constant over the depth of the boundary layer). For conditions of neutral stability the balance was already described by Rossby and Montgomery (1935) [22]. The result is usually expressed as a relation – called the geostrophic drag law – between the surface friction velocity u_* and the so-called geostrophic wind G :

$$G = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{\left(\ln \left(\frac{u_*}{f z_0} \right) - A \right)^2 + B^2}, \quad (1.13)$$

$$\sin \alpha = - \frac{B u_*}{\kappa G},$$

in which α is the angle between the near-surface winds and the geostrophic wind, f is the Coriolis parameter and A and B are empirical constants (here $A = 1.8$, $B = 4.5$). The geostrophic wind can be calculated from the surface pressure gradient and is often close to the wind speed, observed by radiosondes above the boundary layer. The geostrophic drag law can be extended to conditions of non-neutral stability, in this case the above constants A and B become functions of the stability parameter μ , defined by:

$$\mu = \frac{\kappa u_*}{f L}. \quad (1.14)$$

1.6. The stability model

The stability modifications of the logarithmic wind profile are often neglected in connection with wind energy, the justification being the relative unimportance of the low wind speed range. The present model treats stability modifications as small perturbations to a basic neutral state.

In order to take into account an approximate manner of the effects of varying the surface heat flux without the need for detailed modelling of each individual wind profile, a simplified procedure is adopted, which only requires input in the form of the climatological average and root-mean-square of the surface heat flux.

The model is derived from the geostrophic drag law and the wind speed profile by a first order expansion in surface heat flux from the neutral state. The differential of Eq. 1.13 is (keeping G , z_0 , and f constant):

$$dG = \frac{du_*}{u_*} G - \frac{u_*^2}{\kappa^2 G} \left[\left(\ln \frac{u_*}{f z_0} - A(\mu) \right) \left(\frac{du_*}{u_*} - \frac{dA}{d\mu} d\mu \right) + B \frac{dB}{d\mu} d\mu \right] = 0 \quad (1.15)$$

Using Eqs. 1.12 and 1.13 and inserting the neutral values of the various coefficients

$$A(0) \approx 1.8, \quad B(0) \approx 4.5, \quad \frac{dA}{d\mu} \approx -0.2, \quad \frac{dB}{d\mu} \approx +0.2$$

and disregarding the small terms, the following relation is found:

$$\frac{du_*}{u_*} \approx \left[\frac{c g}{f \Gamma_0 c_p \rho G^2} \right] dH \quad (1.16)$$

with the numerical constant $c \approx 2.5$. This equation is used to evaluate the offset from the neutral value of u_* , taking the climatological mean value of the surface heat flux as dH , and to evaluate the root-mean-square of fluctuations of u_* , using the rms heat flux for dH . In this application the geostrophic wind speed G is taken equal to the value where wind speed frequency distribution has a maximum in energy density, see Section 1.10.

The differential of the wind profile, Eq. 2.11, is:

$$du(z) = \frac{du_*}{\kappa} [\ln(z/z_0) - \psi(z/L)] - \frac{u_*}{\kappa} \frac{d\psi}{dL} \frac{dL}{dH} dH \quad (1.17)$$

Inserting neutral values of the coefficients as above and using Eq. 1.16, an expression is obtained for the height above ground z_m , where the first order effects of surface heat flux modulations vanish, and as a consequence there is a minimum in the wind speed variance (setting $du(z_m) = 0$) results, viz.

$$\frac{z_m}{\ln(z_m/z_0)} = \left(\frac{\alpha}{a\kappa} \right) \frac{u_*^3}{fG^2}, \quad (1.18)$$

where the new numerical constant a is the slope at neutral of the ψ -function with a value between 4 and 5, depending on whether expressions for stable or unstable conditions are used. Using the simplified neutral drag law (Jensen et al., 1984) [18]:

$$\frac{u_*}{G} = \frac{0.5}{\ln(Ro) - A(0)} \quad (1.19)$$

Eq. 1.18 can be more elegantly expressed as:

$$\frac{z_m/z_0}{\ln(z_m/z_0)} \approx \text{constant} \cdot Ro (\ln(Ro) - A(0))^{-3}, \quad (1.20)$$

where the *constant* = 0.1 and the surface Rossby number is defined by:

$$Ro = \frac{G}{f \cdot z_0} \quad (1.21)$$

Finally this expression can be approximated with a power law:

$$z_m / z_0 \approx \alpha \cdot Ro^\beta, \quad (1.22)$$

where the constants used are $\alpha = 2.0 \cdot 10^{-3}$ and $\beta = 0.9$. It is noteworthy that the height z_m is essentially constant over large areas because of the weak dependency of z_0 ($\sim z_0^{0.1}$ power). An exception is encountered at coasts, where z_m over sea is found to be roughly half of the over-land value.

The effects of non-neutral stabilities are modelled through their effects on the vertical profile of the climatological mean value and standard deviation of wind speed, using the above expressions.

The height of minimum variance z_m is determined from Eq. 1.22. At this height the relative deviation from the neutral value of the mean speed is determined as a sum of the deviations, caused by an average heat flux deviation denoted ΔH_{eff} and a contribution from the varying heat flux ΔH_{ims} .

$$\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} = \frac{\Delta u_s}{u_0} - \frac{\psi(z_m/L_{eff}) + \psi(z_m/L_{ims})}{ln(z_m/z_0)}, \quad (1.23)$$

where L_{eff} is the Monin-Obukhov length corresponding to ΔH_{eff} and L_{ims} corresponds to ΔH_{ims} . The factor F_{ims} is a form factor, which accounts for the fact that because of the difference in the form of the ψ -function from stable to unstable conditions there will be on the average a bias toward higher values of wind speed at the height z_m . This can be seen from the explicit forms, which are here taken as (Jensen et al., 1984) [18]:

$$\psi(z/L) = \begin{cases} \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{1/4} - 1 & \text{for unstable conditions} \\ -4.7 \frac{z}{L} & \text{for stable conditions} \end{cases} \quad (1.24)$$

The much smaller variation with z of the unstable profile causes the wind speed at z_m to be displaced to the unstable side, on the average, even in the case, where there is a zero average surface heat flux (Fig. 1.16). The effective positive heat flux is assumed to be related to the rms-value by the factor F_{ims} . Here a value of 0.6 is adopted.

The vertical variation of the relative mean deviation of mean speed u and standard deviation σ_u are finally specified in the form:

$$u(z) = u_0(z) \left(1 + \frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} (1 - f(z)) + \frac{\Delta u_{eff}}{u_0} \right) \quad (1.25)$$

$$\sigma_u(z) = \sigma_{u0}(z) \left(1 + \frac{\Delta u_{eff}}{u_0} f(z) \right) \quad (1.26)$$

with the profile function $f(z)$ derived from the first order expansion of $u(z)$:

$$f(z) = 1 - \frac{z}{z_m} \frac{ln(z_m/z_0)}{ln(z/z_0)} \quad (1.27)$$

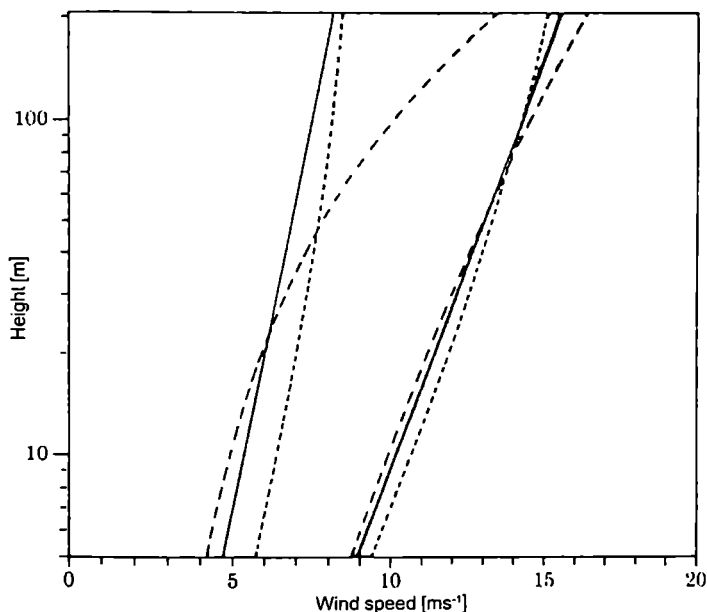


Fig. 1.16. Wind profile characteristics: graph to the left shows a range of wind speed profiles (shaded area) corresponding to a constant geostrophic wind speed of 10 ms^{-1} and a typical range of surface heat flux. The graphs to the right correspond to $G = 20 \text{ ms}^{-1}$ and the same range of surface heat flux.

These expressions are used in the analysis to calculate the degree of "contamination" by stability effects in the input data and to reintroduce proper values of contamination, when calculating conditions at different heights and surface conditions. In particular, a data set from a meteorological station, situated at sea, can be used to estimate over-land wind conditions, taking into account differences in the heat flux parameters for over-land and over-sea conditions.

In this connection coastal areas are treated as the intermediate between over-land and over-sea areas. This is done by considering the distance to the coast in the upwind direction (x) and applying the stability corrections pertaining to over-land and over-sea conditions weighted with a factor w :

$$w = \frac{\min(x, c)}{c}, \quad (1.28)$$

where c is the width of the coastal zone, taken here to be 10 km. A more detailed account of the application of the stability model is given in Section 1.11.

1.7. The roughness change model

The logarithmic wind profile applies only, if the upwind terrain is reasonably homogeneous. If this is not the case, deviations will be observed and it is not possible to assign a unique roughness length to the terrain. Even though "effective" roughness lengths can be assigned by different methods, these will depend on the height of observation. An exception to this is the effective roughness length implicitly, defined by the geostrophic drag law.

The average surface stress $\bar{\sigma}$ and surface wind speed must depend on surface conditions only up to a certain upstream distance; distant obstacles are "forgotten" by the tendency of the boundary layer to approach equilibrium between the pressure gradient force and friction. The distance scale involved is proportional to the Rossby radius G/f and is of the order of 10 – 100 km. For the wind frequency distribution it is assumed here that it is sufficient to consider surface conditions out to distances of the order of 10 km. From simple considerations pertaining to the surface layer, it is possible in the case of small-scale terrain inhomogeneities to model the change of surface stress, which occurs when wind flows from a surface characterized by a roughness length z_{01} to another surface with a roughness of z_{02} . In this case an internal boundary layer (IBL) grows downwind from the roughness change; considering a point at a distance x downwind from the change, the IBL has grown to a height h given by (Panofsky, 1973) [23]:

$$\frac{h}{z'_0} \left(\ln \frac{h}{z'_0} - 1 \right) = \text{const} \cdot \frac{x}{z'_0} \quad (1.29)$$

$$z'_0 = \max(z_{01}, z_{02})$$

Above h no change is felt whereas the wind profile has been perturbed in the layer below h . The value of the constant is here 0.9. It is empirically found, that the change of surface friction velocity is well modelled, using the following relation, which can be derived from matching of neutral wind profiles at the height h :

$$\frac{u_{*2}}{u_{*1}} = \frac{\ln(h/z_{01})}{\ln(h/z_{02})} \quad (1.30)$$

where u_{*2} is the surface friction velocity at the point considered and u_{*1} the surface stress upwind from the change. The wind profile is perturbed in the IBL and the surface friction velocity cannot be calculated from observed wind speeds, using the logarithmic profile. However, experimental evidence (Sempreviva et al., 1989) [24], as well as results from numerical models (Rao et al., 1974) [25], shows that the perturbed profile can be well modelled with three logarithmic parts:

$$u(z) = \begin{cases} u' \frac{\ln(z/z_{01})}{\ln(c_1 h/z_{01})} & \text{for } z \geq c_1 h, \\ u^* + (u' - u^*) \frac{\ln(z/c_1 h)}{\ln(c_1 h/c_2)} & \text{for } c_2 h \leq z \leq c_1 h, \\ u^* \frac{\ln(z/z_{02})}{\ln(c_2 h/z_{02})} & \text{for } z \leq c_2 h, \end{cases} \quad (1.31)$$

where $u' = (u_{*1} / \kappa) \cdot \ln(c_1 h/z_{01})$, $u^* = (u_{*2} / \kappa) \cdot \ln(c_2 h/z_{02})$ and $c_1 = 0.3$, $c_2 = 0.09$. From this equation and with the aid of Eq. 1.30 and 1.31 the surface friction velocity u_{*2} corresponding to a measured wind speed can be related to the friction velocity upstream of a change in surface roughness. For more roughness changes Eq. 1.30 can be applied in sequence, and thus a measured wind speed can be used for calculating the surface friction velocity far upstream. However, successive roughness changes must not occur too close to each other, and therefore the following distance

rule is applied. If x_n is the distance to the n th change in surface roughness, then the upstream roughness must be estimated as an average covering the area between the distance x_n and $2x_n$ in the azimuth sector considered. The factor 2 is somewhat arbitrary, and the rule may be deviated from in the cases, where clear roughness boundaries are found, e.g. at a coastline.

Moving further upstream, the roughness change model, just described, will give results deviating from reality, because it does not incorporate the above-mentioned boundary layer approach to equilibrium. As was the case with stability corrections, the discrepancies are considered to be small perturbations and a simple model is constructed by considering the asymptotic behaviour. The far-upstream surface conditions must lose importance, as x/D becomes large, where D is the chosen equilibrium distance (here taken to be 10 km), and also the above surface layer relations must apply for x much smaller than D . This behaviour is obtained by a simple weighting of the roughness changes by a factor W_n :

$$W_n = \exp\left(-\frac{x_n}{D}\right) \quad (1.32)$$

Instead of considering a change from z_{0n} to z_{0n+1} at distance x_n the value $\ln(z_{0n}) + W_n \ln(z_{0n}/z_{0n+1})$ substitutes $\ln(z_{0n+1})$. By application of this weighting in sequence, a value of the surface friction velocity far upstream is obtained together with a value of the corresponding equilibrium surface roughness, to which the geostrophic drag law applies.

1.8. The shelter model

The frictional effect of a land surface is caused by drag on surface-mounted obstacles, ranging from individual sand grains, grass, leaves etc. to large trees and buildings. Their collective effect is modelled through the surface roughness length as described in section 1.2 and the sections above. Close to an individual obstacle, at distances comparable to the height of the obstacle and at heights likewise comparable to the height of the obstacle, the wind profile is perturbed, particularly, in the downstream wake, and the object must be treated separately. In the wake immediately behind a blunt object, such as a row of trees or a house (less than five object heights down-stream and at heights less than twice the height of the object) the details of the object exert a critical influence on the effects. The wake behind a building depends, for example, on the detailed geometry of the roof and the incidence angle of the wind, to mention two parameters [19]. In addition, wakes from other nearby objects may interfere, causing the problem to become very complicated.

The main reason for addressing the problem here is that some of the meteorological data sets, used in the present study, come from meteorological stations at which the wind data are influenced by nearby obstacles. As far as the application of the Wind Energy Atlas in siting is concerned, the problems are usually small.

In the light of these remarks, the shelter model constructed for use in the analysis should be seen as a tool for correcting data influenced by single obstacles that are sufficiently far away to make the perturbations small and to avoid the intricacies of the nearby wakes.

For simple two-dimensional semi-infinite obstacles such as long rows of trees, walls, or hedges, the expressions, given by Perera (1981) [14] and obtained from wind-tunnel studies, are used:

$$\frac{\Delta u}{u} = 9.8 \left(\frac{z_a}{h} \right)^{0.14} \frac{x}{h} (1 - p) \eta \exp(-0.67\eta^{1.5}), \quad (1.33)$$

where

$$\eta = \frac{z_a}{h} \left(\frac{0.32}{\ln(h/z_0)} \cdot \frac{x}{h} \right)^{0.47} \quad (1.34)$$

and

- P = porosity = open area/total area
 h_i = height of obstacle
 z_a = height considered (anemometer)
 x = downstream distance

With finite obstacle lengths and skew incidence of the wind, the sheltering of an obstacle will, in general, be different. In section 1.3 some simple guidelines were indicated; however, the model, actually used in the analysis, is slightly more refined.

For each of a number of radial lines or rays originating from the point considered, the distances to and heights of objects, crossed by the ray, are noted. If a single ray crosses several obstacles, each of these crossings is initially treated as a single semi-infinite obstacle. Starting with the most distant one, the shelter on all downstream obstacles is calculated in sequence. If objects are so close to each other that their zones of separation join, the downstream sheltering is reduced by the relative area of the downstream obstacle, which is embedded in the separation zone of the upstream obstacle.

In this connection, the separated zone upwind of a two-dimensional obstacle is considered to be limited by a straight line from the top of the obstacle down to the surface at a distance twice the height of the obstacle, and similarly downstream to a distance of five times the height.

Subsequent to this calculation of the shelter at the point considered from the sequence of objects, the sheltering for each ray is mixed with neighbouring values. This is done to model the actual mixing of momentum deficit at the edge of the wake. Finally, the average shelter is calculated over an azimuth sector by summing up the sheltering calculated on each ray in the azimuth sector. Here eight rays are used per 30° azimuth sectors and an effective lateral spreading over an angle of 12°.

1.9. The orographic model

Like the change-of-roughness and shelter models, the orographic model is used to correct measured wind data for the effect of local terrain inhomogeneities; in the present case this means differences in terrain height around the meteorological stations. Emphasis is placed on the effects of terrain undulations with horizontal scales up to several tens of kilometers, and the model was especially developed to serve this purpose. It has strong similarities with the MS3DJH family of models, based on the analysis of flow over hills by Jackson and Hunt (1975) [26]. Readers, who wish to become acquainted with these models, should consult the papers by Walmsley et al. (1982) [28], Troen and de Baas (1987) [27]. The model is different, however, in a number of respects, the most important being the high resolution and polar representation.

The first step in the model is the calculation of the potential flow perturbation, induced by the terrain and corresponding to a unit wind vector in the undisturbed wind direction. This proceeds as follows: the velocity perturbation is related to the potential by:

$$\vec{u} = \nabla \chi, \quad (1.35)$$

where χ is the potential and \vec{u} the three-dimensional vector of velocity perturbations $\vec{u} = (u, v, w)$.

If vanishing potential is assumed at a given outer model radius R , a general solution to the potential flow problem in polar coordinates can be expressed as a sum in terms of the form:

$$\chi_i = K_n J_n \left(c_i^n \frac{r}{R} \right) \exp(i n \theta) \exp \left(-c_i^n \frac{z}{R} \right), \quad (1.36)$$

where K_n are arbitrary coefficients, J_n the n th order Bessel function, r radius, θ azimuth, z height, and c_j^n are the j th zero of J_n . For a specific problem, the coefficients are determined by the boundary conditions, which are here the surface kinematic boundary condition:

$$w_0 = \frac{\partial}{\partial z} \chi \Big|_{z=0} = \bar{u}_0 \cdot \nabla h(r, \theta), \quad (1.37)$$

where w_0 is the terrain-induced vertical velocity, \bar{u}_0 the basic state velocity vector and h the height of terrain. The functions $J_n \left(c_j^n \frac{r}{R} \right)$ form an orthogonal set of radial functions (Fourier-

Bessel series) for each n , and the azimuth representation $\exp(in\theta)$ likewise forms an orthogonal set (Fourier series). The coefficients K_n can therefore be calculated independently by projecting the right-hand side of Eq. 1.37 onto this basis of functions. The mathematical details of these transforms are described in Oberhettinger (1973) [29].

The polar representation has important advantages over the more common Cartesian as used in the above-mentioned models, while maintaining the advantages of spectral decomposition. By defining the model centre to coincide with the point of interest, it is possible to concentrate the model resolution there and also to restrict the calculations to the perturbation at this point. For the centre point $r = 0$, the following solution is found:

$$\nabla \chi_j = \frac{1}{2} (i, j) K_j \frac{c_j^1}{R} \exp \left(-c_j^1 \frac{z}{R} \right) \quad (1.38)$$

The final result of the first step in the model is thus a series of coefficients K_j , from which the solution of the potential flow perturbation is given as a sum of the terms stated in Eq. 1.38. Each term has an associated horizontal scale $L_j = R/c_j^1$, which is also the characteristic depth to which the perturbation penetrates.

The second step in the model consists of a modification of the potential flow solution to accommodate in an approximate sense the effects of surface friction.

Potential flow implies a balance between the pressure gradient force and advection of momentum in the equations of momentum and vanishing turbulent momentum transfer. Near the surface the turbulent transfer cannot be neglected. The deviation from the potential flow behaviour is restricted to a layer, which depth is of the order l_j with $l_j \ll L_j$. In the present model the value of l_j is determined, following Jensen et al. (1984) [18] as:

$$l_j = 0.3 \cdot z_{0j} \left(\frac{L_j}{z_{0j}} \right)^{0.67} \quad (1.39)$$

where z_{0j} is the surface roughness length of the scale considered. For homogeneous conditions $z_{0j} = z_{0p}$. For inhomogeneous sites the surface roughness length is taken as an exponentially weighted average from $r = 0$ to $r = 5L_j$ in the upwind direction (weighting $\ln(z_{0j})$).

For heights much smaller, than l_j turbulent transfer forces a balance between stress and wind shear, leading to a logarithmic profile of the velocity perturbation. For heights comparable with l_j maximum flow perturbation occurs, and this perturbation exceeds the value predicted from potential flow. In the present model the perturbation profile is modelled for each term in the above expansion, by assigning a perturbation to the height z of magnitude Δu_j ,

$$\frac{\Delta \bar{u}_j(z)}{|\bar{u}_{0j}|} = \frac{|\bar{u}_0(l_j)|^2}{|\bar{u}_0(z_j')|^2} \nabla \chi_j, \quad (1.40)$$

where $u_0(z)$ is the basic state velocity at height z and z'_j is equal to $\max(z, l_j)$.

The calculation of the coefficients K_{ij} through the projection method involves numerical integrations over azimuth and radius. This is performed on a grid illustrated in Fig. 1.17. The radial grid size is the smallest at the centre and is increased by a constant factor ($= 1.06$) outwards for each grid cell. In principle, the necessary input is the height of terrain at each grid point, but a much more convenient representation of the terrain height is the contour lines (lines of constant height), as given on standard topographical maps. The model was designed, therefore, to directly accept arbitrarily chosen contour lines as input and integrates the estimation of grid-point values and the numerical integrations in one process. The grid consists of 100 radial stations, and the resulting resolution near the centre is approximately 2 m for a model with $R = 10$ km, and approximately 10 m for $R = 50$ km, etc. Therefore resolution is limited in practice only by the accuracy and density of the contour data from the topographical maps.

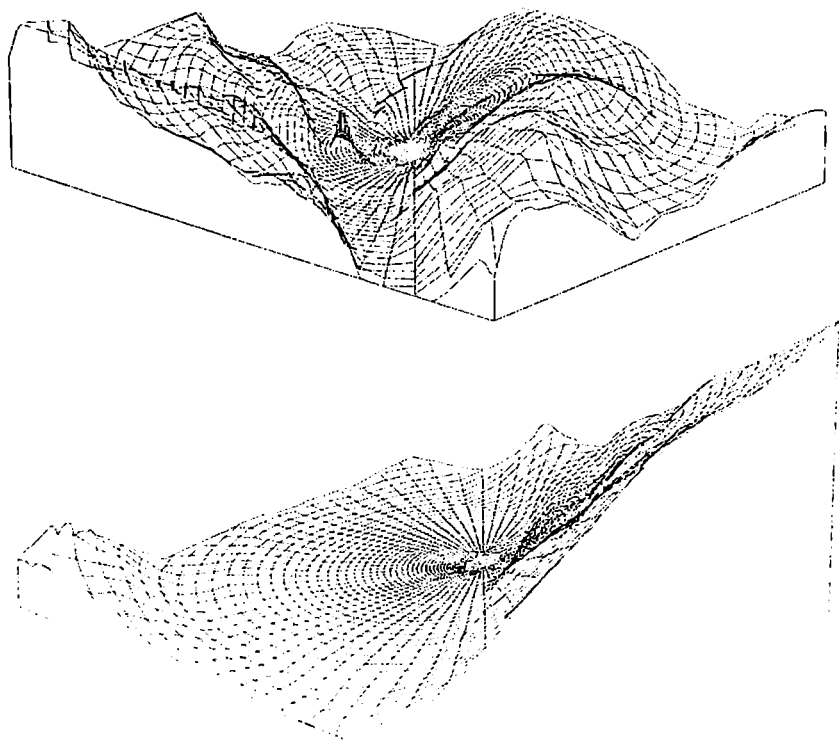


Fig. 1.17. The polar zooming grid employed by the model for the calculation of flow in complex terrain. Part of the Great Glenn Valley in Scotland is seen from a point above Loch Ness. The grid is superimposed on the terrain and centered on the meteorological station Fort Augustus. The side length of the upper figure is 12 km and the lower figure a smaller part with a side length of 2 km. The vertical scale is exaggerated by a factor of 5.

1.10. The statistical basis

Basic concepts

Observation or measurement of wind at any location reveals, that both speed and direction which are rapidly varying in time, as illustrated in Fig. 1.18. Wind speed, measured continuously over 100 days, is shown on the first graph, followed by graphs, which in sequence zoom in, on smaller and smaller parts of the series. It is easy to see the much larger relative variance in the longer time series, as compared with the time series covering hours or less. This partitioning of the variance on different time scales is further illustrated by the power spectrum in Fig. 1.19.

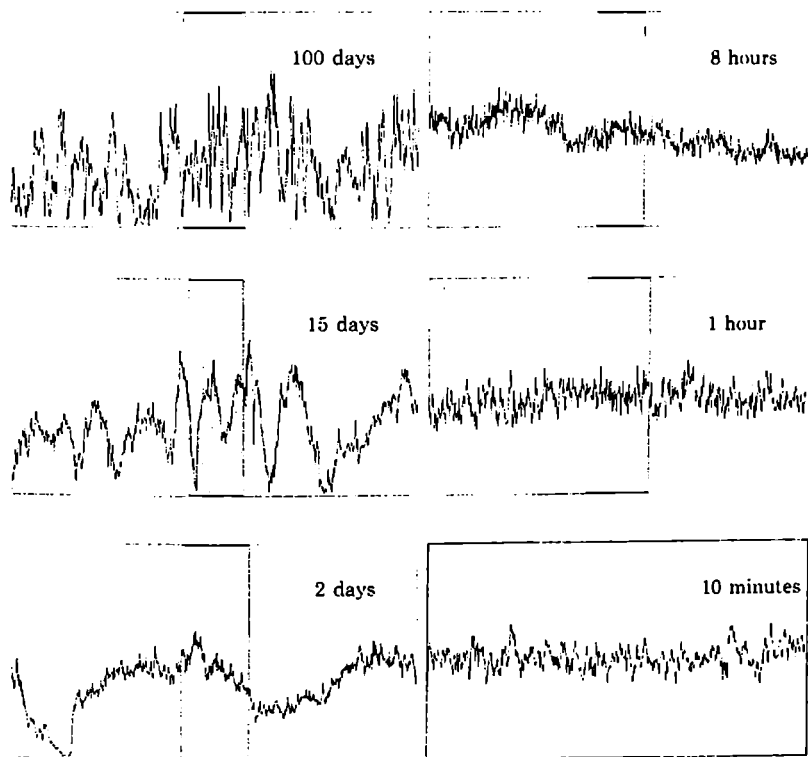


Fig 1.18. Wind speed measured 30 m above flat homogeneous terrain in Denmark (Courtney, 1988) [30]. Each graph shows the measured wind speed over the time period indicated. The number of data points in each graph is 1200, each data point corresponding to the speed averaged over $1/1200$ of the period. Vertical axis is wind speed, $0 - 20 \text{ ms}^{-1}$.

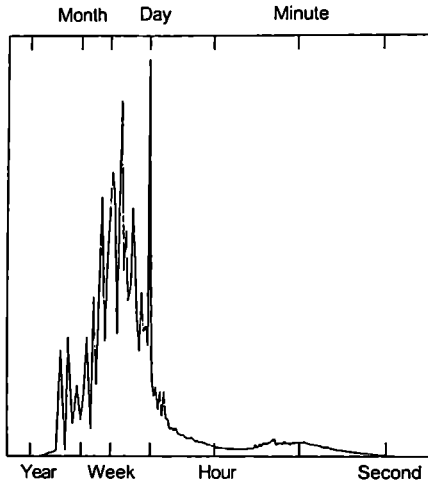


Fig. 1.19. The power spectrum of wind speeds, measured continuously over a flat homogeneous terrain in Denmark (Courtney, 1988) [30]. The data were collected over one year with a sampling frequency of 8 Hz. The spectrum is shown in a log-linear, area-true representation.

The mechanisms, that cause the wind to blow, are in contrast changing only slowly with time – as the weather changes. In addition to the rapid change at a single point, speed and direction change from point to point at any given instant. The reason for the variations of the wind is the turbulence in the atmospheric boundary layer. In order to define in a meaningful way a measured wind speed it must be referred to an averaging period T . Ideally, measurements should be taken with a fast-responding instrument and the average formed by integration:

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt, \quad (1.41)$$

where the mean value of u is indicated by an overbar (this notation is used in this section of the Atlas only, for the sake of clarity).

In practice, due to differences in instrumental setup, data reduction and reporting, averaging periods range from a few minutes to hours. The data, used for the Atlas, correspond mostly to an averaging time of 10 minutes or 1 hour. Each observation in these data sets, thus, gives one value of \bar{u} and the bulk of this book deals with the statistics of these averages, mainly, in the form of tables of frequency of occurrence and Weibull distributions, as discussed in the following section.

The data contain no information about wind fluctuations over periods much shorter than the averaging time T . These faster turbulent fluctuations do however contribute to the theoretical wind power density and consequently they must be taken into account, when the data are applied to the estimation of wind power potential. The wind power density available over a time interval T is given by:

$$E = \frac{1}{2} \rho \bar{u}^3 = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{T} \int_0^T \rho u^3(t) dt, \quad (1.42)$$

In this equation the air density may be taken as a constant with an error of less than a few percent. Hence Eq. 1.42 becomes:

$$\bar{E} = 0.5\rho\bar{u}^3 \quad (1.43)$$

The instantaneous wind speed can be written as the average value plus a deviation from the average:

$$u = \bar{u} + u' \quad (1.44)$$

Straightforward operations give:

$$\begin{aligned} \overline{u'} &= 0, \\ \overline{u'^2} &= \overline{u^2} - \bar{u}^2, \\ \overline{u'^3} &= \overline{u^3} - \bar{u}^3 + 3\bar{u}^2\overline{u'} \end{aligned} \quad (1.45)$$

Denoting the magnitude of the rms-value of the turbulent fluctuations σ_u and the turbulence intensity i , one may write:

$$\sigma_u^2 \equiv \overline{u'^2}, \quad i \equiv \frac{\sigma_u}{\bar{u}}, \quad \bar{E} = 0.5\rho\bar{u}^3(1 + 3i^2) \quad (1.46)$$

The frequency distribution of \bar{u} determines \bar{E} except for the correction term $3i^2$. Turbulence intensity depends on surface conditions and height. For homogeneous surface roughness and neutral conditions a simple relation is found:

$$i = \frac{1}{\ln(z/z_0)} \quad (1.47)$$

The correction term in Eq. 1.46 will typically amount to a few per cent (6% for $z = 30$ m and $z_0 = 0.03$ m).

It is important to note, however, that this result applies to the power density at a single point, and that the extraction of this power by a wind turbine involves the effect of simultaneous winds over the entire rotor disk. The present study does not include a more detailed evaluation of the effect of the turbulent fluctuations on the power production by a wind turbine, nor will other aspects, depending on details of the turbine design be discussed here.

The Weibull distribution

The presentation of wind data makes use of the Weibull distribution (Weibull, 1951) [31, 32] as a tool to represent the frequency distribution of wind speed in a compact form. The two-parameter Weibull distribution is expressed mathematically as:

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right], \quad (1.48)$$

where $f(u)$ is the frequency of occurrence of wind speed u (as elsewhere in the Atlas, except in the previous section, the indication of mean value u is not shown explicitly). The two Weibull parameters thus defined are usually referred to as the scale parameter A and the shape parameter k . The influence on the shape of $f(u)$ for different values of the shape parameter is illustrated in Fig. 1.20. For $k > 1$ the maximum (modal value) lies at values $u > 0$, while the function for $0 < k \leq 1$ monotonically decreases.

The Weibull distribution can degenerate into two special distributions, namely for $k = 1$ the exponential distribution and for $k = 2$ the Rayleigh distribution. Since observed wind data exhibit frequency distributions, which are often well described by the Rayleigh distribution, this one-parameter distribution is sometimes used to represent wind data; here, however, the more general two-parameter Weibull distribution is used throughout.

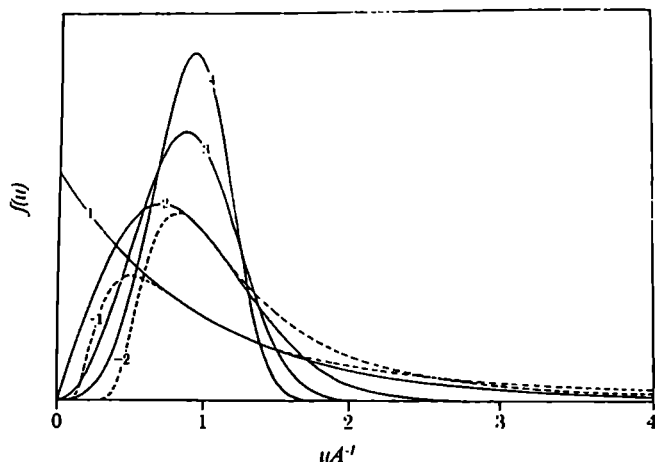


Fig. 1.20. The shape of the Weibull distribution for different values of the shape parameter k . The cumulative Weibull distribution $F(u)$ gives the probability of the wind speed, exceeding the value u , and is given by the simple expression

$$F(u) = \exp\left(-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right) \quad (1.49)$$

The Weibull distribution generates Weibull-distributed higher powers: if u is Weibull-distributed with parameters A and k , then u^m is Weibull-distributed with the parameters A^m and k/m .

Moments and other important characteristics of Weibull distributions are easy to derive; a list of the more common characteristics is given here for reference:

$$\begin{aligned} \text{mean value: } & A\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \\ \text{mean square: } & A^2\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) \\ \text{mean cube: } & A^3\Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right) \\ \text{mean } m\text{th power: } & A^m\Gamma\left(1 + \frac{m}{k}\right) \\ \text{variance: } & A^2\left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)\right] \\ \text{modal value: } & A\left(\frac{k-1}{k}\right)^{1/k} \\ \text{median: } & A(\ln 2)^{1/k} \end{aligned} \quad (1.50)$$

The available wind power density is proportional to the mean cube of the wind speed:

$$E = \frac{1}{2} \rho v^3 \left(1 + \frac{3}{k} \right), \quad (1.51)$$

where E is power density (Wm^{-2}), ρ is air density ($\sim 1.2 \text{ kg m}^{-3}$ for a temperature of 15°C and a standard pressure of 1013 mb).

The wind speeds at which the highest power density is available is given by:

$$u_m = v \left(\frac{k+2}{k} \right)^{1/k} \quad (1.52)$$

Thus, for a Rayleigh distribution, the wind speed, which contains the highest energy on the average, is twice the most frequent speed (modal value).

Many different methods can be used for the fitting of the two Weibull parameters to a histogram giving the frequency of occurrence of wind speed in a number of intervals (bins). If the observed data are well represented by the Weibull distribution over the whole range of speeds, then the fitting procedure can be chosen at will. In general, however, observed histograms will show deviations due to a number of causes, and a fitting procedure must be selected which focuses on the wind speed range, relevant to the application. Here the emphasis is on the higher wind speeds and a moment fitting method is used, which focuses on the higher but not the extreme wind speeds.

For each azimuthal sector, the two Weibull parameters are determined by the requirements that:

- 1) the total wind energy in the fitted Weibull distribution and the observed distribution are equal, and
- 2) the frequencies of occurrence of wind speeds higher than the observed average speed are the same for both distributions.

The combination of these two requirements leads to an equation in k only, which is solved by a standard root-finding algorithm.

Most difficulties in fitting to observed data are related to the treatment of very low and very high wind speeds. The highest wind speeds, say the uppermost percentile of observations, are statistically very uncertain and special methods (i.e. Gumbel, 1958) [33] must be employed in extreme wind analysis. This analysis is not included in the Atlas, and the Weibull distributions given here should not be used for the estimation of frequencies of occurrence much below 0.01.

At low wind speeds, limitations in instrument response, reporting practices and data truncation, can lead to substantial errors in the frequency of occurrence. Sometimes such errors give rise to an abnormally high frequency of recorded calms. For wind power applications, the precise form of the frequency curve for wind speeds lower than the average is of little concern and the present fitting method is designed with this in mind. It should be noted, however, that for meteorological stations with mean speeds of $\sim 3 \text{ ms}^{-1}$ or lower, located in a reasonably windy climate, but locally heavily sheltered, the calculated regional wind climate from such stations becomes inaccurate because of these difficulties. In addition, the physical models, used in the analysis, are deficient at low wind speeds.

The fitting method, described above, is used to estimate the Weibull parameters for each of the observed azimuth sectors and for the sectorwise fitting of model-derived (or transformed) frequency distributions. The parameters pertaining to the associated total or azimuth-independent wind distributions are obtained from the sectorwise distributions fitting to the sums of the first and third moments.

1.11. The Wind Energy Atlas analysis model

The model is composed of the submodels, described in the preceding sections. By means of measured wind data, descriptions of local terrain roughness, sheltering obstacles and topographical height data, a regional wind climatology is calculated in the form of the Weibull parameters, pertaining to standard conditions. For each of the meteorological stations, used in the Atlas, the input to the model is summarized on the left-hand pages and the model output is given on the right-hand pages in the station statistics (Chapter 4). A schematic representation of the analysis model is shown in Fig. 1.21.

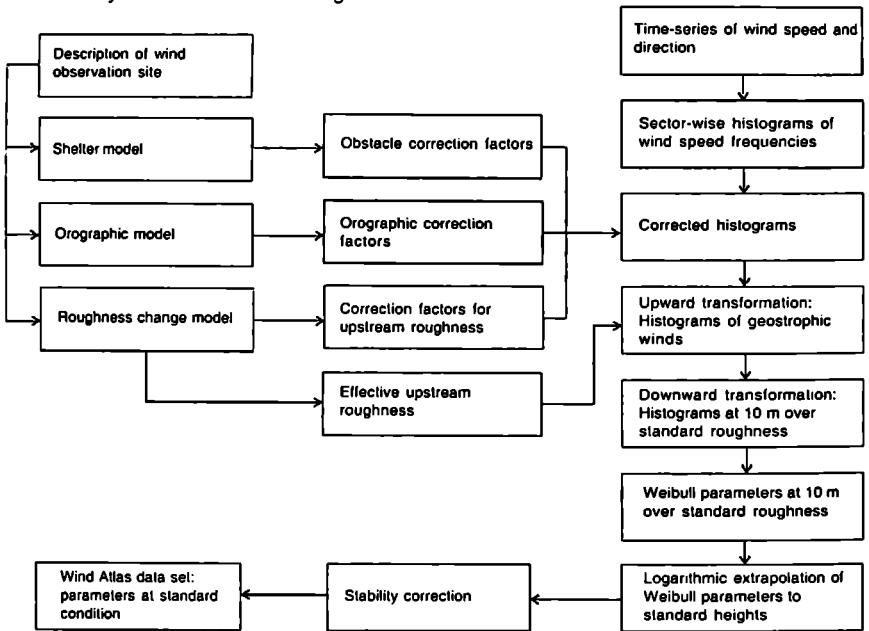


Fig. 1.21. A schematic representation of the Wind Energy Atlas analysis model.

The calculation procedure can be summarized as follows: input data are in the form of histograms for each of 8 azimuth sectors, giving the frequency of occurrence of wind speeds in bins of 1 ms^{-1} width. First, wind speed-independent correction factors are calculated for each azimuth sector. Three sets of factors are considered:

- The obstacle correction factors calculated, using the shelter model, here are denoted as $C'_{i,j}$ for the j^{th} azimuth sector.
- The roughness change factors $C'_{i,m}$. The roughness change model relates the velocity at the station to the velocity upstream of the specified roughness changes. In addition, the area, weighting of surface roughness, gives an effective upstream surface roughness $z'_{i,m}$.
- The orography correction factors, calculated by application of the orographic model. The model is applied, using as input a wind profile with direction in the centre of each sector. As described in Section 8.5, the actual surface roughnesses are taken into

account as parameters in the orographic model. From this C_{obs}^j and D_{obs}^j are obtained, where D_{obs}^j is degrees of turning of the wind vector, calculated by the orographic model.

Secondly, each combined azimuth and wind-speed bin is transformed using these factors. Considering the j^{th} sector and the wind-speed bin from u^j to u^{j+1} application of the obstacle correction factor C_{obs}^j gives the corresponding values, which would pertain, if the obstacles were removed. Similarly, the orographic corrections and the roughness change corrections are applied to transform the bin boundaries to values for upstream conditions. For the turning of the azimuthal boundaries, the orographic turning angles are applied, using the average of the two values nearest the boundary considered.

The effective surface roughness z_0^j is used with each of the new bin boundaries in the geostrophic drag law, Eq. 8.5, to calculate the corresponding boundaries G^j and G^{j+1} with associated directions $D_{low}^{k,j}$ and $D_{high}^{k,j}$ from the low and high side of the original azimuth bin. In this transformation process the frequency of occurrence in the bin is conserved. The geostrophic wind could be used as a means of representation of the regional climatology, but the transformation process is instead continued to obtain the wind distributions over the standard values of surface roughness. Again, using the geostrophic drag law, u -values for the standard surface roughness are obtained from the above G^j , G^{j+1} and wind directions from the D -values above. From the logarithmic profile (Eq. 1.9), the corresponding values for the wind speeds at the lowest standard level (10 m) are obtained. At this stage the contributions to each of the "standard" azimuth and speed (1 ms⁻¹) bins are calculated. This procedure is repeated for each azimuth/speed bin in the input data, and the result is four sets of histograms of the same form as the input histograms, but pertaining to the lowest standard level of 10 metres and to each of the four roughness classes. For each azimuth sector, the corresponding frequency of occurrence is extracted and the Weibull parameters are determined using the fitting procedure, described in Section 4. The Weibull parameters corresponding to the higher standard levels z_0 are then calculated, as described in Section 1.5, using a modification of the logarithmic profile, which takes into account the effects of the variation of surface heat flux. The average and root-mean-square heat fluxes are specified independently for over-land and over-sea conditions. The following values are adopted for all the analysed stations:

Average heat flux over land	=	-40 Wm ²
Average heat flux over sea	=	15 Wm ²
Root-mean-square heat flux over land	=	100 Wm ²
Root-mean-square heat flux over sea	=	30 Wm ²

Equations 1.25 and 1.26 give factors of "contamination" by the stability effects on mean values and standard deviations, respectively. These expressions are evaluated for contamination in the input data, using the anemometer height, distance to the coast, and upstream equilibrium surface roughness in each azimuth sector. Similarly, the contamination is calculated for the different standard heights, and the ratios of these values to those on input are used to correct the Weibull parameters calculated, using a logarithmic profile. The corresponding means and standard deviations are calculated, using the expressions given in Eq. 1.50, the corrections are applied, and an inverse calculation is performed to determine the Weibull parameters corresponding to corrected values for means and variances. In this calculation, roughness class 0 refers to conditions over water and the three other roughness classes are corrected to conditions well inland beyond any coastal influence.

Equations 1.25 and 1.26 give factors of "contamination" by the stability effects on mean values and standard deviations, respectively. These expressions are evaluated for contamination in the input data using the anemometer height, distance to the coast, and upstream equilibrium surface roughness in each azimuth sector. Similarly, the contamination is calculated for the different standard heights, and the ratios of these values to those on input are used to correct the Weibull parameters calculated, using a logarithmic profile. The corresponding means and standard deviations are calculated using the expressions given in Eq. 1.50, the corrections are applied, and an inverse calculation is performed to determine the Weibull parameters corresponding to corrected values for means and variances. In this calculation, roughness class 0 refers to conditions over water and the three other roughness classes are corrected to conditions well inland beyond any coastal influence.

1.12. The Wind Energy Atlas application model

For the construction of the Atlas itself, the analysis model described in the preceding section, is completed. Equally important, however, is the model built to enable an inverse calculation of site-specific wind speed distributions from the regional climatology. The model is shown schematically in Fig. 1.22. Such a model can be used to check the calculated regional statistics and can also be offered as a siting tool to the Wind Energy Atlas user.

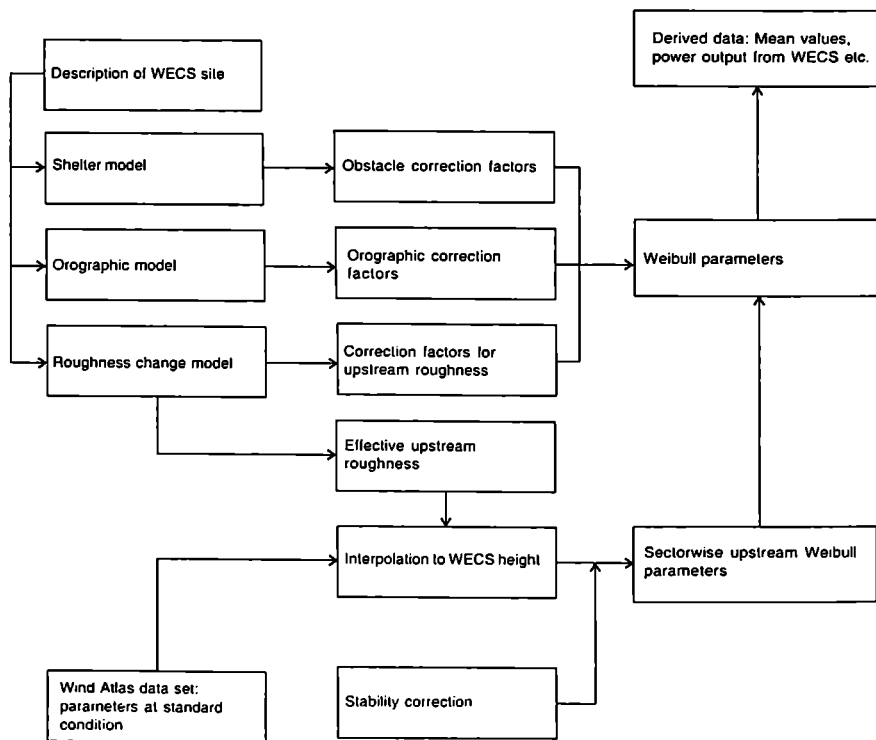


Fig. 1.22. A schematic representation of the Wind Energy Atlas application model.

The model incorporated in WAsP is designed to be as close as possible to the inverse of the analysis model. The correction factors for local shelter, orography, and roughness changes are calculated exactly as in the analysis model, now, of course, using the obstacle list, roughness description, and orographic data pertaining to the site, where the Atlas data are to be applied.

For the height considered, the Wind Energy Atlas table is referenced and the appropriate Weibull parameters A_i and k_i for each azimuth sector are extracted in addition to the sector frequency f_i . For heights different from the standard heights and for surface roughnesses different from the standard values, a logarithmic interpolation is used. The surface roughness values, used for each sector, are the values calculated in the roughness change model z_{rk} (Section 1.7). The correction factors are applied to the A -parameter for each sector, while keeping the k -parameter values at the table values. Finally, the stability correction is performed in the manner, described above.

For a given height above the terrain and from a specification of terrain roughnesses, sheltering obstacles, and orographic details, the model therefore calculates values for the sector-wise Weibull parameters, and sector frequencies for a chosen regional climatology. Internal consistency is checked by calculating the station climatology, using the regional climatology, derived from the same station via the analysis model. Of more interest is the intercomparison using the regional climatology from one station to predict the local climatology of another nearby station.

1.13. Limitations of data and models

It is not possible to give strict error bounds for the data, given in the Atlas, and the reliability of the Atlas is best assessed from data intercomparisons such as those, presented in [9]. To put these intercomparisons in some perspective a short discussion of uncertainties in the data and methods of analysis is given below.

Measurements are necessarily associated with uncertainties. The instrumentation is selected and the data handling is performed with a certain accuracy of the end product in mind. A good quality, carefully calibrated anemometer can measure with an accuracy of $\pm 2\%$, when the wind speed is above 3 ms^{-1} [34]. However, this accuracy cannot be assumed for the synoptic and climatological data, which forms the basic input to the Atlas. Excluding systematic errors, which may arise for various reasons, such as a wrong calibration of the anemometer, an uncertainty of $\sim 5\%$ for the wind speed data must be assumed. Some data sets may contain larger undetected errors, which may cause larger biases in the final results. This means that the estimation of the wind resource at the exact point, where the wind is measured, may be in error of $\sim 15\%$ or more with respect to the mean power.

The transformation of data, described in the preceding sections, is a procedure for the calculation of wind statistics away from the points of measurement. Equally it can be considered a method to clean data from the influences of local terrain characteristics, as explained above. In either case it is an extrapolation in the horizontal and vertical to a real nearby site or to an imaginary idealized location. Also the practical application of the Atlas involves an extrapolation in time from the past period, covered by the measurements into the future.

In addition to errors and inaccuracies in the measured data, the transformation involves models, the specification of climatological parameters, and of parameters such as surface roughness to each measuring station, and as a consequence uncertainties will accumulate.

The submodels, described above, are each based on simplifying assumptions, necessary in order to make the analysis tractable. The geostrophic drag law (Eq. 1.13), which can be considered the central hub, around which the models are built, is strictly applicable only under an idealized and limited range of conditions. Application of the drag law to calculate the geostrophic wind speed from an individual surface wind observation is associated with an

uncertainty $\pm 15\%$ or more. This uncertainty is mainly caused by in stationarity and baroclinicity (Clarke and Hess, 1974) [35]. In the present context of relating the wind frequency distributions at conditions of different surface roughnesses, much smaller deviations are found in practice. This is illustrated by the results of the station intercomparisons in [8, 9], in particular, for stations not situated in mountainous terrain.

For the shelter model, described in Section 1.8, the basic uncertainties can be estimated from the data of Perera (1981) [14]. Additional uncertainty is introduced in the model by the application to three-dimensional real objects. In the calculations the typical effects from sheltering obstacles amount to a few per cent only and therefore even rather large relative errors in the shelter calculations have only a limited influence on the calculated statistics. If the shelter reduction factors are large, the uncertainty, attached to the derived statistics, will be large as well.

The model for roughness change and the assignment of surface roughnesses introduce uncertainties, which are largest at the higher end of the roughness scale. Estimation of surface roughness from topographic characteristics is only accurate to within a factor of 1.5 (approximately). This translates into expected errors of $\sim 5\%$ for mean speed values, estimated from stations in generally open terrain ($\bar{z}_0 < 10$ cm) and up to $\sim 15\%$ for very closed terrain ($\bar{z}_0 > 40$ cm).

For very sheltered locations there is the added difficulty that the measured data are often biased towards too low mean values due to the relatively high threshold of most wind speed measuring instruments.

The largest expected errors in the Atlas are related to the calculation of flow in complex orography. Empirically, the orographic model is found to work well for the prediction of flow perturbations over not too steep hills and ridges. The model-induced typical error is of the order of 10% in estimates of relative increase of wind speed on top of a hill, which has horizontal dimensions of less than 1 – 2 km, and slopes less than 30° . For steeper hills and ridges the model will underpredict the degree of speed reduction in the lee of the hill, as will other similar models (see e.g. Salmon et al., 1987) [36]. This effect becomes quite pronounced for steep hills, where the flow behind the hills separates.

Larger scale orographic features render the model increasingly deficient, because of the importance of the dynamics not present in the model. It is difficult to estimate the magnitude of typical errors, but some relief is given in the present application, where the model setup ensures that for estimation of wind conditions, close to the point of measurement results, will be only marginally influenced by the details of flow on larger scales.

The basic data, used in the Atlas, pertain to low heights, usually 10 m. For heights above 50 m, the climate of the surface heat flux becomes an increasingly important parameter for the vertical extrapolation of wind distributions. For this reason, a general decrease of the reliability of the Atlas should be expected for the prediction of winds at greater heights. The comparisons with data from high masts in Chapter 9 are to some extent contradictory to this expectation, but this test of the stability model cannot be considered conclusive due to the limited data sets available.

Wind velocity measurements at two altitudes (10 and 40 m), carried out at HMM, enabled us to construct experimentally vertical profiles of velocity in different reliefs and to study their seasonal changes (see Section 3.2).

CHAPTER 2. THE WIND REGIME ON THE TERRITORY OF GEORGIA

2.1. Atmospheric motion and orographical structure of Georgia

Georgia is situated on the northern line of the subtropical zone of a high pressure, just in the southern part of middle latitudes and is affected by the processes of atmospheric motion, which is constituent part of the Northern hemisphere's general atmospheric motion with a common direction from west to east. A wind character is determined by the pressure gradients.

At winter period of time the northern regions of Europe and Asia, including the regions of the West Siberia, are enveloped by the anticyclonic system. The climate of the South Caucasus is much affected by the Siberian anticyclone, the western spur of which very often reaches the southern part of Europe. Just at this period of time the cyclonical system with the centre in the region of the Azores is formed in west. The gradient of pressure, determined by the created baric fields, is directed from west to east and commensurate with it the winds with east rhumbs predominate in the South Caucasus during the winter period of time.

While a cold season is changed by a warm one, baric fields are changed too. The Siberian anticyclone is shifted to east and is split then, while a rather vast cyclone occupies its place. Simultaneously a persistent anticyclone is formed in the region of the Azores and the pressure gradient is directed to west. As a result of it, the winds obtain predominantly a western character.

The Polar anticyclones exert a definite influence upon atmospheric motion over the territory of Georgia. These anticyclones cause air cold masses' penetration, going round the Kavkasioni from east alongside the western spur of the Siberian anticyclone in winter and from the Black Sea's side in summer.

The main directions of the air masses' transfer are eastern and western ones and they coincide with the direction of the Mtkvari and the Rioni rivers' tectonic depression and with the directions of the Caucasus Range, as well as with the South-Georgian Upland which frame it. That fact promotes the air to move alongside the axis of this depression. However these directions are laid over by disturbing influences in the lower and in the ground strata of atmosphere, caused by the peculiarities of the relief. Numerous ranges, gorges and valleys have a great influence upon a wind direction and its velocity. The nonuniform heat of a water surface and a land, as well as the slopes of ranges and valleys, result to the local thermal atmospheric motion in the form of breezes and mountain-valley winds.

A wind-conductive passage is limited by the Kavkasioni Mountain system, consisting of the Kodori, the Gombori, the Egrisi, the Racha Ranges with their meridionally oriented spurs from the North and by the ranges of the South-Georgian Upland, consisting of the Meskhети, the Imereti and the Trialeti Ranges - from the South.

Between these mountain systems a tectonic depression is located, extending to the eastward of the Caspian Sea and to the westward of the Black Sea. The Likhi Range, connecting the Caucasus range with the South-Georgian Upland, deserves a special attention. The height of the Likhi Range in the southern and in the middle parts amounts to 1000 - 1500 m and it plays a role of barrier for the air masses moving. However due to the relatively small height of the Likhi Range, the air passes over the Range to the west and to the east directions. The southern atmospheric motion's processes cover mainly the South-Georgian Upland, the orographical structure of which slows down the southern intrusions up to their complete damping. A chart of orographical structure of Georgia [6] is presented in Fig. 2.1.

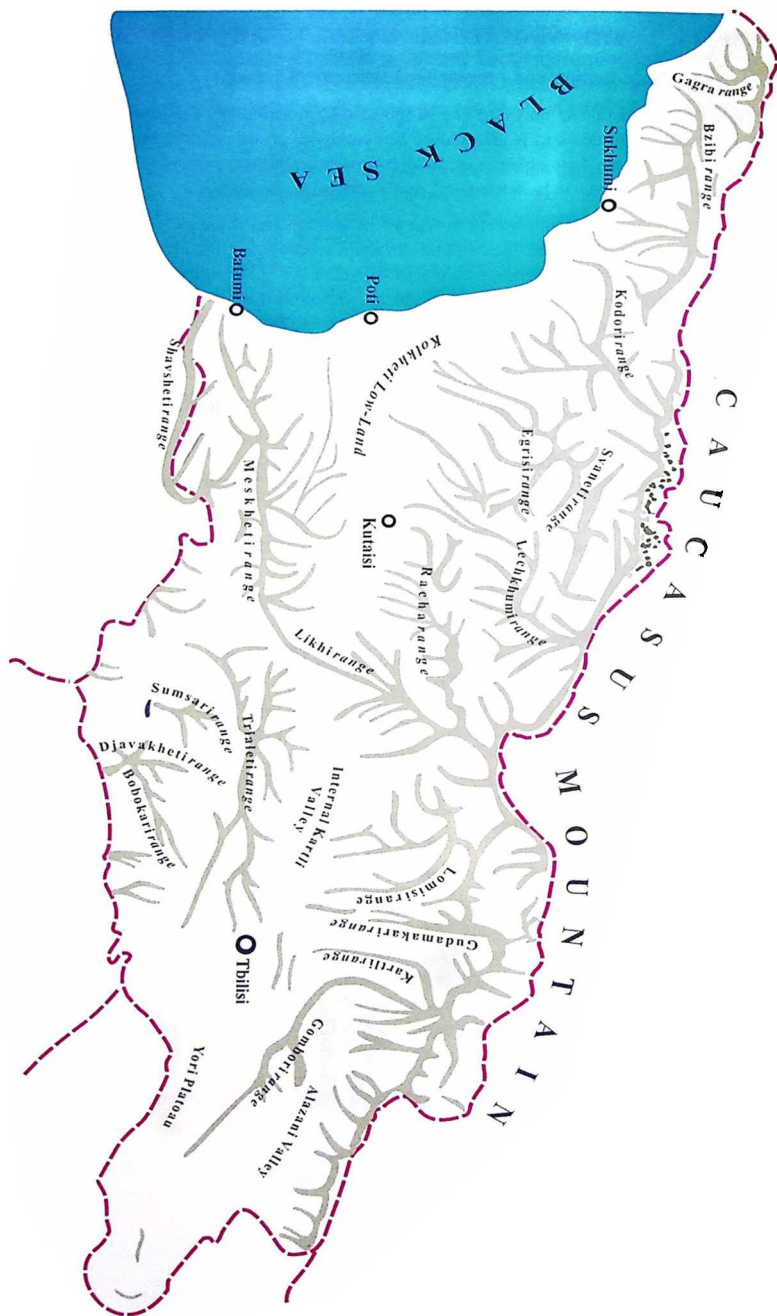


Fig. 2.1. Orographical structure of Georgia.

2.2. The season motion of wind direction and velocity [4, 5, 6]

The relief's complicity is the condition of a complex and diverse wind regime. In this connection, it is reasonable to consider a wind regime in the limits of separate geomorphological structures.

Wind directions

The Kolkheti Low-Land

Over the Kolkheti Low-Land two dominating flows – western and eastern – prevail, however they are laid over by the flows of a local atmospheric motion. In the northern part (Mukhuri, Gagra, Sukhumi meteorological stations) the recurrence of the northern component is increased. It is caused by the nearness of the Kavkasioni's snowy summits. The southern part (Adjara and Guria) is affected by the western sea winds and only during winter months the recurrence of the eastern directions is essentially increased. Though this part is under the protection of eastern winds, blowing from the mountain systems of the Meskheti and Shavsheti ranges, which are slopping down just to the Sea, the thermal atmospheric motion is developed here, and as a result of it, an eastern component prevails in the gorges, opened to the sea (The Kapandiba meteorological station).

The Kolkheti Low-Land's central part openness over the vast direction creates the favourable conditions for the development of the east and west winds directions, which by their character approximate to monsoon. Over the whole territory, adjacent to the sea (the Poti, Zugdidi, Samtredia, Kutaisi meteorological stations), the wind regimes are distinctly expressed: a summer regime (the wind from the sea side) and a winter one (the wind from the land). In the eastern part of the Kolkheti Low-Land and on the foothills of the Likhi Range the mountain-valley winds begin to play a great role and this fact promotes increasing of the eastern component recurrence during summer months (the Kharagouli meteorological station).

The Internal-Kartli Plain

The wind in the Internal-Kartli Plain has mainly west-and-east directions. The recurrence of eastern directions is less than western ones. In the meridionally oriented gorges the northern winds have a noticeable recurrence. These gorges are formed of the Kavkasioni spurs.

The Low-Kartli Valley

The locations of the Crest Kartli and the system of the eastern spurs of the South-Georgian Up-Land cause north-west direction of the winds in the Low-Kartli Valley. However in the separate parts of this Valley the recurrence of the south-east and north directions is rather high (central part of Tbilisi and the Gardabani, Dedoplis Tskaro, Marneuli meteorological stations). In the eastern part of the valley west and north-west winds prevail (the Vaziani, Samgori, Tbilisi-airport meteorological stations).

The Javakheti Up-Land

In the Javakheti Up-Land the winds of the southern and northern rhumbs predominate and a season changing of the directions is very well expressed. In the south-western part (the Akhalkalaki and Efremovka meteorological stations) the winds of the north-west directions predominate in summer, but only in winter they have south-west directions.

Wind average velocities

Wind velocity is much depended on the relief's peculiarities and the site's protection degree. At the existed meteorological stations' net average annual velocities from 0.1 m/s (the Shovi meteorological station) up to 9.2 m/s (the Mta-Sabueti meteorological station) are fixed.

The lowest wind velocities are noticeable in the narrow and twisted gorges of the rivers, flowing down from the Kavkasioni Range, and from the South-Georgian Up-Land in a meridional direction, and in the place of the Kakheti Valley, protected by the ranges from the North, the West, and the South. The same situation is marked in the south-western part of the Low-Kartli Plain, which is also protected from three sides.

Average annual velocities are marked within the limits of 2.1 - 4.0 m/s in the Kolkheti Low-Land, in the narrow Adjara coastline of the Black Sea, in the Internal Kartli Plain, in the Javakheti Up-Land and in the north-east part of the Low-Kartli Plain. Though in these regions some zones are distinguished, where wind average annual velocities amount to 4.1 - 6.7 m/s. In the open and in the high places as Kazbegi, Mta-Sabueti, Tskhra-Tskaro average annual velocities are marked in the limits of 6.5 - 9.2 m/s.

In the Fig. 2.2, 2.3 and 2.4 a general average annual scene of the wind directions and velocities (Fig. 2.2), as well as according to the seasons, is presented [6]. The arrows, going to the center of the circle, show a wind direction, while the length of an arrow corresponds to the recurrence (number near the arrow) of this direction. The numbers near the circles denote an annual number of calm out of 1460 observations.

Daily motion of wind velocity

Over the entire territory of Georgia a daily motion of wind velocity is marked during the whole year. The amplitude of a daily motion is larger in a warm period of a year. This fact is connected with the increase of a vertical gradient temperature and, respectively, with the intensification of a thermal circulation.

The highest velocities are mainly observed in the second half of a day, while the lowest ones - at night and morning hours, when temperature contrasts have been already smoothed over. A daily motion of the wind velocity is much affected by the peculiarities of a relief. The acceleration of the wind velocity on the slopes of mountains is watched during night and evening hours just in the Alpine zone, which is characterized by a lag development of convection currents (e. g. the Kazbegi meteorostation).

In the valleys, located between the mountains of the East Georgia, the daily motion is subject to a common rule. However, in the separate places (as Gardabani, airport of Tbilisi) the intensification of the wind is noticed during night and morning hours in summer months, while in Akhmeta and in Lagodekhi the same phenomenon is watched for the space of a year. It should be noted, that in an intermountain low place of Kakheti the daily motion of velocity is marked poorly. But it is distinctly marked on the Black Sea Coast and in the Kakheti Low-Land the whole year round. The daily velocity amplitudes in the central part of Georgia make up 4.0 - 4.5 m/s in summer months.

On the Southern-Georgian Plateau and on the spurs of the Trialeti and Meskheti Ranges, as well as on the Akhalkalaki Plateau, the velocities reach their maximum in the second half of a day and minimum - within the night and morning hours.

Annual motion of a wind velocity

On the whole territory of Georgia the direct annual motion of the velocity is traced through with its maximum during the autumn-winter seasons. The exclusion makes up only several zones in the South Georgia, where the reverse annual motion takes place.

In the Alpine zone of the Kavkasioni Range the highest average monthly wind velocities are observed during a cold period of time - from November till March, while the summer months are characterized by minimal velocities. Such distribution of the velocities is typical for Alpine zones, because a mountain-valley circulation, which develops in lower zones, reaches the heights not more than 3,000 m.

On the South-Georgian Plateau maximal wind velocities are observed within January - March, as a whole, though on the Samsari and on the Javakheti Ranges with the heights of about 2,000 m, the highest velocities are noticed within June-September. It should be noticed that though the altitude of these ranges makes up 2,600 - 3,200 m above sea level, they raise above the Javakheti Plateau more than 1,000 - 1,600 m, since the average height of the Plateau amounts to 1,400 - 1,600 m.

In the Kolkheti Low-Land, on the slopes of the Meskheti and the Trialeti Ranges, as well as on the Akhalkalaki Plateau, the highest wind velocities are related to January-March, while the lowest ones - July-September.

In the average mountainous zones of the Kavkasioni Range and intermountain low places of the East Georgia the velocity maximum is shifted to April-July and minimum - to October-December due to the predominance of a mountain-valley circulation.

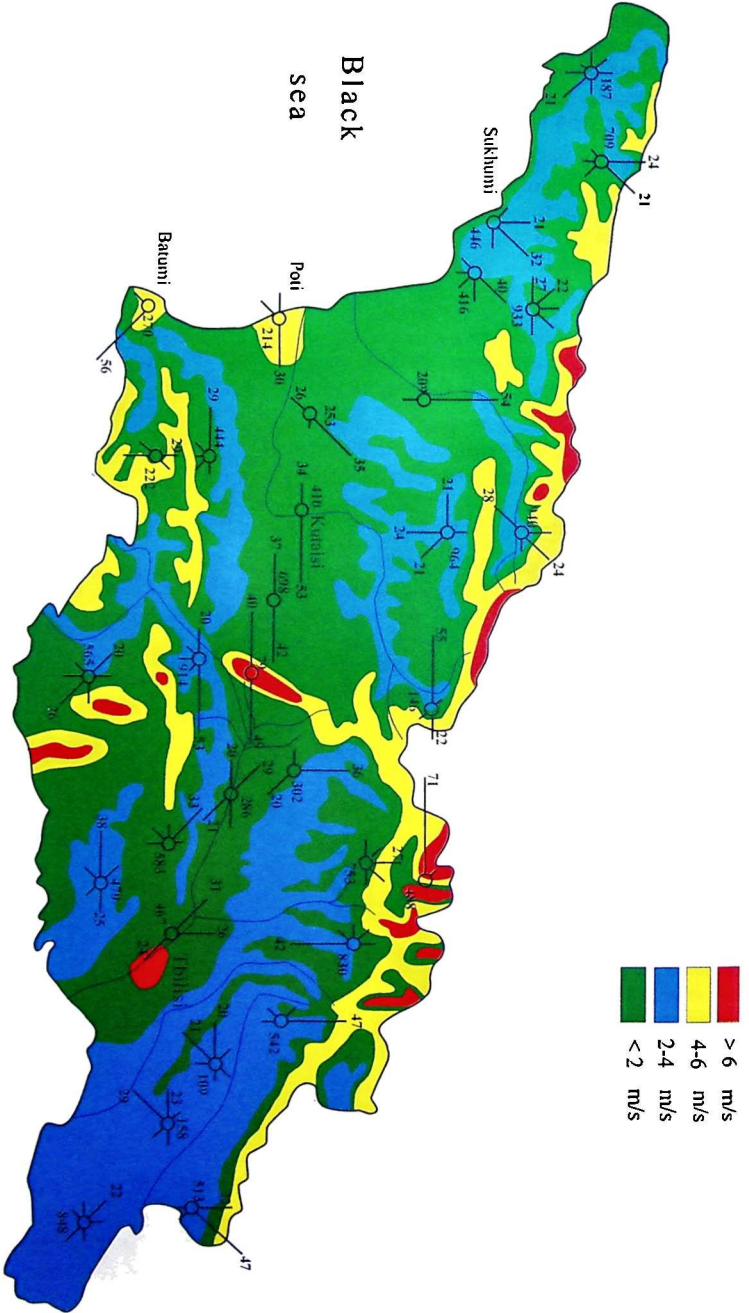


Fig. 2.2. Wind velocities and directions. The whole year.

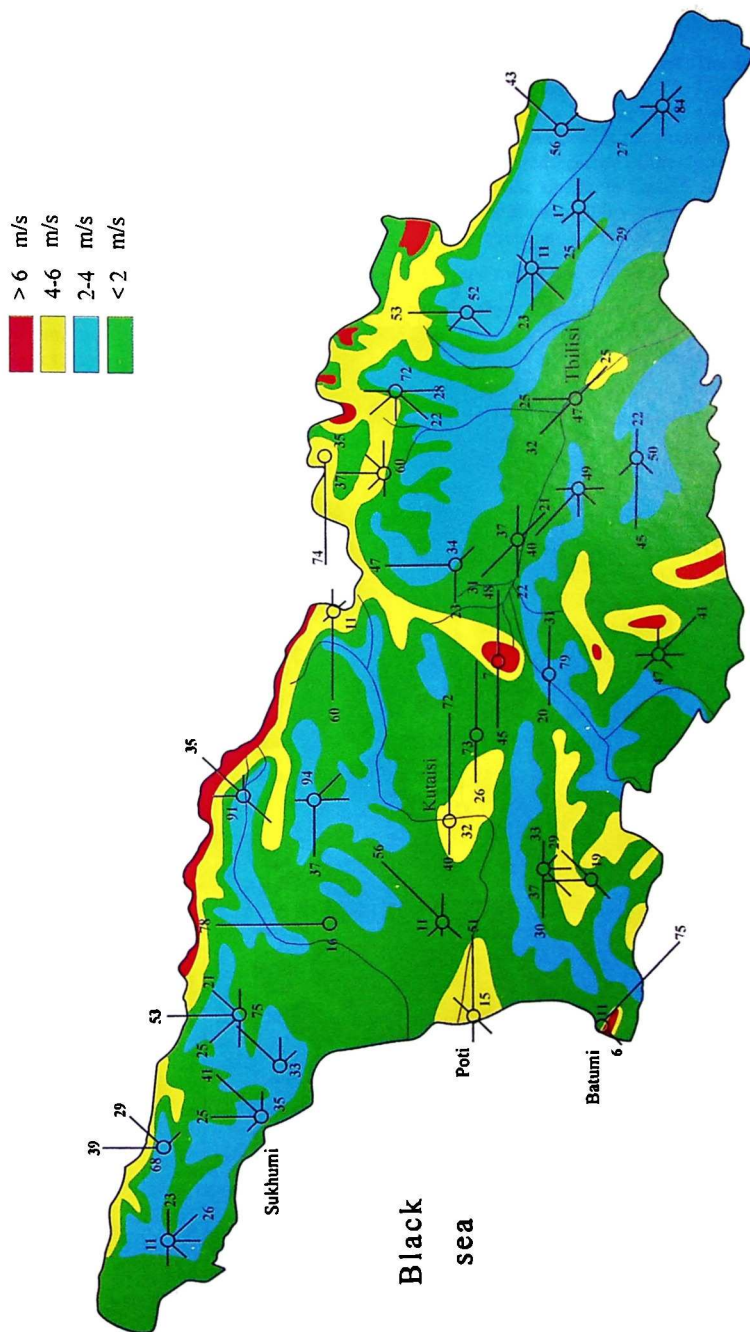


Fig. 2.3. Wind velocities and directions. January.

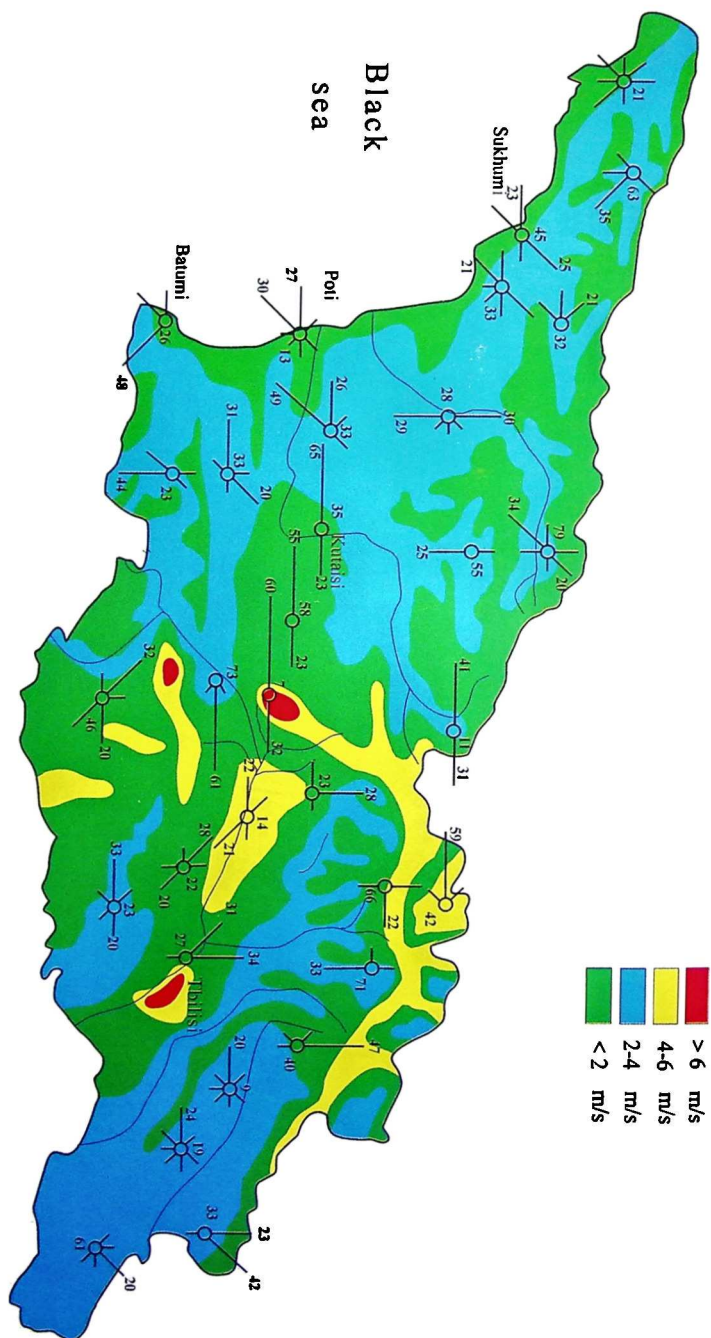


Fig. 2.4. Wind velocities and directions. July.

Centenary motion of a wind velocity

The intensity of a macroscale atmospheric motion is subject to cyclic variations. The analysis of a centenary motion of the wind velocity on the territory of the former USSR [5, 37] points to the deceleration of the wind velocity within the period of 1966 - 80's in comparison with the previous three decades. A main factor of a general deceleration of a wind velocity is the weakening of a general atmospheric motion in a certain period. This weakening occurred because of the decreasing of baric gradients, which proved to be in a maximum degree in the West Siberia. In Fig. 2.5 the histograms of a centenary motion for 3 meteorological stations with series of about 100 years' observations and for 4 meteorological stations with 40 years' period of observations are presented.

On the long term of wind velocity variations, 1 - 3 years' cycles are imposed.

Maximum deviations of an average annual wind velocity from a mean lasting one in these cycles, in the mean, makes up 25 - 30% with the exception of 50 - 70% in some regions. The highest wind velocities were observed in 1938, 1941, 1942, 1944, 1951, 1953, 1958, 1959, while the lowest ones - 1940, 1943, 1945, 1947, 1949, 1950 and 1960 [5].

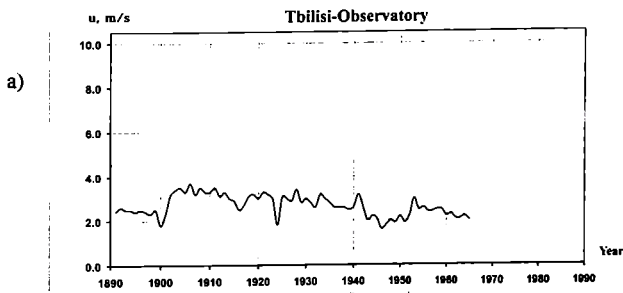
In the background of this process, the degradation of a weather-vane's openness noticeably influences the decreasing of the wind velocities, recorded at many meteorological stations. Most distinctly this influence is traced at the Kodjori meteorological station (Fig. 2.5-d). The territory around the meteorological station was planted with trees in the beginning of 50's. The weather-vane became less open and the recorded wind velocities decelerated at a time, as the trees grew.

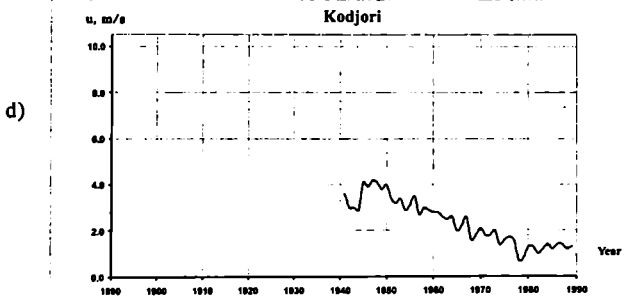
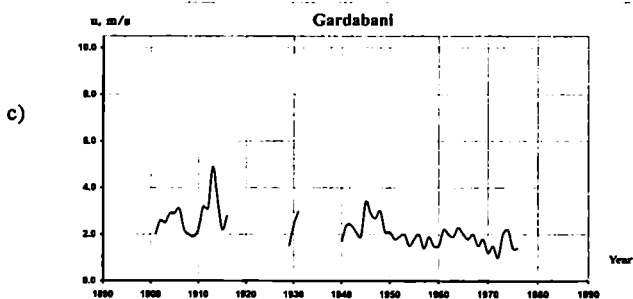
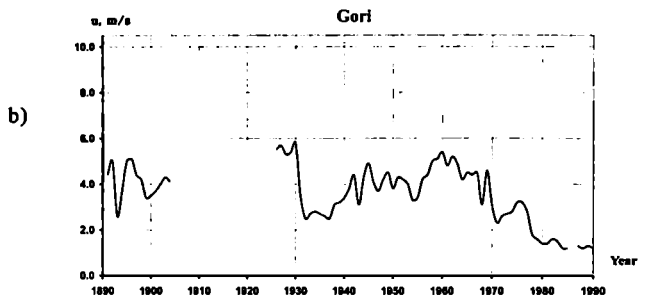
The analogous phenomena were observed at the Mta-Sabueti meteorological station (Fig. 2.5-f). The station is located on the crest of a range. The slopes of the range were covered with the forest. The edge of this forest was much lower, than the crest by the moment of the station's putting into operation in 1936. By the present time the forest has reached the crest part of the range and the recorded velocities decreased from 9.5 m/s to 3.8 m/s.

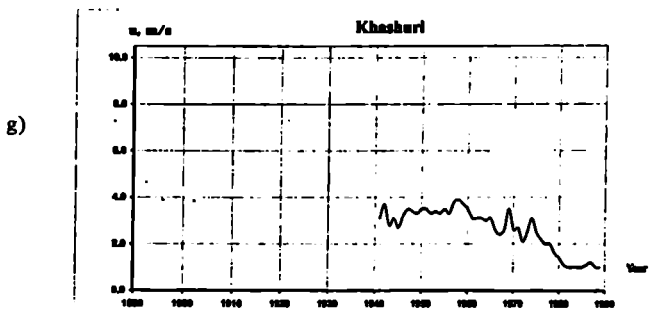
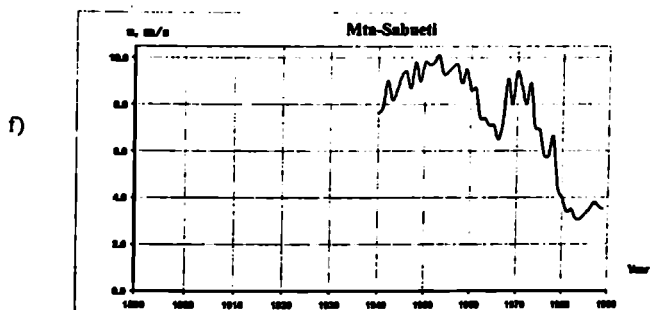
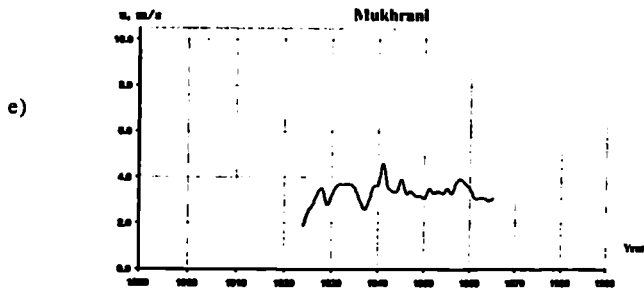
The fact, that the weather-vane became less open, was caused by buildings growth, which is typical for the meteorological stations, set out in some inhabited localities. The Gori and the Khashuri meteorological stations are the best illustrative examples of it (Fig. 2.5-b and 2.5-g).

In the process of the initial data analysis and their preparation all the above-mentioned factors have been taken into account as far as possible.

Fig. 2.5. The charts of a centenary motion for 7 meteorological stations.







CHAPTER 3. THE INITIAL DATA

3.1. The net of the meteorological stations of Georgia

The regular measurements of a wind regime have been carried out in Georgia more than 100 years.

In 1891 the measurements of the wind velocity and direction started at the Tbilisi Magnetic Meteorological Observatory, founded in 1837. The Wield weather-vane with a light plate was used while carrying out the measurements. In the same year the analogous measurements were undertaken in Gori, Abastumani, Sakara, while in Sokhumi and in Gardabani – since 1900. In 1919 the seaport in the city of Poti was developed, and with this connection, there was established the meteorological station there, where the measurements of a wind regime were carried out also.

The observations took place three times during daylight hours only. Since 1936 the whole net of the meteorological stations in USSR has been transferred to four times measurements: 1, 7 a.m. and 13, 19 p.m. of a local time. By this moment of the time the net, consisting of more, than 130 meteorological stations, had been functioning in Georgia, and by the end of 40-s the number of the stations had been increased up to 165. In succeeding years some of the meteorological stations were closed, and some breaks in the work of those with duration of several years were observed. The displacement of the others took place as well. These circumstances have been taken into consideration while selecting the meteorological stations, the data of which are used in the Atlas.

By the end of 40-s in the most part of meteorological stations the Wield weather-vanes by twos were set up: both WWVL with a light plate and mass of 0,2 kg and WWVH with a heavy plate and mass of 0.8 kg. Using WWVL, one can measure the wind velocities on the range of 1 – 20 m/s. When the wind velocity reaches 20 m/s, the plate is set up nearly an upper stud and takes almost a horizontal position. WWVH is applied for the measurements of velocities in the range of 4 – 40 m/s. The weather-vanes are mounted in a meteorological site on the masts with the height of 10m, though in some cases, when sheltering obstacles existed, the mast height is increased up to 15m [38].

Starting from 60-s, the anemohumbometers of M-63 with different modifications replaced the Wield weather-vanes, and at a time the eight-term observations were realized. While carrying out a wind velocity measurement, using these instruments, one can see that the interval of averaging makes up to 10 min.

3.2. The meteorological data

The many-years' data, got from meteorological stations and presented in the [5] alongside with the archives data of meteorological stations and measurements data, obtained from the high-altitude meteorological masts, were used in the Atlas.

On using the observation data, according to the Wield weather-vanes, one should take into account that these observations much depend on subjective factors. The essence of measuring methodology [38] is that an observer watches the swings of a weather-vane plate during 2 min and visually marks the number of a stud or the numbers of the studs, between which the plate produces its swings. Simultaneously he (or she) marks the stud number, which corresponds to the largest deviation of the plate during the interval within 2 minutes. This deviation is recorded as the maximal gust of a wind. The observations are being carried out according to WWVL with the wind velocities up to 10 – 12 m/s. Provided the velocities are higher, then they are observed by means of WWVH.

The analysis of measurements results showed that the velocities of 11, 13, 15, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 29, 31 m/s practically were not fixed by the observers. At the same time the raising of 9, 14, 20, 28, 34 m/s velocity observations numbers are marked. An error of the reading according to a weather-vane with the interval of 28 – 40 m/s velocities reaches 4 – 6 m/s. These errors can be explained by the constructional peculiarities of the weather-vane. They have been studied enough in detail [16, 38] and removed [5], as far as possible, during statistical processing of data.

The point, concerning the comparison of the measurements results by means of the Wield weather-vane and of an anemorhumbometre, is studied in [40]. It is shown, in particular, that the readings on WWVL in the range of 6 - 17 m/s velocities are raised at 5 - 7 % versus the readings of M-63M-1. The readings of WWVH differ even much more. In some works [39, 41] it was set forth that with the low, of about 5 m/s wind velocities, the readings on M-63 were diminished versus the Wield weather-vane. The analysis, carried on for revealing of deviations reason, shows that they are provided, mainly, by the subjective factors, which are inherent in the measurements, carried out by means of a weather-vane.

The necessity of high-altitude masts installation is the condition of a relief complicity of Georgia. In spite of the fact that homogeneity of meteorological conditions is held out on the territories with extension of some hundreds of quadratic kilometers, a fast variation of the separate climateforming factors is observed in the atmospheric boundary. Particularly, such a phenomenon is related to a wind regime. A wind velocity essentially varies at small distances, being under the influence of a bedding surface heterogeneity and of a wind velocity spatial interpolation in the condition of a mountainous relief of Georgia and can be applied with great restrictions [42]. Such a meaning as "meteorological station - analogue" in a flat site, which can be located in the radius of 50 - 70 km, loses its sense in the conditions of a mountainous relief [43].

One can get the assessment of windenergy resources in mountainous regions with an admissible precision by means of a numerical orographic model. This method is realized in WASP program and shows the good results for the conditions of a flat relief and for isolated and not too abrupt mountainous ridges. In these cases the errors are in the limits of 10%.

In more complex orographical conditions with the distances of 10 or more kilometers the numerical model allows getting only tentative estimations, which do not meet the requirements of Wind Energy.

In order to get enough reliable characteristics of a wind regime in the conditions of a complex relief, the direct measurements of a wind velocity and direction with usage of NRG firm's high-altitude meteorological masts have been undertaken in the process of the present Atlas's creation. The height of these masts equals 40 m. Moreover, they are fitted out with cup anemometers, a weather-vane and loggers. The anemometers are set out at the heights of 40 and 10 m, while the weather-vane - at the height of 40 m. The readings of a wind velocity and direction are produced each 2 sec during either 10 min or 60 min interval. Afterwards they are stored in the logger. On the expiry of the interval, the averaging is carried out and both a root-mean-square deviation and a maximum value of the wind velocities are defined. These operations are carried out for data acquisition from each anemometer and from a weather-vane. After the data processing has been completed, the data are logged in the replaceable chips. On doing it, the whole cycle is repeated again. The power supply for the logger is realized from two batteries.

The meteorological masts are installed in the sites, which are virtually useful for wind farms' building. The measurements of the wind velocity at the height of 10 m make them possible to be comparable with the data, got from meteorological stations. The synchronous measurements of the wind velocity at the two heights (10 m and 40 m) allowed experimentally to study the vertical profiles of the wind velocity in the different orographic conditions.

The wind velocity vertical variations coefficients, which were generalized for different types of reliefs and calculated according to the direct measurements data, are given in the Tables 3.1 - 3.5. The calculations have been carried out for four seasons of the year. Taking into consideration the coefficients of seasonal variations, m index of exponential curve for wind velocity vertical profile has been defined as well. The duration of initial series of measurements amounts to 1 - 4 years, that is why the presented data cannot be precisely calculated.

Coefficients of wind velocity increment in the atmospheric boundary

Open plateau

Table 3.1

Season	10	40	60	80	100	m
Winter	1.00	1.27	1.36	1.43	1.49	0.17
Spring	1.00	1.24	1.32	1.38	1.43	0.16
Summer	1.00	1.27	1.36	1.43	1.48	0.17
Autumn	1.00	1.25	1.34	1.40	1.45	0.16
Year	1.00	1.26	1.34	1.41	1.46	0.17

Sea beach

Table 3.2

Season	10	40	60	80	100	m
Winter	1.00	1.48	1.66	1.80	1.92	0.28
Spring	1.00	1.31	1.41	1.49	1.56	0.19
Summer	1.00	1.23	1.30	1.36	1.41	0.15
Autumn	1.00	1.43	1.58	1.70	1.80	0.26
Year	1.00	1.34	1.46	1.55	1.63	0.21

Narrow longitudinal gorge

Table 3.3

Season	10	40	60	80	100	m
Winter	1.00	1.32	1.43	1.52	1.59	0.20
Spring	1.00	1.20	1.27	1.32	1.36	0.13
Summer	1.00	1.22	1.29	1.34	1.39	0.14
Autumn	1.00	1.27	1.36	1.43	1.48	0.17
Year	1.00	1.24	1.32	1.38	1.43	0.15

Wide longitudinal hollow

Table 3.4

Season	10	40	60	80	100	m
Winter	1.00	1.43	1.59	1.71	1.81	0.26
Spring	1.00	1.37	1.50	1.60	1.68	0.23
Summer	1.00	1.46	1.63	1.77	1.88	0.27
Autumn	1.00	1.45	1.62	1.75	1.85	0.27
Year	1.00	1.43	1.59	1.71	1.81	0.26

The crest of a cross range

Table 3.5

Season	10	40	60	80	100	m
Winter	1.00	1.28	1.37	1.45	1.50	0.18
Spring	1.00	1.26	1.34	1.41	1.46	0.16
Summer	1.00	1.25	1.34	1.40	1.46	0.16
Autumn	1.00	1.28	1.37	1.44	1.50	0.18
Year	1.00	1.26	1.35	1.42	1.48	0.17

3.3. The topographical data

A main source for obtaining of topographical information was topographical maps. Taking into consideration the complicity of the Georgian relief, a very important factor is the obtaining of an precise definition of meteorological stations' coordinates, as far as an error with a few hundred meters may cardinaly change the conditions of the relief around the station on the map versus its real location. A preference was shown for the maps of 1:25 000 scales. For more precise definition of the coordinates the maps of 1:10 000 scale were used. In some doubtful cases expeditionary trips were undertaken.

The coordinates of high-altitude meteorological masts were being installed by means of siting and the definition of the coordinates was made with the help of 1:10 000 or 1:5 000 scale maps.

After the coordinates' having been precisely defined, a section of the map in the radius not less than 5 km around the meteorological station was digitized, and the map, transformed into a digital form, was used as input data for a numerical model, taking into account a relief, sheltering obstacles and a bedding surface roughness. Cartographic objects (windbreaks, separate buildings), which are considered as sheltering obstacles, were defined according to the scale of a map and often by means of a visual observation.

To each picked out on the map object, which differ from the adjacent ones by its character of a bedding surface, the parameter of roughness was assigned. On doing it, a special attention was paid to registration of the landscape variations within the interval of time, passed from the moment of topographical maps' compilation.

3.4. The list of meteorological stations and high-altitude meteorological masts

165 meteorological stations have been functioning on the territory of Georgia since 1936, but out of this number only 43 meteorological stations have been selected for their usage in the Atlas. An average many-years' value of wind velocity was taken as a main criterion for this procedure. In addition, a station class of openness, the period of observations, the breaks of observations and displacements of stations have been taken into account.

In Fig. 3.1 the schematic map of Georgia is presented, where the lay-out of all meteorological stations, high-altitude meteorological masts and just those meteorological stations, the data of which are used in the Atlas, are shown. On the selection of the last, a drastic role played an average many-years' wind velocity, since the sites with small wind velocities (a priori) is not of interest from Wind Energy point of view. Nevertheless, with the object of a more or less even coverage of the whole territory of Georgia, few meteorological stations with an average many-years' wind velocity less than 3 m/s are also involved in the list of meteorological stations.

The most important information, concerning these meteorological stations, is used in the Atlas and presented in the list of meteorological stations. The meteorological stations numeration in the second column of the list and on the map (Fig. 3.1) corresponds to the numeration, used in [5].

The names of the meteorological stations are arranged in the third column, in an alphabet order. The geographical coordinates are presented in the fourth and in the fifth columns. The altitude above sea level, presented in the sixth column, was being made more precise according to the topographical maps and by means of observations, carried out on the sites. The weather-vane height, the period of observations and average annual wind velocity are shown in the eighth and ninth columns, respectively. The air density is shown in the tenth column. The density values are calculated according to a barometric formulae, for the standard atmosphere at the temperature of 15°C on the sea level and with a constant vertical temperature gradient of -6.5°C with increasing of the height at every 1000 m. In the eleventh column the page number of the Atlas is shown, where correspondent cadastral data are presented.

The list of high-altitude meteoromasts (Table 3.7) is the continuation of meteorostations list. They differ from each other only by the seventh column, where two or three heights of anemometers installation are shown, while in the ninth column two or three wind velocities are presented, respectively.

Meteostations

Table 3.6

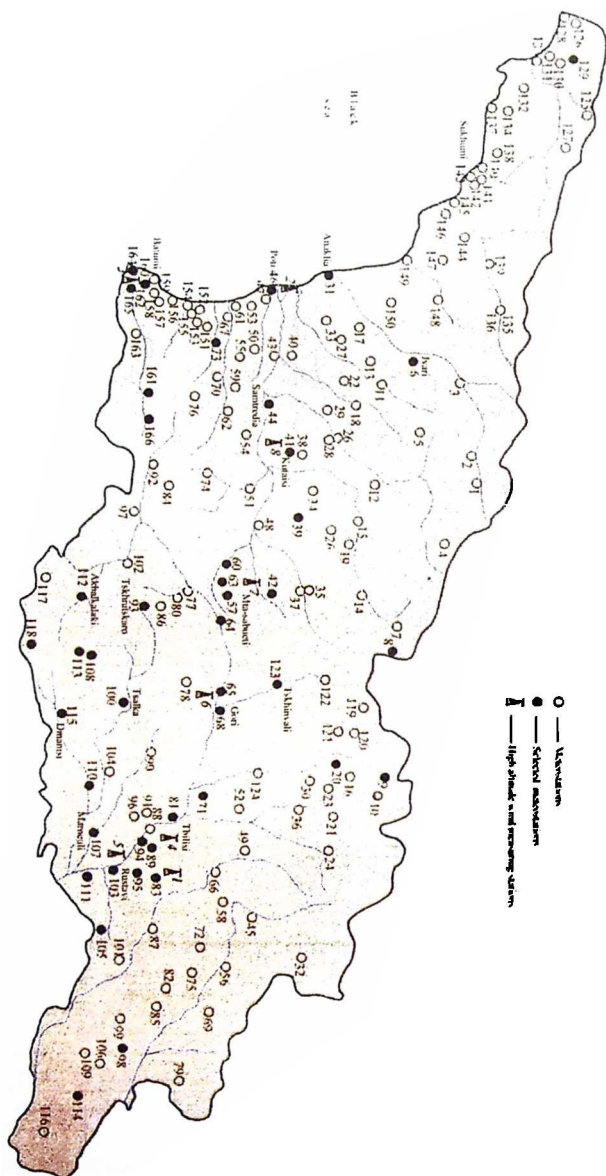
No.	No of refer. book	Name	Latitude	Longitude	Alt. a.s.l., m	Alt. of weather vane, m	Period	Aver. annual wind speed, m/s	Air density ρ , kg/m ³	Table page
1	31	Atakha	42°24'	41°34'	3	12	1930-1960	2.2	1.226	184
2	112	Akhalkalaki GMS	41°23'	43°29'50"	1722	12	1936-1960	3.0	1.038	186
3	162	Batumi-airport	41°36'12"	41°36'20"	10	10	1947-1980	4.6	1.226	188
4	110	Bolnisi	41°27'	44°33'	535	12	1936-1960	2.1	1.168	190
5	164	Charnali	41°34'20"	41°35'50"	310	12	1952-1960	3.0	1.190	256
6	115	Dmanisi	41°19'	44°12'	1255	11	1936-1960	2.8	1.089	200
7	81	Digomi	41°47'	44°44'	456	11	1950-1957	3.9	1.178	202
8	6	Dvari	42°43'30"	42°02'30"	268	10	1941-1948 1950-1960	4.7	1.192	266
9	20	Dvari pass	41°30'15"	44°27'15"	2380	11	1936-1960	2.0	0.961	268
10	118	Efremovka	41°11'50"	43°45'	2112	12	1936-1960	3.1	1.010	204
11	129	Gagrian Range	43°19'	40°17'	1590	11	1936-1960	2.9	1.050	192
12	111	Gardabani	41°29'	45°05'	308	11	1891-1976	2.1	1.190	194
13	166	Goderdzi pass	41°43'	42°31'	2025	11	1941-1960	5.4	1.010	196
14	68	Gori	41°59'50"	44°05'	588	11	1891-1990	4.1	1.157	198
15	165	Kapandibi	41°34'	41°41'30"	20	8	1941-1949	5.3	1.226	210
16	9	Kazbegi Alpine	42°40'45"	44°32'10"	3665	11	1936-1960	6.4	0.844	246
17	42	Korbouli	42°14'	43°28'40"	794	11	1939-1960	3.9	1.134	212
18	60	Kharagouli	42°01'20"	43°12'10"	275	11	1942-1980	2.5	1.197	260
19	64	Khashuri	42°00'	43°34'30"	747	11	1938-1990	3.2	1.140	262
20	161	Khulo	41°39'	42°19'10"	923	11	1937-1975	2.6	1.122	264
21	41	Kutaisi GMS	42°14'32"	43°37'40"	114	11	1935-1980	5.0	1.216	244
22	8	Mamisoni pass	41°42'	43°48'	2854	7	1936-1960	5.4	0.932	214
23	107	Mariculi	41°29'	44°49'	406	13	1938-1970	1.8	1.179	216
24	83	Marikopi	41°48'20"	45°00'40"	895	11	1956-1961	4.4	1.121	218
25	57	Mta-Sabueti GMS	42°02'	43°29'	1248	10	1940-1990	9.2	1.089	220
26	71	Mukhrani	44°35'	41°50'	558	11	1924-1990	3.6	1.157	222
27	113	Poka	41°24'	43°48'	2080	9	1936-1943	3.8	1.007	240
28	46	Poti-port	42°10'30"	41°39'32"	3	16	1936-1980	4.3	1.226	242
29	108	Radionovka	41°26'45"	43°51'30"	2175	10	1936-1960	4.0	1.010	224
30	103	Rustavi	41°34'	45°02'50"	372	11	1949-1960	4.8	1.180	226
31	89	Samgori GMS	41°42'40"	44°53'40"	549	12	1952-1970	6.7	1.158	228
32	44	Samtredia	42°10'10"	42°20'25"	35	11	1941-1975	2.8	1.226	250
33	114	Shiraki	41°24'	46°20'	562	11	1936-1960	1.2	1.158	248
34	65	Skra	42°00'20"	43°53'12"	607	12	1941-1960	4.5	1.156	252
35	94	Tbilisi-airport	41°39'40"	44°57'30"	480	11	1934-1980	5.8	1.169	208
36	39	Tkibuli	42°20'15"	42°59'	524	11	1937-1960	2.8	1.165	254
37	100	Tsaika	41°36'	44°06'20"	1470	13	1939-1970	2.0	1.059	254
38	63	Tsipa	41°59'40"	43°26'30"	673	11	1936-1960	3.8	1.156	256
39	98	Tsnori	41°37'40"	46°01'	222	11	1950-1970	1.0	1.207	258
40	123	Tskhinvali	42°14'	43°59'	862	10	1941-1960	4.0	1.124	252
41	93	Tskhratskaro pass	41°40'	43°32'	2466	11	1958-1963	5.4	0.980	258
42	105	Udabno	41°30'	45°24'	765	12	1951-1960	3.9	1.138	256
43	95	Vaziani	41°38'	45°03'	632	7	1947-1953	3.7	1.156	206

High-altitude metcomasts

Table 3.7

No.	No of refer. book	Name	Latitude	Longitude	Alt. a.s.l., m	Alt. of weather vane, m	Period	Aver. annual wind speed, m/s	Air density ρ , kg/m ³	Table page
7	3	Chorokhi	41°33'50"	41°40'20"	20	10/40	2001 - until pr	4.6-6.0	1.226	254
1	8	Kutaisi	42°09'50"	42°42'25"	86	20/40	1998 - 2000	3.9-4.5	1.218	252
2	4	Lisi	41°44'40"	44°42'45"	648	10/40	2002 - until pr	2.4-3.4	1.156	272
3	7	Mta-Sabueti	42°02'	43°29'	1248	20/30/50	1998 - 1999	6.5-9.7-8	1.089	274
4	2	Poti	42°09'30"	41°39'26"	0.5	10-40	2000 - until pr	3.4-4.7	1.226	250
5	1	Samgori	41°44'	44°50'50"	655	10/40	1999 - until pr	4.8-6.6	1.156	276
6	6	Skra	42°00'	43°56'09"	615	20/30/40	2003 - until pr	3.3-4.3-5.1	1.156	278
8	5	Yagudja	41°33'15"	44°56'22"	756	10/40	2002 - until pr	3.2-4.3	1.159	270

Fig. 3.1. The net of meteorostations of Georgia



CHAPTER 4. THE CADASTRE DATA

On the map 4.1 WEP distribution on the territory of Georgia is presented for the height of 50 m above the ground level.

These data were calculated for 43 meteostations and for 8 high-altitude meteomasts (see p.p. 183 - 285). For each meteostation and each meteomast the Cadastre data were arranged in two adjacent pages.

In the left page the following information is put:

- **The meteostation description**, which involves a meteostation number, accepted in [5], the name and the table, consisting of coordinates, the altitude above sea level, a weather-vane height and observation period. Further, a brief physical-geographical description of a meteostation outskirts and the table of average monthly wind velocities follow.
- **An isohypses map** is constructed by means of a topographical map digitizing. The roughness of the surface is imposed on the isohypses map. A meteostation location is marked by anemometer symbol.

In the right page the following information is given:

- **The table**, which comprises average annual velocity and a wind current specific power, calculated according to the measurements of data on the site (Observed), the same values according to the selected parameters of the Weibull distribution (Weibull fit) and predicted values, calculated for the same site with usage of the selected Weibull distribution (Predicted).
- **Wind rose and histogram of velocities total distribution according to gradations**. Wind rose is constructed over eight rhumbs with favourable rhumbs (light segments) and unfavourable rhumbs (dark segments) mark on it from viewpoint of power engineering. The histogram graphically shows velocities total distribution according to the gradations, and the curve of the selected Weibull distribution is superimposed on it.
- **The output table of a wind regional regime**. This table involves an average annual velocity and a wind current specific power, which characterize a given region. These values are given for 5 heights and 4 classes of roughness. The coefficients of the Weibull distribution are also presented in the table. The data in the table were obtained by means of WASP program processing many-years' observations series at meteostations and at high-altitude meteomasts. A relief effect as well as the influence of sheltering obstacles, the plots of bedding surface with different roughness and wind velocity vertical profiles have been taken into consideration.

This table together with the wind rose and the histogram can be considered as a final product of the Atlas.

It is worthy to note a divergence of assessments of wind flow specific power for the same place, calculated according to many-years data of MS and according to the measurements on HMM (for example Skra, Kapandiba). With a good coincidence of wind average velocities, a considerable divergence in the laws of velocity probability distribution is observed. It is known [5] that rather steady values of wind average velocities can be obtained from 8 – 10 years' observations. To make the laws of distribution of wind velocity probabilities, the length of rows of observations must be 30 – 50 years, while the rows of observations on HMM only to 1 – 4 years. That is the cause of divergences of distribution laws and thus of assessments of wind flow specific power. So the assessments, received on the basis of many-years data of meteostations, must be preferred.

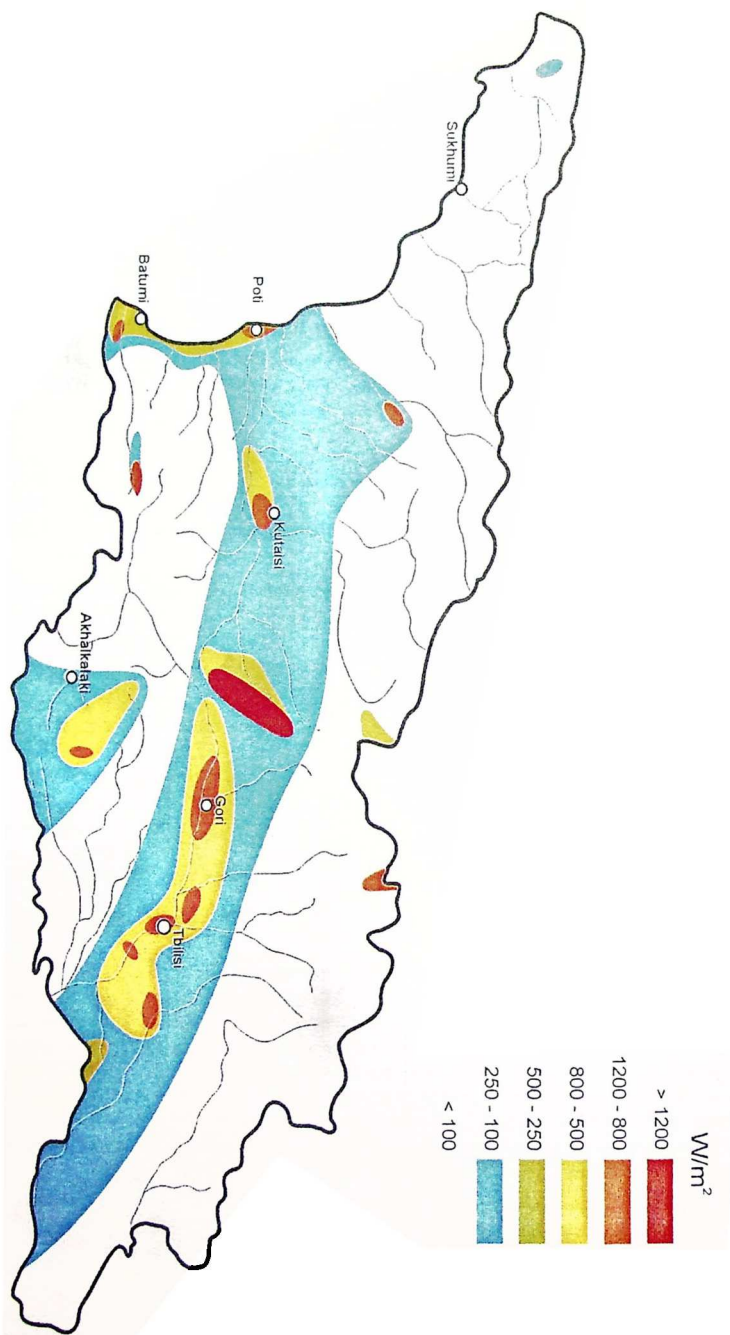


Fig. 4.1. WEP distribution on the territory of Georgia is presented for the height of 50 m above the ground level

ლიტერატურა Literature References

1. Балдабев А.Г., Месхи И.С. Ветроэнергетические ресурсы Грузинской ССР. Тбилиси. АН ГССР, 1959.
2. Фатеев Е.М. Ветродвижатели и их использование в сельском хозяйстве. Москва, Машизт, 1957.
3. Сухишвили Э.В. Ветроэнергетические ресурсы Грузии. *Труды Тбилисского ГИМ*, вып. 5, 1959.
4. Сухишвили Э.В. Режим ветра на Кольхидской низменности. *Труды Закавказского ГИМ*, вып. 5, Ленинград. Гидрометеониздат. 1959.
5. Справочник по климату СССР. Вып. 14, Часть III Ветер. Ленинград. Гидрометеониздат. 1968.
6. Климат и климатологические ресурсы Грузии. *Труды Закавказского ГИМ*, вып. 44 (50). Ленинград, Гидрометеониздат. 1971.
7. Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Э.В. Возобновляемые энергоресурсы Грузии. Ленинград, Гидрометеониздат. 1989.
8. Erik L. Petersen, Ib. Troen, Niels G. Mortensen. The European wind energy resources. ECWEC'88 Conference in Herning, 1988 (Risø-M-2742).
9. Ib. Troen, Erik L. Petersen. European Wind Atlas. Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark, 1989.
10. Старков А.Н., Ландберг Л., Безруких П.П., Борнсенко М.М. Атлас Ветров России. Москва, 2000.
11. Lettau, H. Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element distribution. *J. Appl. Met.*, 1969, vol. 8.
12. Charnock, H. Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1955, vol. 81.
13. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Цыплухин В.Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. Ленинград, Гидрометеониздат. 1976.
14. Perera, M.D. Shelter behind two-dimensional solid and porous fences. *J. Wind Engin. and Industrial Aerodyn.*, 1981, vol. 8.
15. Taylor, P.A. and H.W. Teunissen. The Askervein Hill Project: Overview and background data. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1987, vol. 39.
16. Бернгардт Р.П., Заварина М.В. Климатологическая оценка точности измерения больших скоростей ветра. *Труды ГГО*, вып. 333, 1974.
17. Beljaars, A.C.M., J.L. Walmsley and P.A. Taylor. A mixed spectral finite-difference model for neutrally stratified boundary-layer flow over roughness change and topography. *Boundary Layer Meteorol.*, 1987, vol. 38.
18. Jensen, N.O., E.L. Petersen and I. Troen. Extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications. World Meteorological Organization, WCP-86. 1984.
19. Альтигуль А.Д., Жипотовский Л.С., Иванов Л.П. Гидравлика и аэродинамика. Москва, Стройиздат. 1987.
20. Businger, J. Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. In: Workshop on Micrometeorology. Ed. by D.A. Haugen. American Meteor. Soc., Boston, Mass., 1973. 67-100.
21. Dyer, A. J. A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1974, vol. 7.
22. Rossby, C.G. and K.B. Montgomery. The layer of frictional influence in wind and ocean currents. *Papers in Phys. Oceanogr. Meteor.* MIT and Woods Hole Oceanogr. Inst., 1935, no. 3.
23. Panofsky, H.A. Tower micrometeorology. In: Workshop on micrometeorology. Ed. D.A. Haugen, American Meteorological Society, Boston, Mass., 1973.

24. Sempreviva, A.M., S.E. Larsen, N.G. Mortensen and I. Troen. Response of neutral boundary layers to changes of roughness. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1990, vol. 50.
25. Rao, K.S., J.C. Wyngaard and D.R. Cote. The structure of the two-dimensional internal boundary layer over a sudden change of surface roughness. *J. Atmos. Sci.*, 1974, vol. 26.
26. Jackson, P.S. and J.C.R. Hunt. Turbulent wind flow over a low hill. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1975, vol. 101.
27. Troen, I. and A.F. de Baas. A spectral diagnostic model for wind flow simulation in complex terrain. Proceedings of the European Wind Energy Association Conference and Exhibition. Rome, October 7-9, 1986.
28. Walmsley, J.L., J.R. Salmon and P.A. Taylor. On the application of a model of boundary-layer flow over low hills to real terrain. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1982, vol. 23.
29. Oberhettinger, F. Fourier expansions. A collection of formulas. Academic Press, New York and London, 1973.
30. Courtney, M.S. An atmospheric turbulence data set for wind turbine research. Wind Energy Conversions 1988. Proc. of the 10th British Wind Energy Association Conference. London 22-24 March. Mechanical Engineering Publications, London, 1988.
31. Weibull, W. A statistical distribution function of wide applicability. *J. Appl. Mech.*, 1951, vol. 18.
32. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах (пер. с англ.). Москва, Мир, 1969.
33. Gumbel, E.J. Statistics of extremes. Columbia University Press, New York, 1958.
34. Руководство по проверке метеорологических приборов. Гидрометеоиздат, 1956.
35. Clarke, R.H. and G.D. Hess. Geostrophic departure and the functions A and B of Rossby-number similarity theory. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1974, vol. 7.
36. Salmon, J.R., A.J. Bowen, A.M. Hoff, R. Johnson, R.E. Mickle, P.A. Taylor, G. Tetzlaff and J.L. Walmsley. The Askervein Hill Project: Mean wind variations at fixed height above ground. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1987, vol. 43.
37. Белокрылова Т.А. Об изменении скоростей ветра на территории СССР. *Труды ВНИИГМИ-МЦД*, вып. 150, Ленинград, Гидрометеоиздат, 1989.
38. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып.3, часть 1, Ленинград, Гидрометеоиздат, 1969.
39. Коштинский С.Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. *Труды ВНИИГМИ-МЦД*, вып. 150, Ленинград, Гидрометеоиздат, 1989.
40. Бернгардт Р.П. Восстановление однородности рядов максимальных скоростей ветра. *Труды ГГО*, вып. 475, 1983.
41. Борисенко М.М., Кравченко И.К. Уточненное распределение максимальных скоростей и порывов ветра на территории СССР. *Известия ВГО*, т. 120, вып. 14, 1988.
42. Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1977.
43. Рекомендации по определению климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов. *ГГО*, Ленинград, Гидрометеоиздат, 1989.

მეტეოროლოგიური სადგურები და მაღლივი მეტეომატები

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ И ВЫСОТНЫЕ МЕТЕОМАЧТЫ

METEOROLOGICAL STATIONS AND HIGH-ALTITUDE METEOMASTS

31. ანაკლია Anaklia Анаклия

$\varphi = 42^{\circ}24'$	$\lambda = 41^{\circ}34'$	3 m a.s.l.	H = 12 m	1930 – 1960
---------------------------	---------------------------	------------	----------	-------------

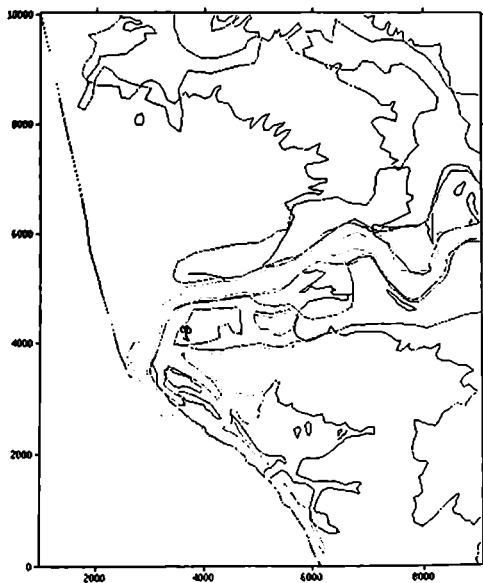
სადგური განთავსებულია კოლხეთის დაბლობის ჩრდილო-დასავლეთით, ყველაზე დაბალ მდებარე ზღვისპირა ნაწილში. მეტეოსადგურის გარშემო რელიეფი წარმოადგენს შავი ზღვის სანაპირო ზოლის ეაკეს. მიმდებარე ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი დაკავებულია ჩაის და სხვა სუბტროპიკული კულტურების პლანტაციებით. მეტეოსადგური განლაგებულია ციტრუსების მუყურნობის ტერიტორიაზე და გარშემორტყმულია ციტრუსებითა და ქარსაყვანი ზოლებით. სანაპირო ხაზი მდებარეობს მეტეოსადგურიდან დასავლეთით 2.5 – 3.0 კმ მანძილზე და ამ მონაკვეთზე აქვს მერიდიანული მიმართულება.

Станция расположена в северо-западной прибрежной, самой низкой части Колхидской низменности. Рельеф окружения метеостанции представляет собой равнину прибрежной полосы Черного моря. Большая часть прилегающей местности занята плантациями чая и других субтропических культур. Метеоплощадка расположена на территории цитрусового хозяйства, в окружении насаждений разнообразных цитрусовых культур и ветрозащитных полос. Береговая линия находится с западной стороны, на расстоянии 2.5 – 3.0 км и имеет на этом участке меридиональное направление.

This station is situated in the north-west, off-shore and the lowest part of the Kolkhid Lowland. The relief of the meteorostation surrounding presents the plain of the Black Sea's coastal strip. The most part adjacent to the site is occupied by tea plantations and the other subtropical growings. The meteorological site is located on the territory of the citrus – growing, surrounded by diverse citrus plants and wind-breaks. The coastal line is on the distance of 2.5 – 3.0 km from the west side and has a meridional direction in this plot.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

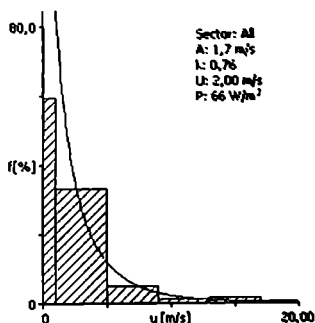
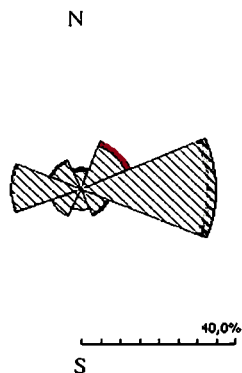
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.8	2.8	2.8	2.5	2.0	1.7	1.6	1.6	1.6	2.0	2.8	2.5	2.2



31. ანაკლია Anaklia Anaklia

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.00 m/s	2.00 m/s	1.95 m/s
Mean power density	66 W/m ²	66 W/m ²	68 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	2.5	1.7	1.5	1.2
	Weibull k	0.80	0.73	0.73	0.74
	Mean speed U [m/s]	2.89	2.04	1.78	1.42
	Power density P [W/m ²]	169	83	55	26
25.0 m	Weibull A [m/s]	2.8	2.0	1.8	1.6
	Weibull k	0.81	0.76	0.75	0.76
	Mean speed U [m/s]	3.15	2.42	2.18	1.86
	Power density P [W/m ²]	210	120	89	53
50.0 m	Weibull A [m/s]	3.0	2.4	2.2	1.9
	Weibull k	0.83	0.79	0.79	0.79
	Mean speed U [m/s]	3.37	2.75	2.51	2.21
	Power density P [W/m ²]	241	149	117	79
100.0 m	Weibull A [m/s]	3.3	2.9	2.7	2.4
	Weibull k	0.82	0.85	0.84	0.84
	Mean speed U [m/s]	3.62	3.18	2.93	2.62
	Power density P [W/m ²]	304	186	149	107
200.0 m	Weibull A [m/s]	3.5	3.5	3.2	2.9
	Weibull k	0.81	0.84	0.84	0.85
	Mean speed U [m/s]	3.94	3.80	3.48	3.12
	Power density P [W/m ²]	417	325	255	174

112. ახალქალაქი გმს ახალკალაქი ГМС Akhalkalaki GMS

$\varphi = 41^{\circ}23'$	$\lambda = 43^{\circ}29'30''$	1722 m a.s.l.	H = 12 m	1936 - 1960
---------------------------	-------------------------------	---------------	----------	-------------

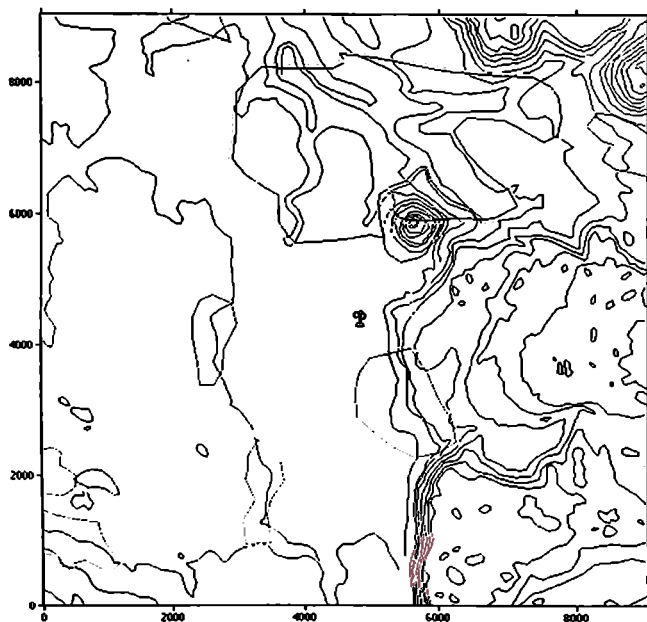
მეტეოლოგიური მდებარეობის ქალაქიდან 2 კილომეტრის დაშორებით სამხრეთ-დასავლეთის მხარეს და განთავსებულია აეროპორტის ასფურენ მინდორზე ყოველი მხრიდან და და სწორ ადგილზე. მეტეოლოგიურ დასავლეთ მხარეს ამუშებულა ორი პატარა ერთსართულიანი სახლი. აღმოსავლეთით, მეტეოლოგიურიდან 100 მეტრის მოშორებით, გადის გზატკეცილი ახალქალაქი - ნინოწმინდა. მეტეოლოგიური სემოტარენი დაკავებულია უცხო სახნავ-ნათესი მინდორით, თუ არ მივიღებთ მხედველობაში ცალკეულ ნარგავებს.

Метеоплощадка находится на территории посадочного поля аэропорта в двух километрах к ЮЗ от города, на ровном открытом со всех сторон месте. С западной стороны от метеоплощадки находится два небольших одноэтажных дома. В 100 м к востоку от метеоплощадки проходит шоссейная дорога Ахалкалаки - Нинотсминда. Древесной растительности, за исключением отдельных посадочных, в районе города нет, вся окружающая местность занята пашнями и лугами.

The meteorological site is situated on the territory of the airport landing ground at the distance of 2 km towards SW of the town. This area is plane and open from all sides. Two small one-storeyed houses occupy the territory from the west side of the meteorological site. The Akhalkalaki - Ninotsminda motorway passes in 100 m to the east of the meteorological site. There is no wood vegetation in the region of the town, and the whole surrounding area is occupied by ploughed fields and meadows, with the exception of some separate plantings.

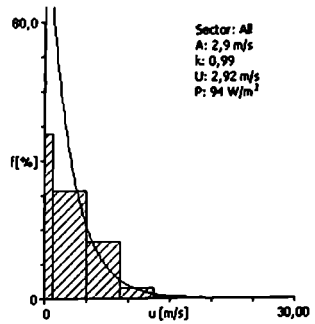
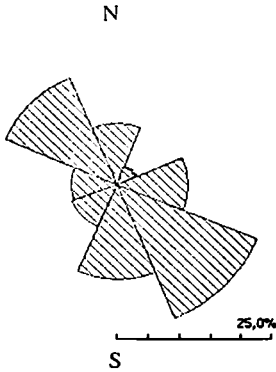
ქარის საშუალო თვიური სიქქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.7	3.7	3.8	3.6	3.1	2.7	2.7	2.8	2.2	2.1	2.7	3.2	3.0



ქრის ავჯილიბნის რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.92 m/s	2.92 m/s	2.93 m/s
Mean power density	94 W/m ²	94 W/m ²	101 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	4.4	2.9	2.6	2.0
	Weibull k	1.08	0.96	0.96	0.97
	Mean speed U [m/s]	4.25	3.00	2.61	2.07
	Power density P [W/m ²]	234	109	72	35
25.0 m	Weibull A [m/s]	4.8	3.6	3.2	2.7
	Weibull k	1.10	1.01	1.00	1.01
	Mean speed U [m/s]	4.64	3.55	3.20	2.70
	Power density P [W/m ²]	295	162	120	71
50.0 m	Weibull A [m/s]	5.2	4.2	3.8	3.3
	Weibull k	1.12	1.07	1.06	1.06
	Mean speed U [m/s]	4.96	4.05	3.70	3.23
	Power density P [W/m ²]	343	207	162	108
100.0 m	Weibull A [m/s]	5.5	4.9	4.5	4.0
	Weibull k	1.11	1.14	1.15	1.14
	Mean speed U [m/s]	5.34	4.70	4.33	3.84
	Power density P [W/m ²]	440	281	218	153
200.0 m	Weibull A [m/s]	6.0	5.9	5.4	4.8
	Weibull k	1.08	1.12	1.12	1.15
	Mean speed U [m/s]	5.83	5.64	5.19	4.59
	Power density P [W/m ²]	610	512	391	260

162. ბათუმი-აეროპორტი Батуми-Аэропорт Batumi-Airport

$\varphi = 41^{\circ}36'12''$	$\lambda = 41^{\circ}36'20''$	10 m a.s.l.	H = 10 m	1947 – 1990
-------------------------------	-------------------------------	-------------	----------	-------------

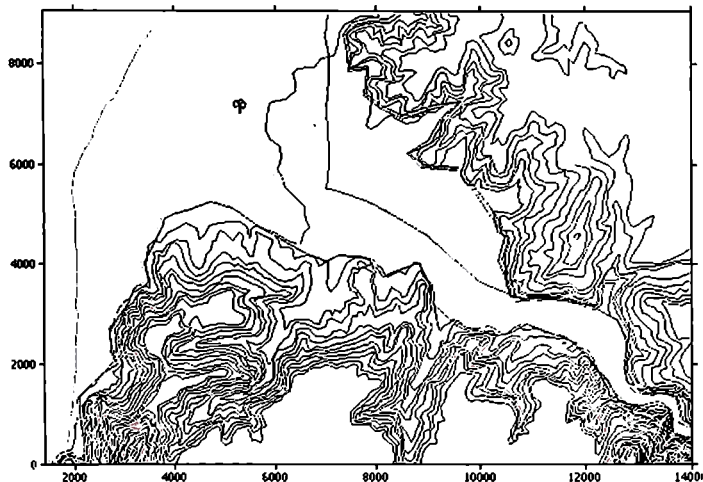
მეტეოლოგიური მეტეოსტაციის აეროპორტის დასაფრენ მინდორზე ღია და სწორ ადგილზე. აეროპორტის მთავარი შენობიდან 50 მეტრის მანძილზე სამხრეთით. მიმდებარე რაიონში გაშლილია ციტრუსების პლანტაციები, ხაღის ბაღები და ქარსაცავი ზოლები.

Метеоплощадка находится на территории посадочного поля аэропорта на открытом и ровном месте, на расстоянии 50 м к югу от главного здания аэропорта. Растительность окружающего района состоит из цитрусовых плантаций, фруктовых садов, полей и ветрозащитных полос.

The meteorostation is situated on territory of a touchdown field of the airport, on the open and level ground, apart 50 m to the south from a major building of the airport. The vegetation of enclosing region consists of citrus plants, orchards, fields and wind-breaks.

ქარის საშუალო თვიური სიქარები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

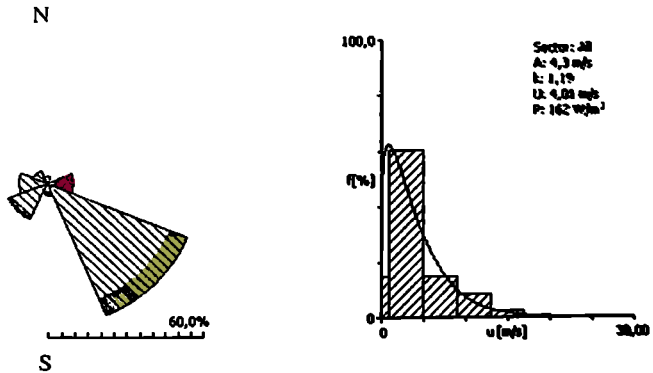
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	7.2	6.4	4.7	3.8	3.0	3.1	2.8	3.1	3.2	4.6	5.7	7.3	4.6



162. ბათუმი-აეროპორტი Батуми-Аэропорт Batumi-Airport

ქარის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.01 m/s	4.01 m/s	3.96 m/s
Mean power density	162 W/m ²	162 W/m ²	165 W/m ²



ქარის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	4.3	3.8	3.0
	Weibull k	1.24	1.13	1.13	1.15
	Mean speed U [m/s]	5.80	4.15	3.62	2.86
	Power density P [W/m ²]	445	198	130	63
25.0 m	Weibull A [m/s]	6.8	5.2	4.7	3.9
	Weibull k	1.26	1.17	1.17	1.18
	Mean speed U [m/s]	6.32	4.88	4.40	3.72
	Power density P [W/m ²]	562	299	218	131
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.3	5.9	5.4	4.7
	Weibull k	1.29	1.23	1.23	1.23
	Mean speed U [m/s]	6.74	5.51	5.05	4.41
	Power density P [W/m ²]	655	388	301	201
100.0 m	Weibull A [m/s]	7.8	6.8	6.3	5.6
	Weibull k	1.27	1.32	1.32	1.31
	Mean speed U [m/s]	7.21	6.27	5.81	5.18
	Power density P [W/m ²]	820	505	400	289
200.0 m	Weibull A [m/s]	8.3	7.9	7.3	6.6
	Weibull k	1.24	1.29	1.30	1.33
	Mean speed U [m/s]	7.77	7.29	6.78	6.09
	Power density P [W/m ²]	1072	826	656	458

110. ბოლნისი Болниси Bolnisi

$\varphi = 41^{\circ}27'$	$\lambda = 44^{\circ}33'$	535 m a.s.l.	H = 12 m	1936 – 1960
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

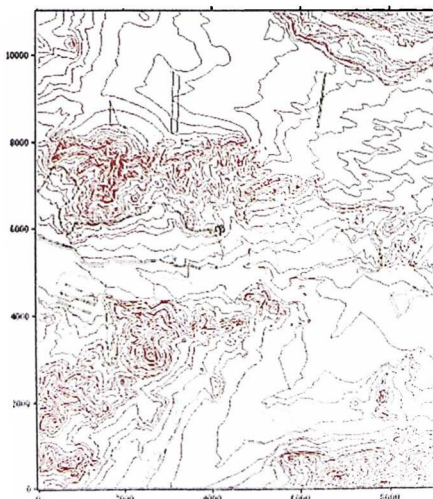
ქალაქის გიჰის დასახლება ბოლნისი მდებარეობს მდინარე მამავეერას ხეობაში, ხეობის მიმართულება ძირითადად განივია. ხეობის შემქმნელი ქედები, რომლებიც წარმოადგენენ თრიალეთის ქედის გოტებს, აღმართულია ხეობის ფსკერიდან 300 – 400 მ სიმაღლეზე და სასიათღებინ დაბრეცი, ფართო გერასირებული ფერდობებით. ახლომასლო ტყეები არ არის და გერიტორია ძირითადად დაკავებულია ბაღებით, ეენახებით, ეელებით და ბუჩქებით. 1958 წლამდე მეტეოსტაციური მდებარეობდა დასახლებული უენქეის აღმოსაეული ნაწილში, ვრეულ და დაბრეცი საშრეო ფერდობზე პორიზონტის კარგი სიეულობით. 1958 წლიდან მეტეოსტაციური მდებარეობს უფრო ღია ადგილზე, ეიღრე გადაგანამდე. ფლეგერები დაეენებულია ერთი და ორსართულიანი სახლების სასურაეებზე.

Поселок городского типа Болниси расположен в долине р. Машавера. Направление долины, в основном, широтное. Слагающие долину хребты – отроги Триаletского хребта – возвышаются над ее дном на 300 – 400 м, характеризуются пологими, просторными террасированными склонами. Лесов в ближайшем окружении нет, за исключением небольших рощиц или кустарников. Вся прилегающая местность занята, в основном садами, виноградниками, полями и лугами. Метеостанция до 1958 г находилась в восточной части населенного пункта, на просторном пологом склоне с южной экспозицией, в условиях хорошей просматриваемости горизонта. Метеоплощадка с 1958 г находится на более открытом месте, чем до переноса. Флюгеры установлены на крыше двухэтажного и одноэтажного домов.

Bolnisi – the settlement of a town-type – is situated in the Mashavera River valley. The valley has, mainly, a latitudinal direction. The spurs of the Trialet Range form the ranges of the valley with the heights of 300-400 m above its bottom. Those ranges are characterized by the spacious, terraced slopes with a gentle declivity. There are no forests in the nearest surroundings, with the exception of small groves and bushes. The whole adjoining area is, mainly, covered with orchards, vineyards, fields and meadows. Till 1958 the meteorological station was located in the east part of a built-up area, on a spacious slope with a southern exposition, in the conditions of the horizon's good overlook. The place, where the meteorological site has been located since 1958, is more open in comparison with the place before its displacement. The weather-vanes are fixed on the roof of one-and-two-storeyed houses.

ქარის საშუალო თვიური სიქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

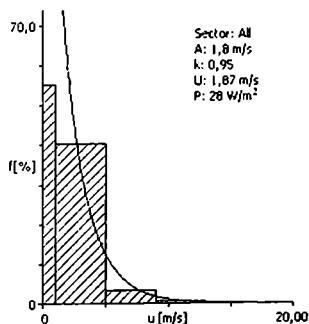
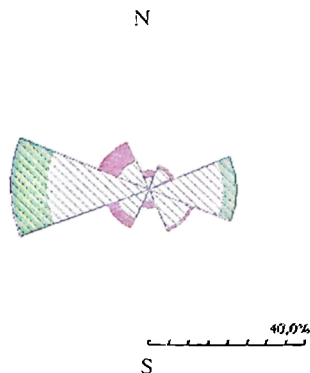
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	1.8	2.0	2.2	2.5	2.3	2.5	2.5	2.5	2.2	1.9	1.6	1.7	2.1



110. ბოლნისი Bolnisi Bolnisi

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	1.87 m/s	1.87 m/s	1.88 m/s
Mean power density	28 W/m ²	28 W/m ²	32 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	3.4	2.3	2.0	1.6
	Weibull k	1.00	0.89	0.89	0.90
	Mean speed U [m/s]	3.43	2.42	2.12	1.67
	Power density P [W/m ²]	149	72	48	23
25.0 m	Weibull A [m/s]	3.8	2.8	2.5	2.1
	Weibull k	1.01	0.93	0.93	0.93
	Mean speed U [m/s]	3.74	2.88	2.60	2.18
	Power density P [W/m ²]	186	106	78	46
50.0 m	Weibull A [m/s]	4.1	3.3	3.0	2.6
	Weibull k	1.04	1.00	0.99	0.98
	Mean speed U [m/s]	4.01	3.29	3.02	2.62
	Power density P [W/m ²]	214	131	104	70
100.0 m	Weibull A [m/s]	4.4	3.9	3.7	3.2
	Weibull k	1.03	1.07	1.08	1.07
	Mean speed U [m/s]	4.32	3.83	3.55	3.12
	Power density P [W/m ²]	278	176	136	96
200.0 m	Weibull A [m/s]	4.7	4.7	4.4	3.9
	Weibull k	1.00	1.05	1.06	1.07
	Mean speed U [m/s]	4.72	4.62	4.27	3.75
	Power density P [W/m ²]	387	323	248	166

129. გაგრის ქედი Гагрский хребт The Gagrian Range

$\varphi = 43^{\circ}19'$	$\lambda = 40^{\circ}17'$	1590 m a.s.l.	H = 11 m	1936 – 1960
---------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

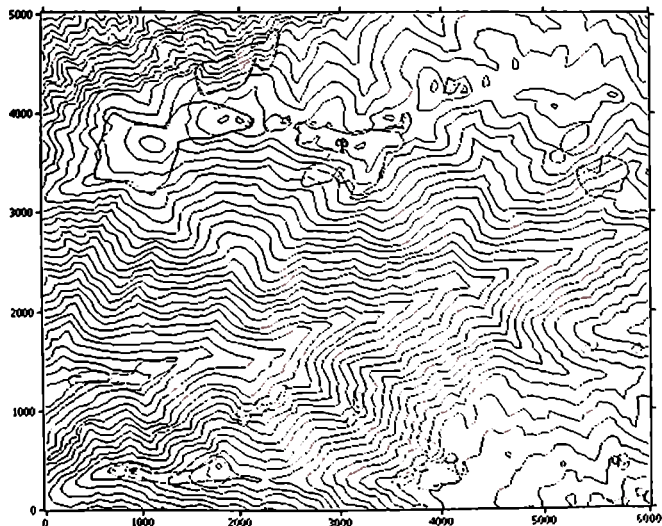
სადგური განთავსებულია მდინარეების ჟოკივარისა და გაგრისუშის აუზების წყალგამყოფ უკუყო თხემზე. ამ მდინარეების ხეობებისაკენ ქანობები. იხიში ღიაა და მშპარულია ზღვის მხარეს $3^{\circ} - 5^{\circ}$ ანის დახრილობით. გარემო რელიეფი მსაშენლოვან დაღარულ და მთიანია. მთები, მათი ძირიდან დაწყებული გარკვეულ სიმაღლეზე დაფარულია შერეული. უმეტესად ხსოვანი გველებით. უფრო მაღალი მთა დაფარულია ალპური მდელოებით. მეტეოსტაციის და სადგურსათვის სპეციალურად აშენებული პატარა შენობა განთავსებულია შემოქრეველ ბორცვზე 3 ა ჰართობით. მოედინის დასაქუთითი და აღმოსავლეთით 150 - 200 მეტრის მანძილზე განლაგებულია ალპური დასახლებები მწყემსების ქობებით. მოედინის დასორებულია გეის ჰარბიდან 160 - 600 მეტრის მანძილით.

Станция устроена на безлесном гребне водораздела бассейнов рек Жокьвара и Гагриши, со скатами в ущелья этих рек. Гребень открытый, обращён в сторону моря с уклоном в $3^{\circ} - 5^{\circ}$. Рельеф окружения горный, значительно пересечённый. Склоны гор до некоторой высоты, начиная от их основания, покрыты смешанным лесом, преимущественно зрелого возраста. Более возвышенная зона занята альпийскими лугами. Метеоплощадка и специально построенный для станции небольшой дом, размещены на обветренной сопке размером около 3 га. С З и В на расстоянии 150 - 200 м, расположены альпийские посёлки с пастушьими хижинами. расстояние до опушки леса находится в пределах от 160 - 600 м.

The meteorological station is arranged on the woodless crest of the Jockvara and the Gugriph Rivers' watershed. The crest is open and faces the sea side with gradient of $3^{\circ} - 5^{\circ}$. The relief's surrounding is mountainous and rather broken. The mountains slopes up to a definite height, beginning from their foot, are covered with mixed woods, which, principally, have reached their maturity. More elevated zone is occupied by the Alpine meadows. The meteorological site and a small house, which was built specially for it, are arranged on a weather-beaten knoll with the size of 3 hectare. At the distance of 150 - 200 m from W and E the Alpine settlements with shepherd's shacks are located. The distance up to the edge of a forest is in the limits of 160 - 600 m.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

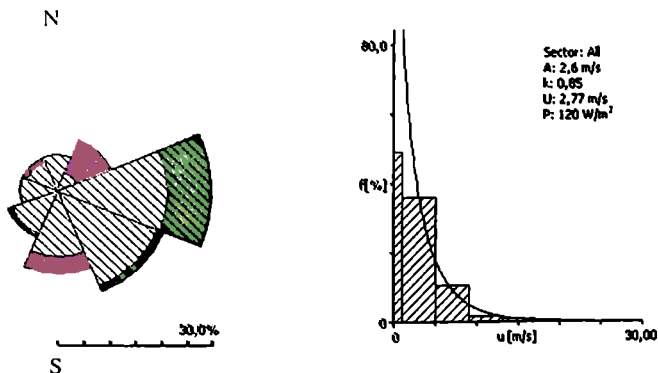
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.2	3.8	3.6	3.3	2.8	2.0	1.7	2.0	2.4	2.8	3.2	3.5	2.9



129. გაგრის ქვეო Гагрский хребет The Gagra Range

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.77 m/s	2.77 m/s	3.04 m/s
Mean power density	120 W/m ²	120 W/m ²	145 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	2.6	1.8	1.5	1.3
	Weibull k	0.88	0.80	0.80	0.83
	Mean speed U [m/s]	2.80	2.00	1.75	1.41
	Power density P [W/m ²]	113	56	37	18
25.0 m	Weibull A [m/s]	2.9	2.2	1.9	1.7
	Weibull k	0.90	0.83	0.83	0.85
	Mean speed U [m/s]	3.05	2.37	2.15	1.85
	Power density P [W/m ²]	140	82	60	36
50.0 m	Weibull A [m/s]	3.1	2.6	2.4	2.1
	Weibull k	0.92	0.90	0.89	0.90
	Mean speed U [m/s]	3.27	2.72	2.50	2.22
	Power density P [W/m ²]	162	99	79	53
100.0 m	Weibull A [m/s]	3.4	3.1	2.9	2.6
	Weibull k	0.90	0.95	0.96	0.97
	Mean speed U [m/s]	3.53	3.19	2.94	2.66
	Power density P [W/m ²]	213	135	104	73
200.0 m	Weibull A [m/s]	3.6	3.8	3.5	3.2
	Weibull k	0.88	0.93	0.94	0.97
	Mean speed U [m/s]	3.86	3.88	3.56	3.20
	Power density P [W/m ²]	302	258	193	128

III. გარდაბანი Gardabani Gardabani

$\varphi = 41^{\circ}29'$	$\lambda = 45^{\circ}05'$	308 m a.s.l.	H = 11 m	1891 - 1976
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

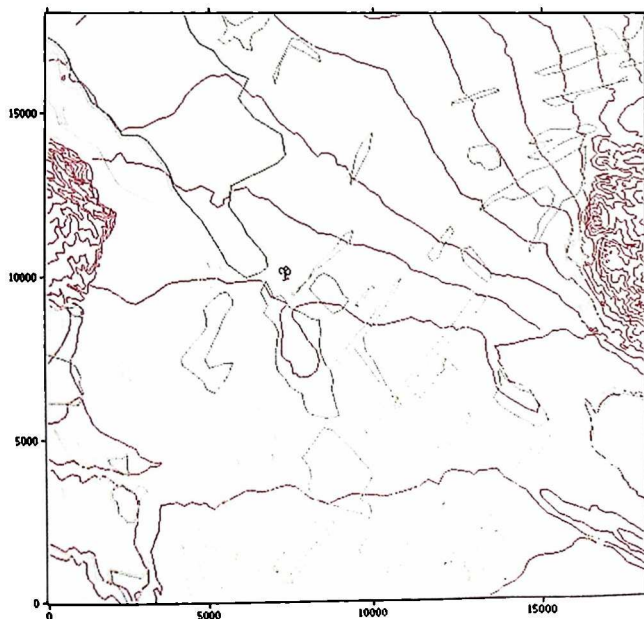
სოფელი გარდაბანი მდებარეობს ქვემო ქართლის ველის ზონაში. ველი შემოქობილია მთისწინეთის ბორცვებით და მაღლობებით. ველი მთლიანად დაფარულია მარცვლოვანი და გექნიკური კულტურების სათესვებით. ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილში ნაკვეთები დაკავებულია ვენახებითა და ხილის ბაღებით. 1961 წლამდე მეტეო-სადგანი განთავსებული იყო სკოლა-ინტერნატის ტერიტორიაზე, სწორ ადგილზე. უახლოესი ნაკებობები დაცილებული იყო 70 - 100 მეტრით. 1961 წლის მაისში მეტეო-სადგანი გადაგანილია 700 - 750 მეტრით ჩრდილოეთით, დაახლოებით ანალოგიურ რელიეფურ პირობებში.

Село Гардабани расположено в районе Нижне-Картлинской равнины в степной зоне. Степь окаймляется предгорными холмами и возвышениями. Степь на всем протяжении занята посевами зерновых и технических культур. В СЗ части имеются участки, занятые виноградниками, а также плодовыми садами. Метеоплощадка до сентября 1961 г находилась на усадьбе школы-интерната, на ровном месте. Ближайшие строения были расположены на расстоянии 70 - 100 м. В мае 1961 г метеоплощадка перенесена на расстоянии 700 - 750 м к северу от прежнего ее местонахождения, примерно в аналогичные рельефные условия.

This village is situated in the region of the Low-Kartli Plain, in the zone of a steppe. The steppe is bordered by foothills and heights. Cereal and forage crops occupy the territory along the whole length of the steppe. There are some plots in the north-west part, covered with vineyards and orchards. Till September of 1961 the meteorite was located on the plane place within the limits of a boarding school estate. The other nearest buildings were arranged at the distance of 70 - 100 m. In May of 1961 the meteorstation was displaced at the distance of 700 - 750 m to the north of its previous location with the analogues conditions of a relief.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

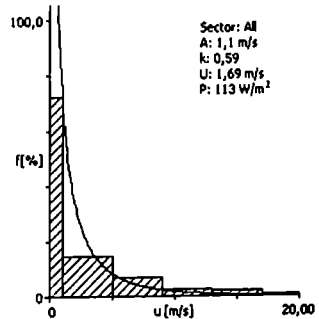
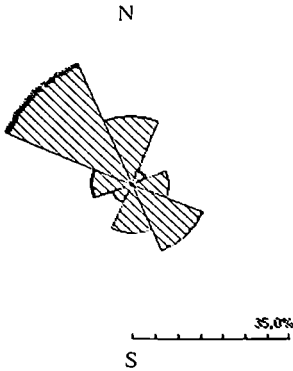
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	1.5	2.2	2.5	2.7	2.4	2.6	3.1	2.4	2.1	1.8	1.0	1.0	2.1



III. ვარდობები Gardabani Gardabani

ქრის ავტილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	1.69 m/s	1.69 m/s	1.97 m/s
Mean power density	113 W/m ²	113 W/m ²	116 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	1.9	1.3	1.2	1.0
	Weibull k	0.68	0.65	0.67	0.69
	Mean speed U [m/s]	2.42	1.77	1.58	1.31
	Power density P [W/m ²]	176	84	54	27
25.0 m	Weibull A [m/s]	2.0	1.6	1.5	1.4
	Weibull k	0.69	0.67	0.68	0.71
	Mean speed U [m/s]	2.63	2.08	1.92	1.71
	Power density P [W/m ²]	223	123	90	55
50.0 m	Weibull A [m/s]	2.2	1.8	1.7	1.7
	Weibull k	0.69	0.69	0.70	0.72
	Mean speed U [m/s]	2.81	2.34	2.20	2.03
	Power density P [W/m ²]	258	156	122	82
100.0 m	Weibull A [m/s]	2.3	2.1	2.1	2.0
	Weibull k	0.69	0.72	0.73	0.76
	Mean speed U [m/s]	3.00	2.65	2.53	2.38
	Power density P [W/m ²]	315	192	153	115
200.0 m	Weibull A [m/s]	2.5	2.5	2.4	2.4
	Weibull k	0.69	0.72	0.74	0.78
	Mean speed U [m/s]	3.23	3.07	2.94	2.80
	Power density P [W/m ²]	402	292	237	171

166. გოდერძის უღელტეხილი Перевал Годердзи The Goderzi Pass

$\phi = 41^{\circ}43'$	$\lambda = 42^{\circ}31'$	2025 m a.s.l.	II = 11 m	1941 - 1960
------------------------	---------------------------	---------------	-----------	-------------

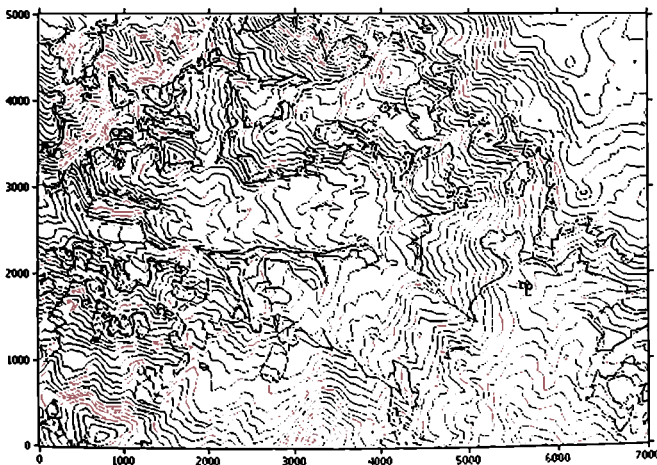
მეტეოლოგიური განლაგებულია არსიანის ქედის ცენტრალურ ნაწილში, ახალციხე-ბათუმის გზატკეცილის უღელტეხილის მონაკვეთზე. ლანდშაფტი წარმოადგენს მაღალ, რღვრულ დაბორცულ პლატოს. არსიანის ქედის ფერდობები, განსაკუთრებით დასავლეთი მხარეს, დაფარულია შერეული უღრანი ტყეებით, ხოლო ცენტრალური, ყველაზე მაღალი მონა, დაკეებულია ალაური და სუბალპური მდელოებით. გზატკეცილი ბათუმის-სული-ახალქალაქი, რომლის ჩრდილოეთი მხარეს განლაგებულია მეტეოლოგიური, გადის უღელტეხილის ღრმა გაყოფაზე, აქ ტყის შიდა გადის ძალიან ახლო მანძილზე, ხოლო იეთი უღელტეხილზე ცალკეული ხეები იზრდება.

Метеорологическая станция устроена в центральной части Арсианского хребта, на перевальном участке дороги Ахалцихе – Батуми. Ландшафт представлен высоко расположенными слегка холмистыми плато. Склоны Арсианского хребта, особенно с западной стороны покрыты густыми лесами смешанных пород, а центральная, самая высокая зона, занята альпийскими и субальпийскими лугами. Метеоплощадка находится на северной стороне перевальной шоссейной дороги Ахалцихе-Хуло-Батуми, которая проходит по дну глубокой котловины. Лесная полоса здесь проходит очень близко, на самом перевале растут отдельные деревья.

The meteorological station takes place in the central part of the Arsiian Range, on the passing plot of the Akhaltsikhe – Batumi highway. The landscape presents a high and a little bit hilly plateau. The slopes of this Range, especially from the west side, are covered with thick forests of a mixed type, while alpine and subalpine meadows occupy the central zone, which is the highest one. The meteorological site is located on the north side of the Akhaltsikhe – Khulo – Batumi passing highway. This highway passes over the bottom of a deep hollow. A forest region passes in a close vicinity of it and just on the Pass some separate trees grow.

ქარის საშუალო თვიური სიქიჩრები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

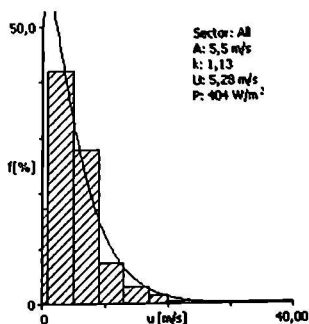
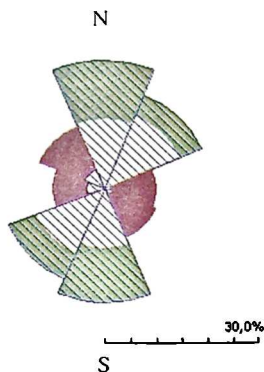
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	7.1	7.0	5.8	5.4	4.7	4.6	4.3	4.2	4.5	4.8	5.2	6.0	5.4



166. გოდერძის უღელტეხილი Перевал Годердзи The Goderzi Pass

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.28 m/s	5.28 m/s	5.78 m/s
Mean power density	404 W/m ²	404 W/m ²	998 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	8.1	5.8	5.1	4.0
	Weibull k	1.15	1.07	1.08	1.09
	Mean speed U [m/s]	7.75	5.67	4.94	3.90
	Power density P [W/m ²]	1248	567	371	177
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.8	6.8	6.1	5.2
	Weibull k	1.15	1.08	1.09	1.10
	Mean speed U [m/s]	8.42	6.60	5.95	5.03
	Power density P [W/m ²]	1590	871	633	370
50.0 m	Weibull A [m/s]	9.4	7.6	7.0	6.1
	Weibull k	1.16	1.10	1.10	1.12
	Mean speed U [m/s]	8.94	7.33	6.74	5.90
	Power density P [W/m ²]	1877	1148	891	586
100.0 m	Weibull A [m/s]	10.0	8.5	7.9	7.2
	Weibull k	1.17	1.14	1.13	1.14
	Mean speed U [m/s]	9.48	8.12	7.58	6.82
	Power density P [W/m ²]	2210	1459	1193	858
200.0 m	Weibull A [m/s]	10.6	9.5	8.9	8.2
	Weibull k	1.16	1.15	1.15	1.17
	Mean speed U [m/s]	10.08	9.03	8.51	7.80
	Power density P [W/m ²]	2690	1977	1643	1223

68. გორი Gori

$\varphi = 41^{\circ}59'30''$	$\lambda = 44^{\circ}05'$	588 m a.s.l.	H = 11 m	1941 – 1990
-------------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

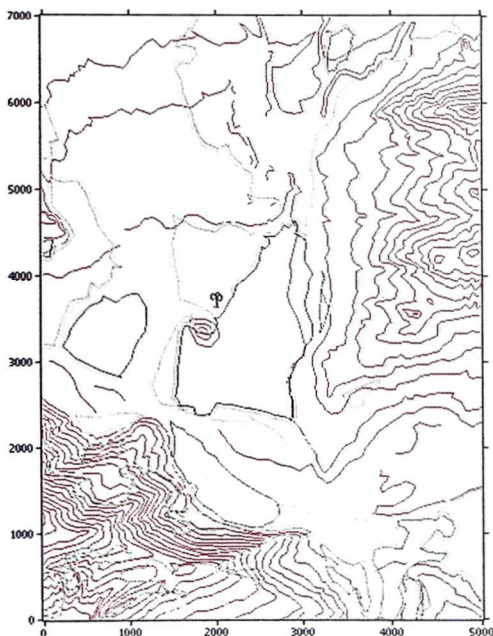
მეტეოლოგიური განლაგებულია ქ. გორის ჩრდილოეთით, მდ. მტკვრის მარცხენა სანაპიროს ეკუთვნის ადგილზე. დასაუღეთით, 100 – 120 მეტრის დაშორებით გადის გორი-ცხინვალის გზატკეცილი, რომლის გასწვრივ გაშენებულია ქარსაყავი შეენარების ზოლები.

Метеоплощадка расположена к северу от города Гори на левобережной равнине реки Куры. На расстоянии 100 – 120 м к западу проходит шоссейная дорога Гори – Цхинвали, вдоль которой тянется полоса ветрозащитных посадений.

The meteorological site is situated to the north of the Gori town, on the left bank of the Mtkvari (Kura) River's Plain. At the distance of 100 – 200 m to the west the Gori – Tskhinvali highway passes and a strip of windbreaks is stretched along this road.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

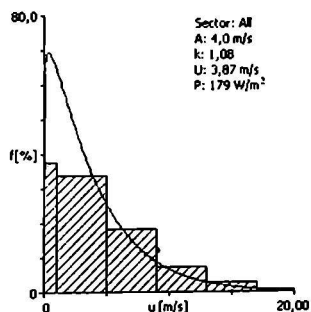
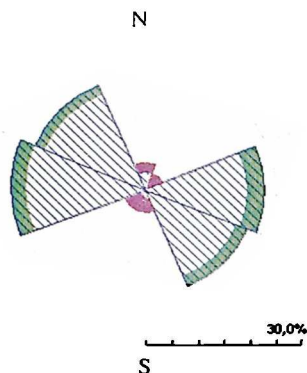
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.2	4.0	4.9	5.1	4.6	4.3	4.6	4.3	4.2	3.5	3.4	2.9	4.1



68. გორი Gori

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.87 m/s	3.87 m/s	3.83 m/s
Mean power density	179 W/m ²	179 W/m ²	182 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	8.1	5.8	5.1	4.0
	Weibull k	1.09	1.05	1.05	1.06
	Mean speed U [m/s]	7.87	5.73	4.99	3.91
	Power density P [W/m ²]	1468	615	402	191
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.8	6.8	6.1	5.2
	Weibull k	1.09	1.06	1.06	1.07
	Mean speed U [m/s]	8.55	6.66	6.00	5.04
	Power density P [W/m ²]	1865	941	682	401
50.0 m	Weibull A [m/s]	9.4	7.6	7.0	6.1
	Weibull k	1.10	1.08	1.08	1.08
	Mean speed U [m/s]	9.07	7.39	6.78	5.91
	Power density P [W/m ²]	2194	1242	963	630
100.0 m	Weibull A [m/s]	10.0	8.5	7.9	7.0
	Weibull k	1.10	1.10	1.10	1.10
	Mean speed U [m/s]	9.62	8.16	7.61	6.80
	Power density P [W/m ²]	2592	1584	1294	925
200.0 m	Weibull A [m/s]	10.6	9.4	8.9	8.1
	Weibull k	1.10	1.11	1.12	1.13
	Mean speed U [m/s]	10.20	9.03	8.51	7.75
	Power density P [W/m ²]	3141	2113	1741	1297

115. დმანისი Дманиси Dmanisi

$\varphi = 41^{\circ}19'$	$\lambda = 44^{\circ}12'$	1255 m a.s.l.	H = 11 m	1936 – 1960
---------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

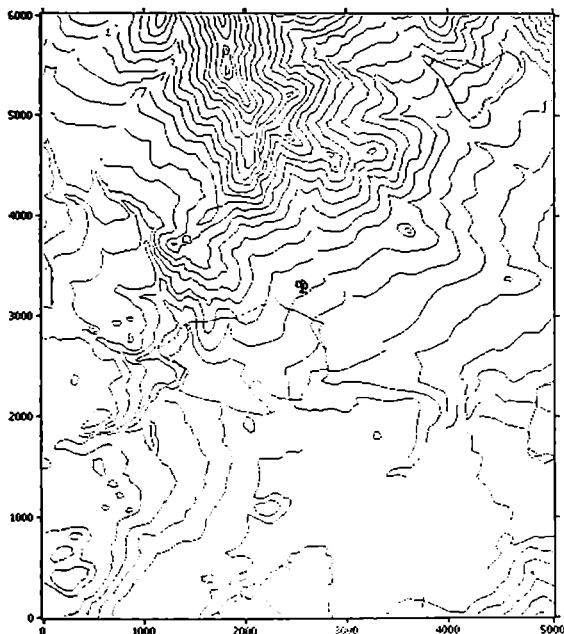
სოფელი დმანისი მდებარეობს მდინარე ხრამის მარჯვენა შენაკადის, მდინარე მაშავერას ვრცელ მთიან ხეობაში. სამხრეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან 100 – 150 მეტრის რადიუსში შეგომოქმედანი გარშემორტყმულია ცალკეული სახლებით და საკარმიდამო ნაკეთობით. სამხრეთით, გზის გაღალბა, იწყება მინდვრები და მდელოები. ახლო შემოგარენში ტყეები არ არის. რაიონი საერთოდ ღარიბია ხის ნარტყეებით. თითქმის მთელი მიმდებარე ტერიტორია დაკავებულია მინდვრებით და მდელოებით.

Село Дманиси расположено в просторной горной долине р. Машавера, правого притока р. Храми. Метеоплощадка расположена на окраине села. В радиусе 100 – 150 м с западной и юго – западной сторон площадку окружают отдельные дома, чередующиеся с приусадебными участками. С южной стороны, через дорогу начинаются поля и луга. Лесов в ближайшем окружении нет. Вообще район беден древесной растительностью. Почти вся прилегающая территория занята лугами и полями.

This village is situated in a spacious, mountainous valley of the Mashavera River, which presents the right tributary of the Khrami River. The meteorological site is located on the environs of the village. In the radius of 100 – 150 m from the south and west sides the site is surrounded by separate houses with their adjoining plots. Across the road, from the south side, fields and meadows begin to spread. There are no forests in the close vicinity. On the whole, the region is poor in its wood vegetation and almost the entire adjoining territory is occupied by meadows and fields.

ქარის საშუალო თვიური სიქარები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

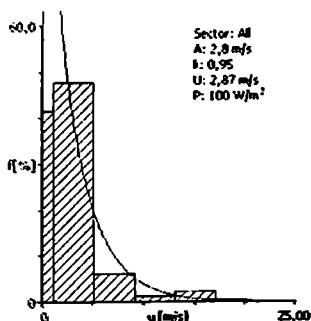
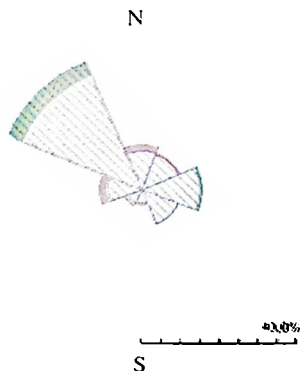
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.5	3.6	3.4	2.8	2.4	2.2	2.4	2.3	2.2	2.6	2.6	3.2	2.8



115. ღზანისი დანიის Dmanisi

ქრის პრეცედენტი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.87 m/s	2.87 m/s	2.77 m/s
Mean power density	100 W/m ²	100 W/m ²	102 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	3.7	2.5	2.2	1.7
	Weibull k	0.92	0.85	0.86	0.86
	Mean speed U [m/s]	3.86	2.75	2.40	1.89
	Power density P [W/m ²]	261	118	77	37
25.0 m	Weibull A [m/s]	4.1	3.1	2.8	2.3
	Weibull k	0.93	0.88	0.88	0.88
	Mean speed U [m/s]	4.22	3.25	2.93	2.46
	Power density P [W/m ²]	332	178	130	76
50.0 m	Weibull A [m/s]	4.4	3.6	3.3	2.8
	Weibull k	0.95	0.93	0.92	0.92
	Mean speed U [m/s]	4.51	3.71	3.39	2.94
	Power density P [W/m ²]	388	228	177	118
100.0 m	Weibull A [m/s]	4.7	4.3	3.9	3.5
	Weibull k	0.95	0.99	0.99	0.98
	Mean speed U [m/s]	4.85	4.30	3.96	3.50
	Power density P [W/m ²]	477	299	237	166
200.0 m	Weibull A [m/s]	5.1	5.2	4.8	4.2
	Weibull k	0.94	1.01	1.01	1.01
	Mean speed U [m/s]	5.28	5.15	4.74	4.18
	Power density P [W/m ²]	630	491	382	264

81. დიღომი დიგომი Dighomi

$\varphi = 41^{\circ}47'$	$\lambda = 44^{\circ}44'$	436 m a.s.l.	H = 11 m	1950 - 1957
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

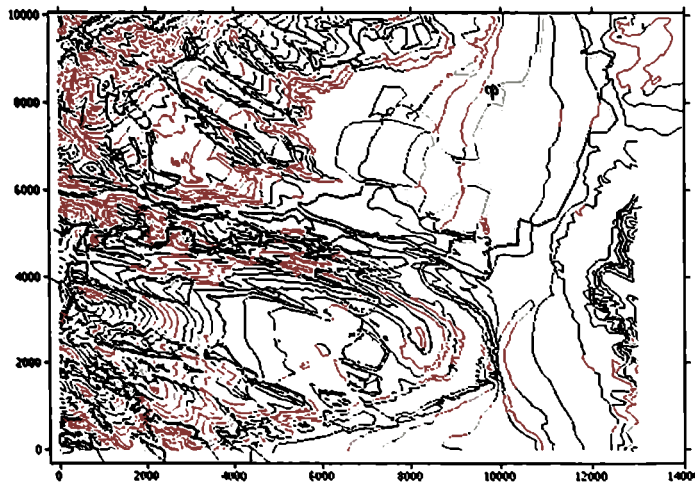
მეტეოლოგიური განთავსებულია სასოფლო-სამეურნეო მანქანების საგამოცდო სადგურის ტერიტორიაზე, გზატკეცილის განსხვავების ზოლისა და უახლოესი ნაგებობის დასაყუდითი 100 - 200 მეტრის მანძილზე. ახლომდებარე შემოვარენში და მომიჯნავე მთების თხემებსა და ფერდობებზე ტყეები არ არის. არის მხოლოდ ნარგავები საქართველოს სამხედრო გზის ორივე მხარეს.

Метеоплощадка построена на территории испытательной станции с-х машин, на расстоянии около 100 - 120 м к западу от полосы отчуждения шоссе и ближайших построек. Лесов в ближайшем окружении, а также на склонах и гребнях прилегающих гор, нет, имеются только насаждения вдоль обеих сторон Военно-Грузинской дороги.

The meteorological station is built on the territory of the experimental station of agricultural machines at the distance of about 100-120 m to the west from the strip of motorway and from the nearest buildings alienation. There are no forests either on the slopes or on the crests of the adjoining mountains, and only some plants grow along the both sides of the Military-Georgian highway.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

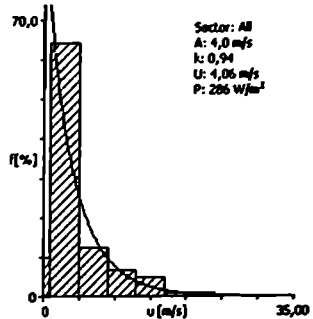
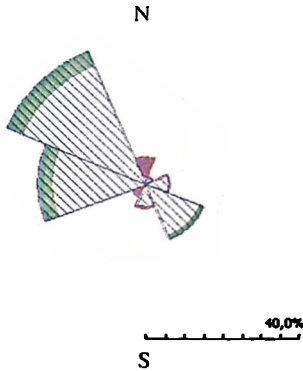
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.7	3.9	4.6	4.5	4.4	4.0	5.2	4.0	3.3	2.7	2.9	3.1	3.9



81. დღეობი დიგომი Dighomi

ქრის დეკლადობრივი რეჟიმი *Местный режим ветра* The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.06 m/s	4.06 m/s	4.09 m/s
Mean power density	286 W/m ²	286 W/m ²	299 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი *Региональный режим ветра* Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.6	4.8	4.1	3.3
	Weibull k	0.95	0.93	0.93	0.94
	Mean speed U [m/s]	6.72	4.95	4.30	3.38
	Power density P [W/m ²]	1280	544	355	169
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.1	5.6	5.0	4.2
	Weibull k	0.95	0.94	0.93	0.94
	Mean speed U [m/s]	7.29	5.75	5.17	4.36
	Power density P [W/m ²]	1621	832	610	354
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.6	6.2	5.7	5.0
	Weibull k	0.96	0.95	0.94	0.95
	Mean speed U [m/s]	7.74	6.38	5.84	5.11
	Power density P [W/m ²]	1915	1096	851	557
100.0 m	Weibull A [m/s]	8.0	6.9	6.4	5.8
	Weibull k	0.96	0.97	0.96	0.97
	Mean speed U [m/s]	8.19	7.03	6.54	5.88
	Power density P [W/m ²]	2251	1394	1145	813
200.0 m	Weibull A [m/s]	8.5	7.7	7.2	6.7
	Weibull k	0.96	0.97	0.97	0.99
	Mean speed U [m/s]	8.68	7.76	7.29	6.69
	Power density P [W/m ²]	2706	1832	1522	1126

118. ეფრემოვკა Ефремовка Efremovka

$\varphi = 41^{\circ}11'30''$	$\lambda = 43^{\circ}45'$	2112 m a.s.l.	H = 12 m	1936 – 1960
-------------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

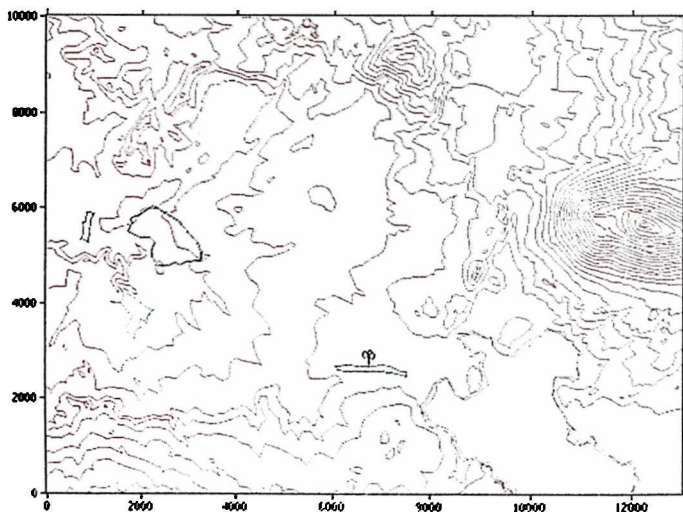
სოფელი ეფრემოვკა მდებარეობს ახალქალაქის შვეჩანის ყველაზე ამაღლებულ ადგილას. სამხრეთიდან სოფელი შემოსაზღვრულია კეგუთის დაბალი ქედით, ხოლო ჩრდილოეთიდან – ჯავახეთის ქედის დაბოლოებებით. მეტეოლოგიური მდებარეობის სოფლის ჩრდილოეთ ნაწილში, საკარმიდამო ნაკვეთთან. შემოგარენი სრულიად ღია და ძირითადად დაკეცულია საძოვებით, საძოვრებითა და სახნავ-საიესი მიწებით ხეების გარეშე.

Село Ефремовка расположено на самой возвышенной части Ахалкалакского плоскогорья. С южной стороны местность расположена села ограничена невысоким Кегутским хребтом, а с северной – окончанием Джавакетского хребта. Метеоплощадка расположена в северной части селения, около приусадебного участка наблюдателя, в условиях полной открытости. Древесная растительность в окрестностях полностью отсутствует. Окружающая местность используется, в основном, под посевы, сенокосы и пастбища.

The village is situated just on the elevated part of the Akhalkalaki Plateau. From the south side the area of the village is limited by the low Kegut Range, while from the north side – by the Djavakheti Range terminals. The meteorological site is located in the north part of the village in the vicinity of an observer's plot, adjoining the farm, in the conditions of a full openness. The wood vegetation on the environs is absolutely absent. Crops, hayfields and pastures, mainly, occupy the surroundings.

ქარის საშუალო თვიური სიქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

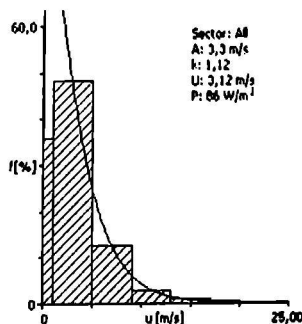
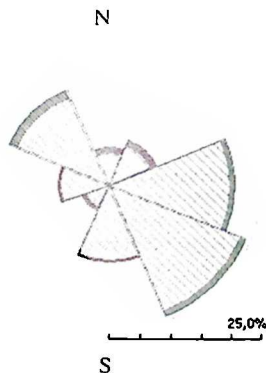
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.9	4.0	3.9	3.2	3.0	2.5	2.8	2.9	2.4	2.6	2.9	3.4	3.1



118. ეფრემოვკა Ефремовка Ефремовка

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.12 m/s	3.12 m/s	3.08 m/s
Mean power density	86 W/m ²	86 W/m ²	87 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	4.2	2.8	2.5	2.0
	Weibull k	1.23	1.06	1.06	1.07
	Mean speed U [m/s]	3.96	2.78	2.42	1.90
	Power density P [W/m ²]	145	68	45	22
25.0 m	Weibull A [m/s]	4.7	3.5	3.1	2.6
	Weibull k	1.26	1.13	1.12	1.12
	Mean speed U [m/s]	4.33	3.31	2.98	2.50
	Power density P [W/m ²]	181	100	74	44
50.0 m	Weibull A [m/s]	5.0	4.1	3.7	3.2
	Weibull k	1.29	1.24	1.22	1.20
	Mean speed U [m/s]	4.65	3.81	3.48	3.01
	Power density P [W/m ²]	214	128	100	67
100.0 m	Weibull A [m/s]	5.4	4.9	4.5	3.9
	Weibull k	1.26	1.33	1.33	1.35
	Mean speed U [m/s]	5.03	4.49	4.12	3.62
	Power density P [W/m ²]	282	183	141	94
200.0 m	Weibull A [m/s]	5.9	6.0	5.4	4.8
	Weibull k	1.21	1.29	1.29	1.31
	Mean speed U [m/s]	5.53	5.51	5.03	4.39
	Power density P [W/m ²]	406	358	270	175

95. ვაზიანი Вазиани Vaziani

$\varphi = 41^{\circ}38'$	$\lambda = 45^{\circ}03'$	632 m a.s.l.	H = 7 m	1947 - 1953
---------------------------	---------------------------	--------------	---------	-------------

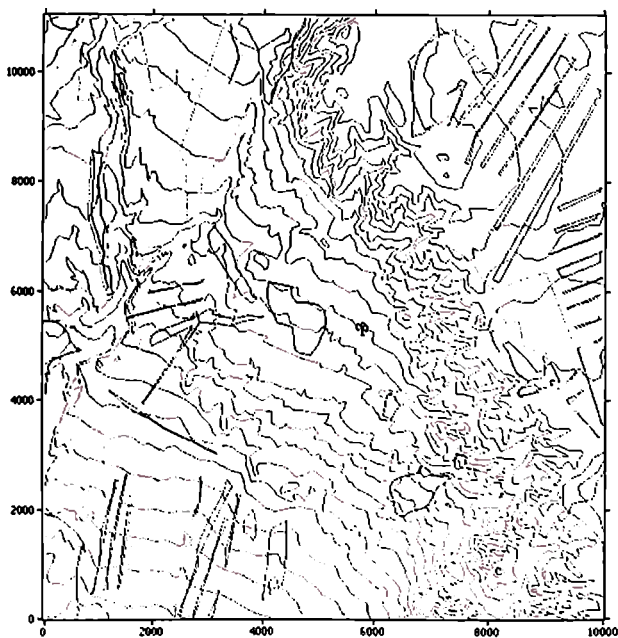
რკინიგზის სადგური ვაზიანი, რომლის გასსხვისების ზოლში მოწყობილია მეტეოსადგური, მდებარეობს სამგორის ხეობის ჩრდილო-აღმოსავლეთ, ამაღლებულ ნაწილში. სადგურის შემოგარენი წარმოადგენს ღია, უწყლო ლანდშაფტის ზონას ხეების გარეშე, რომელზე ძირითადად გამოიყენება სახნაუ-საიესად და საძოვრებად. მეტეოსადგანი განთავსებულია რკინიგზიდან დასავლეთით, 20 მეტრის მანძილზე, რამდენამდე ამაღლებულ ადგილზე, ერთსართულიანი შენობების ახლოს.

Ж-д станция Вазиани, на территории отчуждения которой была устроена метеорологическая станция, находится в северо-восточной возвышенной части Самгорской долины. Окрестность станции, лишенная древесной растительности, представляет открытую безводную ландшафтную зону, используемую, в основном, под пастбища и пашни. Метеоплощадка находилась на расстоянии 20 м к западу от ж-д полотна, вблизи от одноэтажных построек, на несколько приподнятом месте.

Railway station Vaziani is located in the north-east, the high part of the Samgori Valley. Just on the alienation territory of this railway station the meteorological station was arranged. The environs of the station look like an open, waterless zone without any wooden vegetation and used for grasslands and ploughed fields. The meteorosite is at the distance of 20 m to the west of the permanent way, in the vicinity of one-storeyed buildings, on the slightly lifted place.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

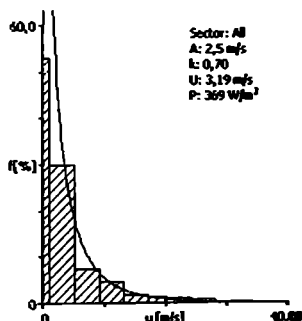
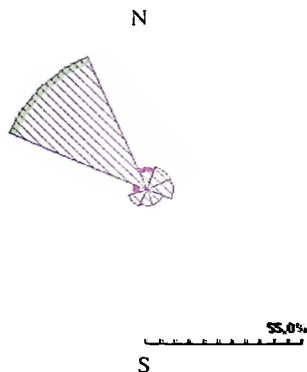
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.2	4.3	4.5	3.8	3.5	3.6	4.5	3.8	3.7	3.9	2.3	2.8	3.7



95. ვაზიანი Vaziani

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.19 m/s	3.19 m/s	3.15 m/s
Mean power density	369 W/m ²	369 W/m ²	358 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	3.6	2.7	2.3	1.8
	Weibull k	0.71	0.70	0.70	0.71
	Mean speed U [m/s]	4.56	3.37	2.94	2.30
	Power density P [W/m ²]	1018	437	283	134
25.0 m	Weibull A [m/s]	4.0	3.1	2.8	2.4
	Weibull k	0.71	0.70	0.71	0.71
	Mean speed U [m/s]	4.95	3.91	3.53	2.96
	Power density P [W/m ²]	1276	668	480	285
50.0 m	Weibull A [m/s]	4.2	3.5	3.2	2.8
	Weibull k	0.71	0.71	0.71	0.71
	Mean speed U [m/s]	5.25	4.33	3.98	3.47
	Power density P [W/m ²]	1521	868	676	448
100.0 m	Weibull A [m/s]	4.5	3.8	3.6	3.2
	Weibull k	0.72	0.72	0.72	0.72
	Mean speed U [m/s]	5.56	4.76	4.45	3.99
	Power density P [W/m ²]	1766	1109	905	637
200.0 m	Weibull A [m/s]	4.7	4.3	4.0	3.7
	Weibull k	0.71	0.72	0.73	0.73
	Mean speed U [m/s]	5.88	5.22	4.94	4.52
	Power density P [W/m ²]	2132	1407	1167	876

94. თბილისი-აეროპორტი Тбилиси-Аэропорт Tbilisi-Airport

$\varphi = 41^{\circ}39'40''$	$\lambda = 44^{\circ}57'30''$	480 m a.s.l.	H = 11 m	1934 - 1980
-------------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

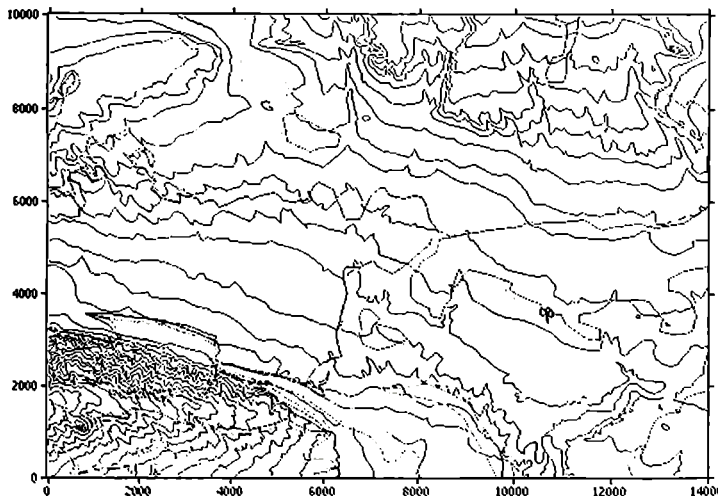
მეტეოსტაციის მდებარეობის თბილისის აეროპორტის ტერიტორიაზე. 1962 წლამდე მეტეოსტაციის იმყოფებოდა აეროპორტის ახლოს, ხოლო 1962 წლის 12 ოქტომბრიდან გადაიტანეს აეროპორტის და ელზე, წინა ადგილმდებარეობიდან 1,5 კილომეტრზე სამხრეთ-აღმოსავლეთით.

Метеостанция находится на территории Тбилисского аэропорта, причём до 1962 г. метеоплощадка находилась вблизи аэровокзала, а с 12 октября 1962 г. – на открытом поле аэропорта, в 1,5 км к ЮВ от прежнего её местонахождения.

The meteorostation is on the territory of the Tbilisi airport. Till 1962 the meteorosite was located in the vicinity of the airport building and only from October 12 of 1962 it was displaced to the open airport field, in 1.5 km to the south of its previous location.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

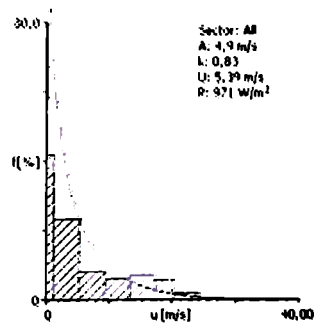
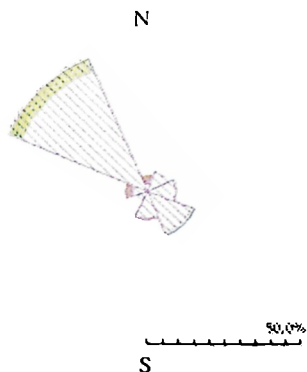
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	5.4	6.8	6.4	6.4	5.9	6.3	7.2	5.8	5.6	5.1	4.1	4.4	5.8



94. თბილისი-აეროპორტი Тбилиси-Аэропорт Tbilisi-Airport

ქრის დეტალური რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.39 m/s	5.39 m/s	5.96 m/s
Mean power density	971 W/m ²	971 W/m ²	979 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	7.4	5.3	4.6	3.6
	Weibull k	0.93	0.91	0.91	0.91
	Mean speed U [m/s]	7.60	5.52	4.77	3.73
	Power density P [W/m ²]	1945	789	515	246
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.0	6.2	5.5	4.6
	Weibull k	0.93	0.92	0.91	0.92
	Mean speed U [m/s]	8.26	6.42	5.75	4.81
	Power density P [W/m ²]	2494	1228	890	516
50.0 m	Weibull A [m/s]	8.5	6.9	6.3	5.4
	Weibull k	0.94	0.93	0.92	0.92
	Mean speed U [m/s]	8.77	7.14	6.51	5.65
	Power density P [W/m ²]	2951	1629	1250	826
100.0 m	Weibull A [m/s]	9.0	7.7	7.1	6.3
	Weibull k	0.94	0.94	0.94	0.94
	Mean speed U [m/s]	9.30	7.92	7.33	6.52
	Power density P [W/m ²]	3482	2123	1719	1213
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.6	8.7	8.1	7.3
	Weibull k	0.94	0.96	0.96	0.95
	Mean speed U [m/s]	9.88	8.82	8.23	7.46
	Power density P [W/m ²]	4126	2775	2285	1734

165. კაპანდიბა Капандиба Karandiba

$\varphi = 41^{\circ}34'$	$\lambda = 41^{\circ}41'30''$	20 m a.s.l.	H = 8 m	1941 - 1949
---------------------------	-------------------------------	-------------	---------	-------------

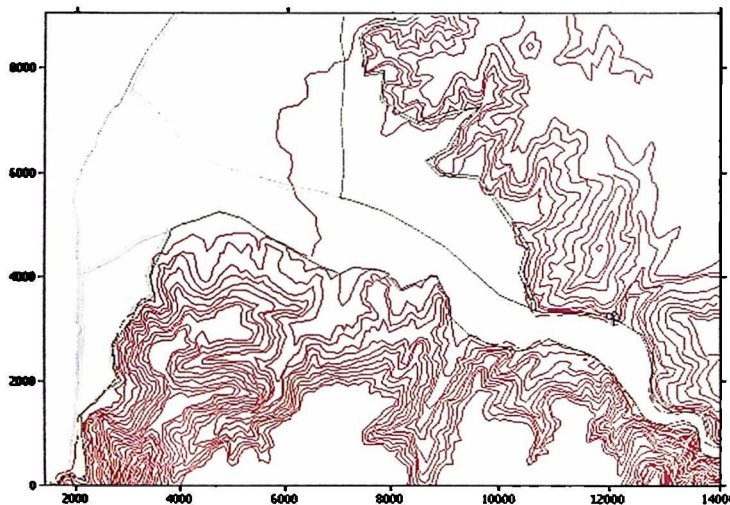
მეტეოსადგომი მდებარეობს მდ. ჰოროხის მარჯვენა სანაპიროზე, მისი წყალმციურ კალაპოტიდან 1.5 – 2 კილომეტრის დაშორებით, დაბლობის ღონეზე. მეტეოსადგომიდან 50 – 100 მეტრის მოშორებით განლაგებულია რამდენიმე ერთსართულიანი სახლი, რომელთა მიღმა გადის ბათუმში-ხულოს მოასფალტებული გზატკეცილი. ახლომდებარე მთების ფერდობებზე უხვი მცენარეული საფარია.

Метеоплощадка находится на правом берегу р. Чорохи, на расстоянии 1.5 – 2 км от меженного его русла, на уровне долины. В 50 – 100 м от метеоплощадки расположено несколько одноэтажных домов, а за ними проходит асфальтированная дорога Батуми – Хуло. Склоны ближайших гор отличаются обилием растительного покрова.

Meteosite is situated on the right bank of the Chorokhi River apart 1.5 – 2 km from its watershed, at a level of a valley. In 50 – 100 m from meteosite some one-storeyed houses are disposed, and behind them the Batumi – Khulo asphalted road passes. The slopes of the proximate mountains differ by abundance of vegetation.

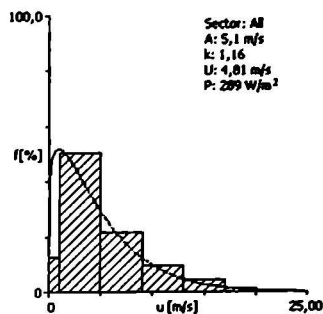
ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	7.5	6.5	4.6	4.6	4.2	4.0	3.6	3.7	4.3	6.3	6.7	7.9	5.3



ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.81 m/s	4.81 m/s	5.03 m/s
Mean power density	289 W/m ²	289 W/m ²	428 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	10.1	7.2	6.3	4.9
	Weibull k	1.32	1.26	1.26	1.27
	Mean speed U [m/s]	9.32	6.72	5.83	4.56
	Power density P [W/m ²]	1661	671	438	209
25.0 m	Weibull A [m/s]	11.0	8.5	7.6	6.4
	Weibull k	1.33	1.29	1.29	1.29
	Mean speed U [m/s]	10.14	7.86	7.05	5.91
	Power density P [W/m ²]	2106	1038	751	441
50.0 m	Weibull A [m/s]	11.8	9.6	8.7	7.6
	Weibull k	1.34	1.32	1.31	1.31
	Mean speed U [m/s]	10.79	8.80	8.05	6.97
	Power density P [W/m ²]	2500	1398	1075	703
100.0 m	Weibull A [m/s]	12.5	10.8	10.0	8.9
	Weibull k	1.36	1.38	1.37	1.36
	Mean speed U [m/s]	11.49	9.89	9.16	8.13
	Power density P [W/m ²]	2962	1826	1472	1048
200.0 m	Weibull A [m/s]	13.4	12.4	11.6	10.4
	Weibull k	1.37	1.45	1.44	1.42
	Mean speed U [m/s]	12.30	11.28	10.51	9.44
	Power density P [W/m ²]	3599	2511	2059	1529

42. კორბოული Корбоули Korbouli

$\varphi = 42^{\circ}14'$	$\lambda = 43^{\circ}28'40''$	794 m a.s.l.	H = 11 m	1939 – 1960
---------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

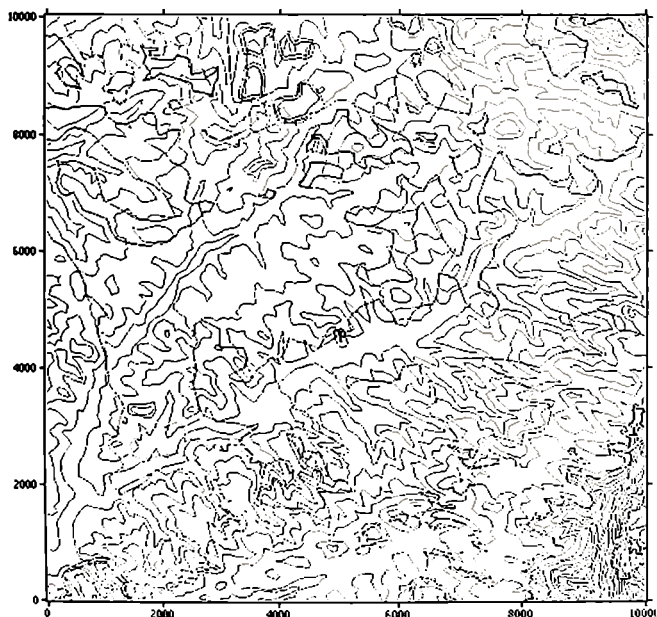
სოფელი კორბოული მდებარეობს ლიხის ქედის ჩრდილო-დასავლეთ პერიფერიაზე, პატარა მდინარე ღუმალას ხეობაში. ხეობას, რომლის სიგანე დაახლოებით ერთი კილომეტრია, ძირითადად აქვს მიმართულება ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისკენ. მთელი ეს ადგილი წარმოადგენს უკუეო და მნიშვნელოვნად ამალღებულ მონას. მეტეოლოგიური ვანლაგებულება მდ. ღუმალას მარჯვენა სანაპიროზე, გზაკუცილიდან სამხრეთით 20 – 25 მეტრის მანძილზე.

Село Корбоули расположено в северо-западной периферии Лихского хребта, в долине небольшой реки Думала. Долина, шириной около одного километра, имеет в основном, направление с северо-востока на юго-запад. Вся эта местность представляет собой безлесную и значительно возвышенную зону. Метеоплощадка устроена на правобережной стороне р. Думала, на расстоянии 20 – 25 метров к югу от шоссеиной дороги.

Korbouli settlement is situated in the northwest periphery of the Likhi Range, in the valley of the little Dumala River. The valley's width amounts to about one kilometre with a direction, mainly, from the northeast to the southwest. The whole area presents a woodless and a high zone. The meteosite is built on the right bank side of the Dumala River at the distance of 20 – 25 km to the south of the highway.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

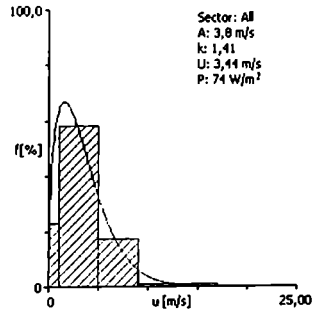
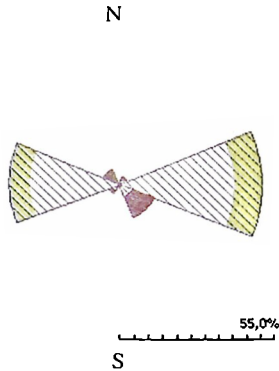
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.4	4.9	4.6	3.6	2.5	1.8	1.4	1.6	1.4	2.0	3.9	3.4	2.9



42. კობოლუი Корбоული Korbouli

ქანს ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.44 m/s	3.44 m/s	3.46 m/s
Mean power density	74 W/m ²	74 W/m ²	81 W/m ²



ქანს რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	8.1	5.7	5.0	3.9
	Weibull k	1.44	1.32	1.33	1.33
	Mean speed U [m/s]	7.35	5.27	4.59	3.60
	Power density P [W/m ²]	707	299	196	94
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.8	6.7	6.1	5.1
	Weibull k	1.45	1.36	1.36	1.37
	Mean speed U [m/s]	8.00	6.18	5.56	4.66
	Power density P [W/m ²]	897	457	333	196
50.0 m	Weibull A [m/s]	9.4	7.6	7.0	6.1
	Weibull k	1.48	1.42	1.41	1.40
	Mean speed U [m/s]	8.52	6.93	6.35	5.52
	Power density P [W/m ²]	1053	603	468	309
100.0 m	Weibull A [m/s]	10.0	8.7	8.0	7.1
	Weibull k	1.47	1.51	1.51	1.49
	Mean speed U [m/s]	9.09	7.82	7.25	6.44
	Power density P [W/m ²]	1288	789	629	451
200.0 m	Weibull A [m/s]	10.8	9.9	9.3	8.3
	Weibull k	1.44	1.49	1.50	1.51
	Mean speed U [m/s]	9.76	8.97	8.36	7.51
	Power density P [W/m ²]	1640	1215	971	695

8. მამისონის უღელგებლი მამისონский перевал Mamisoni Pass

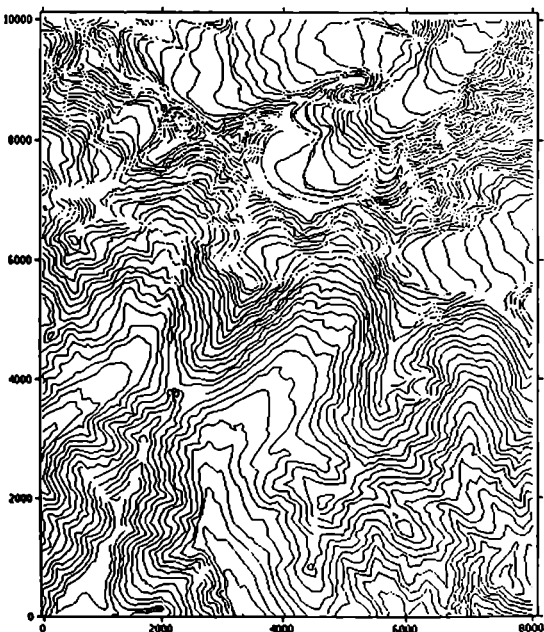
$\varphi = 41^{\circ}42'$	$\lambda = 43^{\circ}48'$	2854 m a.s.l.	H = 7 m	1936 - 1960
---------------------------	---------------------------	---------------	---------	-------------

მაღალმთიანი საღვური მამისონის უღელგებლი განთავსებულია უღელგებლის მონაკეუთზე, კავკასიონის შემო სარტყლის ზონაში. მეტეოსადგურის განლაგების ადგილი შეიძლება მიეკუთვნოს ალპური მდელოების უმაღლეს ზონას. ტყეების ზონის საშუალო განს 600 - 800 მეტრი დაბლა. მეტეოსადგანი მდებარეობს უღელგებლიდან სამხრეთით 200 მეტრის მანძილზე. 40 მეტრი მაღლა და 30 მეტრი სამხრეთისაკენ განლაგებულია საღვურის შენობა. ნიადაგი კლდინია და შედგება მთის ქანების ნაგებებისაგან.

Высокогорная станция Мамисонский перевал расположена на перевальном участке в зоне верхнего пояса Кавказиони. Местность расположения метеостанции можно отнести к паствышей зоне альпийских лугов; уровень лесных зон проходит на 600 - 800 м ниже по склонам. Метеоплошадка находится на 200 м южнее перевала и на 40 м выше. В 30 м к югу расположен дом станции. Почва скалистая, состоит из обломков горных пород.

A high-mountain station - the Mamisoni Pass - is situated on the crossing plot, in the Kavkasioni upper belt. The place, where the meteostation is located, may be considered as a zone of alpine meadows. The level of the forest area boundary passes at the height of 600 - 800 m, below off slopes. The meteosite is at the distance of 200 m to the south of the Pass, and at 40 m above, in 30 m to the south, the station building is located. Here the soil is rocky and consists of rock fragments.

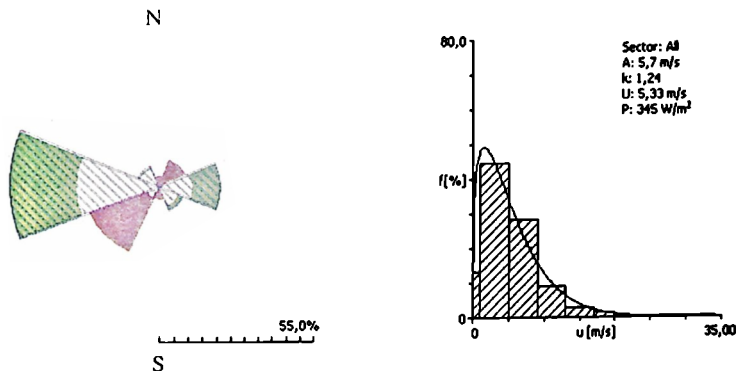
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	6.6	6.7	6.2	5.2	4.4	4.7	4.8	4.6	4.8	5.6	5.5	6.2	5.4



8. მამისონის უღელგეზოლი Мамисонский перевал Mamisoni Pass

ქრის ბავილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.33 m/s	5.33 m/s	5.45 m/s
Mean power density	345 W/m ²	345 W/m ²	418 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	7.6	5.4	4.7	3.7
	Weibull k	1.19	1.14	1.14	1.14
	Mean speed U [m/s]	7.14	5.18	4.50	3.53
	Power density P [W/m ²]	911	379	247	119
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.3	6.4	5.7	4.8
	Weibull k	1.20	1.16	1.16	1.16
	Mean speed U [m/s]	7.77	6.06	5.45	4.57
	Power density P [W/m ²]	1151	581	425	250
50.0 m	Weibull A [m/s]	8.8	7.2	6.6	5.7
	Weibull k	1.21	1.20	1.19	1.19
	Mean speed U [m/s]	8.26	6.79	6.21	5.39
	Power density P [W/m ²]	1360	769	596	392
100.0 m	Weibull A [m/s]	9.4	8.2	7.6	6.7
	Weibull k	1.22	1.25	1.24	1.23
	Mean speed U [m/s]	8.80	7.64	7.06	6.27
	Power density P [W/m ²]	1623	1003	803	577
200.0 m	Weibull A [m/s]	10.0	9.4	8.7	7.8
	Weibull k	1.21	1.28	1.27	1.27
	Mean speed U [m/s]	9.42	8.71	8.08	7.27
	Power density P [W/m ²]	2017	1430	1156	845

107. მარნეული Марнеული Marneuli

$\varphi = 41^{\circ}29'$	$\lambda = 44^{\circ}49'$	406 m a.s.l.	H = 13 m	1938 – 1970
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

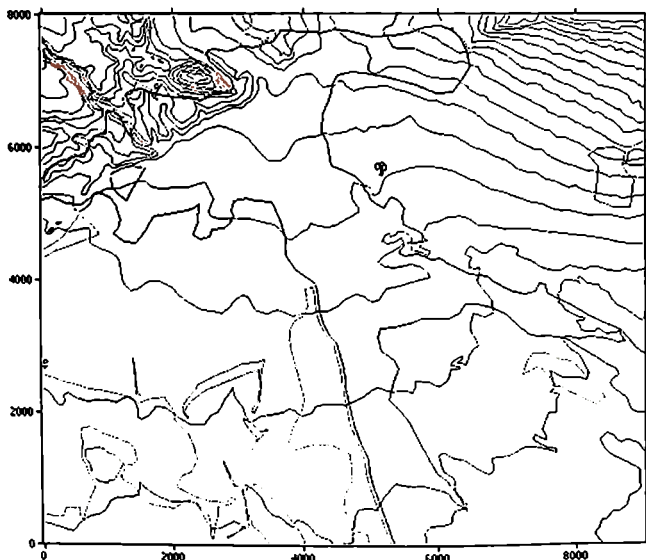
დაბა მარნეული მდებარეობს ქვემო ქართლის ვაკის ჩრდილოეთ ნაწილში, რომელიც წარმოადგენს მდ. მტკვრის და მისი შენაკადების, ხრამისა და ალგეთის ხეობების გაფართოებას კარგად გამოკვეთილი გერასული საფეხურებით. შემოგარენის რელიეფი უგეყო და ბორცვიანია. თითქმის მთელი გერიტორია დაკავებული მარცვლოვანი კულტურებით, ბაღებით, ვენახებით, ჯანაგაციებითა და ბოსტნებით. მეტეოსტაციონი მდებარეობს მდ. ალგეთის ხეობის მარცხენა სანაპირო ნაწილში. შემოგარენი ხასიათდება რელიეფის რამდენაღე დაბორციელი მხიზმულობით.

Поселок Марнеული расположен в северной части Нижне-Картлинской равнины, представляющей собой расширение долины реки Куры и ее притоков Храми и Алгети с хорошо выраженными террасированными ступенями. Рельеф окружающей местности равнинно – холмистый. Лесных массивов в окружении нет, почти вся территория равнины занята злаковыми культурами, садами, виноградниками, плантациями и огородами. Метеоплощадка находится в левобережной части долины реки Алгети. Окружающая местность отличается несколько всхолмленным очертанием рельефа.

The settlement is situated in the north part of the Low-Kartli Plain. The Plain presents the expansion of the Mikvari (Kura) River's valley and its tributaries – Khrami and Algeti – with their well-marked and terraced stages. The relief of the surrounding terrain is flat-hilly. There are no forest tracts in the nearest surrounding and crops, gardens, vineyards, plantations and vegetable-gardens occupy almost the whole territory of the Plain. The meteosite is located on left bank part of the Algeti River's valley. The surrounding terrain is notable for its hilly outlines of the relief.

ქარის საშუალო თვიური სიქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

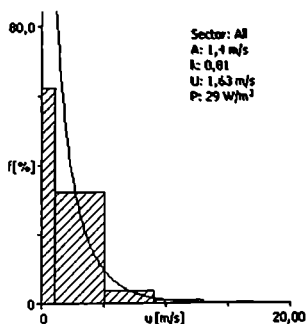
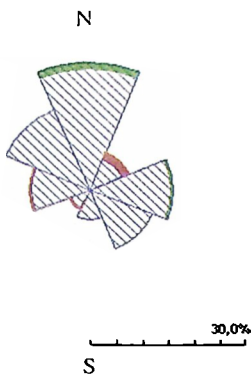
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	1.6	2.0	2.2	2.3	2.0	1.9	1.9	1.8	1.7	1.5	1.2	1.2	1.8



107. მარნეული Marneuli

ქრის ავტოლობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	1.63 m/s	1.63 m/s	1.62 m/s
Mean power density	29 W/m ²	29 W/m ²	32 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	1.9	1.2	1.1	0.9
	Weibull k	0.88	0.77	0.77	0.78
	Mean speed U [m/s]	2.07	1.45	1.27	1.02
	Power density P [W/m ²]	45	25	17	8
25.0 m	Weibull A [m/s]	2.2	1.5	1.4	1.2
	Weibull k	0.91	0.81	0.81	0.82
	Mean speed U [m/s]	2.27	1.74	1.57	1.34
	Power density P [W/m ²]	55	35	26	15
50.0 m	Weibull A [m/s]	2.4	1.9	1.7	1.5
	Weibull k	0.93	0.89	0.88	0.88
	Mean speed U [m/s]	2.43	2.01	1.84	1.62
	Power density P [W/m ²]	64	40	32	22
100.0 m	Weibull A [m/s]	2.5	2.3	2.1	1.9
	Weibull k	0.91	0.95	0.96	0.98
	Mean speed U [m/s]	2.64	2.37	2.19	1.95
	Power density P [W/m ²]	87	57	43	29
200.0 m	Weibull A [m/s]	2.7	2.8	2.6	2.3
	Weibull k	0.87	0.92	0.92	0.96
	Mean speed U [m/s]	2.91	2.94	2.69	2.38
	Power density P [W/m ²]	133	118	88	56

83. მარტკოპი Martkopi Martkopi

$\varphi = 41^{\circ}48'20''$	$\lambda = 45^{\circ}00'40''$	895 m a.s.l.	H = 11 m	1956 - 1961
-------------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

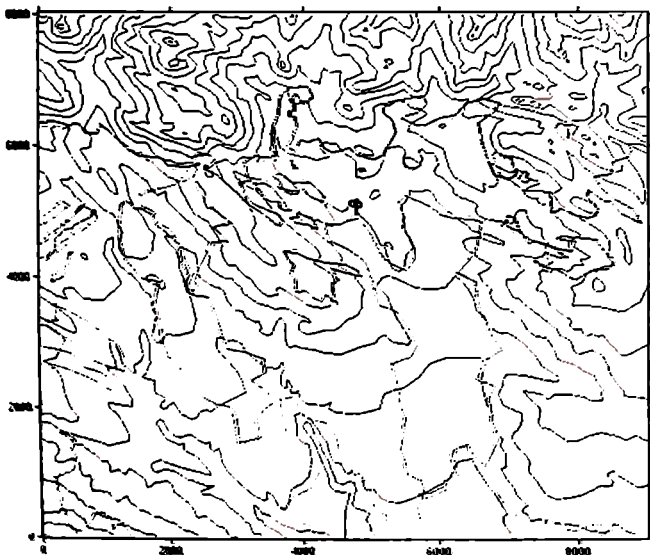
სოფელი მარტკოპი მდებარეობს ქართლის ქედის ბოლო ნაწილში, სამგორის ველისა და იორის ზეგანის პირაპირზე. მარტკოპის ახლო მიდამოებში ტყეები არ არის. თვითონ სოფელ მარტკოპში ბევრია ხილისა და კაკლის ხეები, ვენახები. მეტეოლოგიური განთავსებულია სოფლის დასავლეთი განაპირა ნაწილში, სასოფლო-სამეურნეო მანქანების პარკის ტერიტორიაზე. ნაკვეთი სწორი და ღიაა, სამხრეთისაკენ უმნიშვნელო დაქანებით. უახლოესი შენობა მდებარეობს მეტეოლოგიურიდან სამხრეთით, 50 მეტრის მანძილზე.

Село Марткопи расположено в конечной части Карталинского хребта, на стыке Самгорской долины и Иорского плоскогорья. Лесов в ближайшем окружении села Марткопи нет, в самом селе много фруктовых и ореховых деревьев, виноградников. Метеоплощадка находится на западной окраине села, на территории парка сель-хоз машин. Участок ровный, открытый, с незначительным уклоном к югу. Ближайший дом находится на расстоянии 50 м. К югу от метеоплощадки.

Martkopi settlement is situated on the extremity of the Kartli Range, on the junction of the Samgori Valley and the Iori Plateau. There are not any forest tracts in the vicinity of the settlement, while many fruit and nut trees and vineyards exist in the central part of it. The meteosite is located on the west outskirts of Martkopi, just on the territory of agricultural machines park. The terrain is plane, open with a little declivity to the south. The nearest house is at the distance of 50 m to the south of the meteosite.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

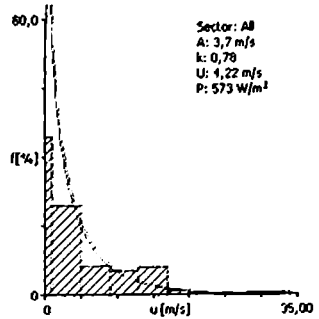
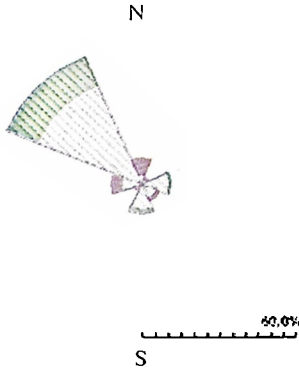
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.4	6.5	4.9	4.3	4.0	3.8	4.1	4.7	4.7	4.3	4.0	2.9	4.4



83. მარტკოლი Мартკოლი Martkopi

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.22 m/s	4.22 m/s	4.54 m/s
Mean power density	573 W/m ²	573 W/m ²	588 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	7.4	5.3	4.6	3.6
	Weibull k	0.86	0.83	0.83	0.84
	Mean speed U [m/s]	7.94	5.88	5.10	4.00
	Power density P [W/m ²]	2774	1243	813	385
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.0	6.2	5.6	4.7
	Weibull k	0.86	0.84	0.84	0.84
	Mean speed U [m/s]	8.62	6.83	6.14	5.15
	Power density P [W/m ²]	3550	1918	1392	810
50.0 m	Weibull A [m/s]	8.5	6.9	6.3	5.5
	Weibull k	0.86	0.84	0.84	0.85
	Mean speed U [m/s]	9.15	7.57	6.94	6.03
	Power density P [W/m ²]	4236	2572	1981	1284
100.0 m	Weibull A [m/s]	9.0	7.7	7.1	6.4
	Weibull k	0.87	0.85	0.85	0.85
	Mean speed U [m/s]	9.68	8.34	7.76	6.94
	Power density P [W/m ²]	4961	3304	2701	1901
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.6	8.6	8.0	7.3
	Weibull k	0.87	0.87	0.87	0.87
	Mean speed U [m/s]	10.25	9.19	8.65	7.89
	Power density P [W/m ²]	5808	4187	3539	2679

57. მთა-საბუეთი მთა-საბუეთი Mta-Sabueti Mta-Sabueti

$\varphi = 42^{\circ}02'$	$\lambda = 43^{\circ}29'$	1248 m a.s.l.	H = 10 m	1940 - 1990
---------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

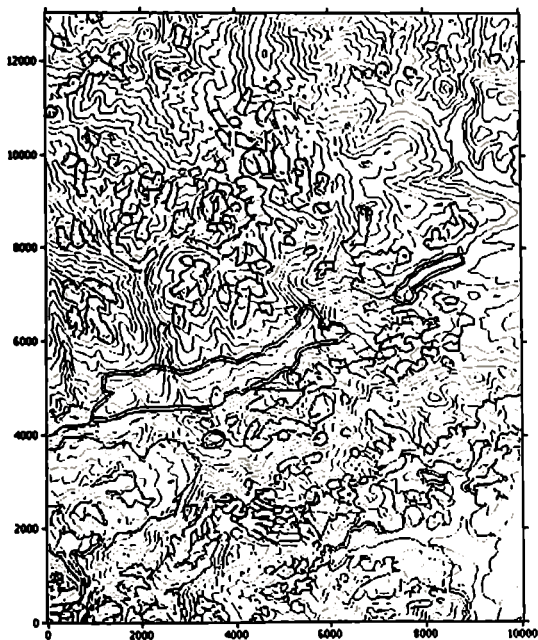
მთა-საბუეთი, რომლის დამრეკ თხემზე განლაგებულია მეტეოროლოგიური, ყველაზე მაღალია ლიხის ქედის ამ მონაკვეთზე. ამ ქედის რელიეფის თავისებურებაა ის, რომ მის მიუღსიერებზე ამაღლებულ ადგილებს აქვს ეკვივალენტური გეოგრაფიული ფერდობების მომიერი დაქანებით. ქედის საკმაოდ გრძელი მონაკვეთები დაფარულია ტყეებითა და მდელოებით. მეტეოროლოგიური განლაგებულია მთის ბრყველ თხემზე, გვის პირობად რამდენადაც დაშორებით. ერთსართულიანი პატარა სახლიდან აღმოსავლეთით, 30 - 40 მეტრის მანძილზე.

Гора Мта-Сабуети, на пологом гребне которой устроена метеоплощадка, является самой высокой на этом участке Лихским хребта. Отличительной особенностью рельефа этого хребта, на всем протяжении, является равнинное очертание его возвышенных частей и умеренная крутизна боковых склонов с обеих сторон. Склоны и гребни на длинном отрезке хребта заняты лиственными лесами и лугами. Метеоплощадка устроена на плоском гребне горы, в некотором удалении от опушки леса, на расстоянии 30 - 40 м к востоку от одноэтажного небольшого дома.

The Mta-Sabueti mountain, on the crest of which the meteosite is arranged, is the highest one on the territory of the Likhi Range. A distinguished peculiarity of the Range is that the elevated parts of it have plane outlines, while flank slopes from both sides have a moderate steepness along the whole length of the Range. The Range's slopes and crests are occupied by deciduous forests and meadows. The meteosite is built on the plane crest of the mountain, a little bit far from the edge of a forest and at the distance of 30 - 40 m to the east of a small one-storeyed house.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

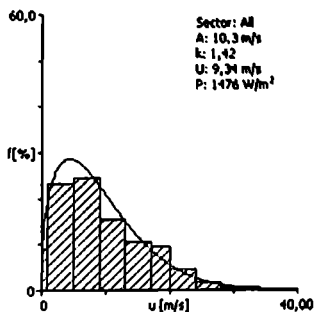
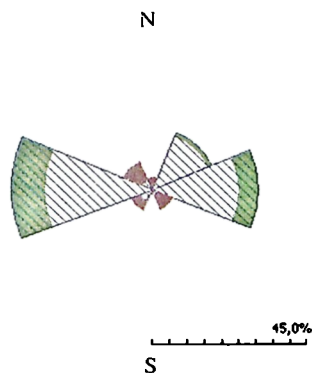
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	8.8	9.2	9.6	10.0	8.9	8.3	7.9	8.8	9.4	9.7	10.6	9.1	9.2



57. შთა-საბუეთი Мта-Сაბუეთი Mta-Sabueti

ქრის ჰელელობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	9.34 m/s	9.34 m/s	9.95 m/s
Mean power density	1476 W/m ²	1476 W/m ²	1605 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	9.8	7.0	6.1	4.8
	Weibull k	1.43	1.36	1.37	1.38
	Mean speed U [m/s]	8.88	6.39	5.57	4.37
	Power density P [W/m ²]	1257	509	333	159
25.0 m	Weibull A [m/s]	10.6	8.2	7.4	6.2
	Weibull k	1.44	1.39	1.39	1.40
	Mean speed U [m/s]	9.66	7.49	6.75	5.67
	Power density P [W/m ²]	1607	789	574	338
50.0 m	Weibull A [m/s]	11.4	9.3	8.5	7.4
	Weibull k	1.46	1.44	1.44	1.44
	Mean speed U [m/s]	10.29	8.41	7.71	6.71
	Power density P [W/m ²]	1900	1055	814	535
100.0 m	Weibull A [m/s]	12.1	10.5	9.8	8.7
	Weibull k	1.47	1.52	1.51	1.50
	Mean speed U [m/s]	10.98	9.50	8.81	7.84
	Power density P [W/m ²]	2278	1402	1130	802
200.0 m	Weibull A [m/s]	13.0	12.2	11.3	10.2
	Weibull k	1.47	1.58	1.57	1.56
	Mean speed U [m/s]	11.78	10.91	10.18	9.15
	Power density P [W/m ²]	2817	2013	1640	1203

71. მუხრანის მუხრანი Mukhrani

$\varphi = 44^{\circ}35'$	$\lambda = 41^{\circ}50'$	558 m a.s.l.	H = 11 m	1924 – 1990
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

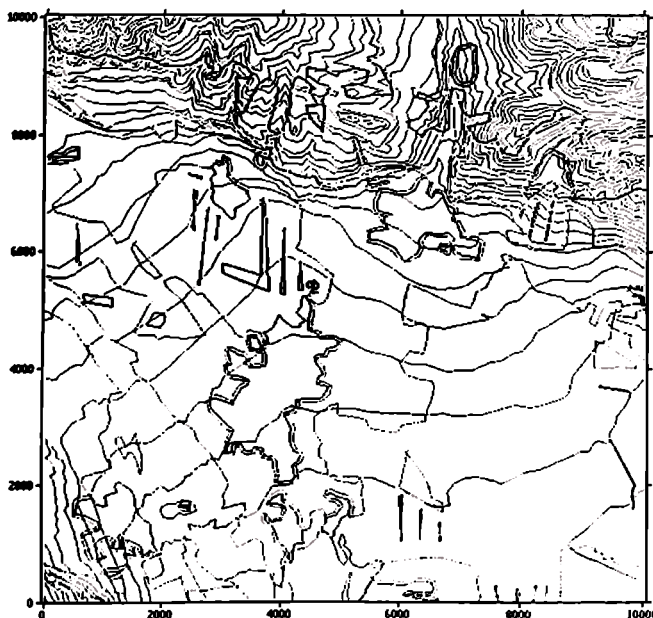
მუხრანის გაფობი წარმოადგენს ზემო ქართლის ეაკის ვაგრძელებას და ძირითადად განუენსილია ვანელს მიმართულებით. მისი სიგანე სოფელ მუხრანის რაიონში აღწევს 8 – 10 კილომეტრს. თვით ხეობაში ცვეები არ არის. ცვეები არის მხოლოდ ჩრდილოეთის მხარეს მღებარე მთების ფერღობებზე. მეტეოსტაციონი განლაგებულია სოფ. მუხრანის ჩრდილო განაპირას. საქართველოს სასოფლო-სამეურნეო ინსტიტუტის მევენახეობისა და მელენეობის სასწავლო მეურნეობის ტერიტორიაზე.

Мухранская котловина является продолжением Верхне-Картлинской равнины и вытянута, в общем широтном направлении. Ширина её в районе села Мухрани достигает 8 – 10 км. Лесов в ближайшем окружении в самой долине нет, имеются они только на склонах гор, расположенных с северной стороны. Метеоплощадка находится на северной окраине села Мухрани, на территории учебного совхоза виноградарства и виноделия Грузинского Сельско-Хозяйственного Института.

Mukhrani valley presents of the Upper-Kartli Plain's continuation and, on the whole, is stretched to a latitudinal direction. Its width reaches 8 – 10 km in the region of the Mukhrani village. There are no forests in the nearest surrounding of the valley and only the slopes of mountains from the north side are covered with wooden vegetation. The meteosite is located on the north outskirts of the village, on the territory of the training State Farm of wine-growing-and-making, attached to the Georgian Agricultural Institute.

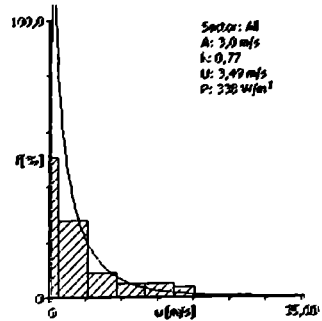
ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.3	4.4	4.7	4.6	4.0	3.7	4.0	3.2	3.2	3.0	2.8	2.6	3.6



71. მუხრანი Мухрани Mukhrani

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.49 m/s	3.49 m/s	3.57 m/s
Mean power density	338 W/m ²	338 W/m ²	336 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.3	3.8	3.3	2.6
	Weibull k	0.81	0.79	0.79	0.80
	Mean speed U [m/s]	5.95	4.32	3.75	2.95
	Power density P [W/m ²]	1408	586	381	180
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.8	4.5	4.0	3.4
	Weibull k	0.81	0.80	0.80	0.80
	Mean speed U [m/s]	6.47	5.05	4.52	3.81
	Power density P [W/m ²]	1783	903	650	382
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	5.0	4.6	4.0
	Weibull k	0.82	0.81	0.81	0.81
	Mean speed U [m/s]	6.88	5.64	5.15	4.49
	Power density P [W/m ²]	2111	1182	912	595
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.6	5.7	5.3	4.7
	Weibull k	0.82	0.83	0.83	0.83
	Mean speed U [m/s]	7.32	6.31	5.83	5.21
	Power density P [W/m ²]	2502	1534	1247	889
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.0	6.6	6.1	5.5
	Weibull k	0.83	0.86	0.85	0.85
	Mean speed U [m/s]	7.81	7.13	6.63	6.00
	Power density P [W/m ²]	3001	2006	1683	1266

108. რადიონოვკა Радионовка Radionovka

$\varphi = 41^{\circ}26'45''$	$\lambda = 43^{\circ}51'30''$	2175 m a.s.l.	H = 10 m	1936 - 1960
-------------------------------	-------------------------------	---------------	----------	-------------

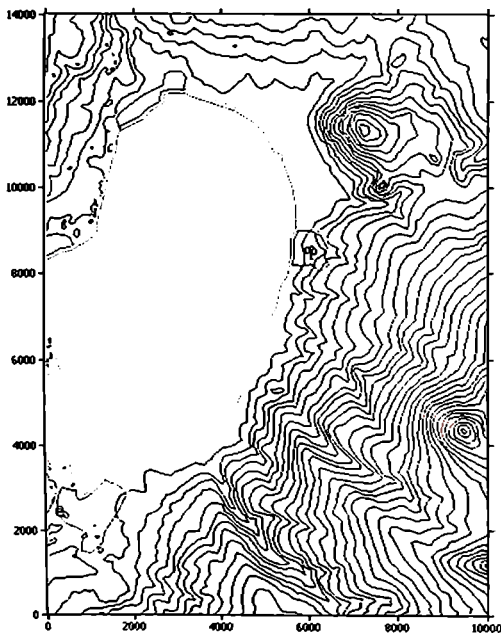
დასახლება რადიონოვკა განლაგებულია მაღალმთიანი ფარანის ტბის ნაპირის აღმოსავლეთ, დამრეც ფერღობზე. დასახლების აღვილმდებარეობა გამოირჩევა რელიეფის რბილი მოხაზულობით. უახლოესი მთების ფერღობები დამრეცად ემუქება ფარანის ტბისაკენ. რადიონოვკაში და ახალქალაქის მთელ ზეგანზე თითქმის არ იმრღება ხეები. მეტეომოღანი განლაგებულია რადიონოვკის სამხრეთ-აღმოსავლეთი განაპირას, ტბის ზეღაპირზე მაღლა, სანაპიროღან 800 - 900 მეტრის მანძილზე აღმოსავლეთით. უახლოესი ნაგებობები მეტეომოღნიღან საკმაღდ დამორებულია.

Посёлк Радионовка расположен на пологом склоне восточного берега высокогорного озера Паравани. Местность расположения посёлка Радионовка отличается мягкими очертаниями рельефа. Склоны ближайших гор полого спускаются к озеру Паравани. Древесная растительность в районе посёлка Радионовка как и на всём Ахалкалакском плоскогорье, почти отсутствует. Метеоплощадка находится на юго-восточной окраине пос. Радионовка, несколько выше зеркала озера и на расстоянии около 800 - 900 м к востоку от его берега. Ближайшие постройки удалены от метеоплощадки на значительное расстояние.

The settlement Radionovka occupies a gently sloping area of the high-mountain Paravani Lake's east bank. The place, where Radionovka is located, is distinguished by its relief's soft outlines. The slopes of the nearest mountains are descending down to the Paravani Lake. The wooden vegetation in the region of the settlement and over the whole Akhalkalaki Plateau almost is not observed. The meteorite is on the south-east outskirts of Radionovka, a little bit above of the lake's surface and at the distance of about 800 - 900 m to the east of its bank. The nearest buildings are located at the remote distance from the meteorite.

ქარის საშუალო თვიური სიქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

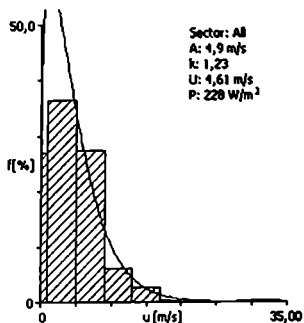
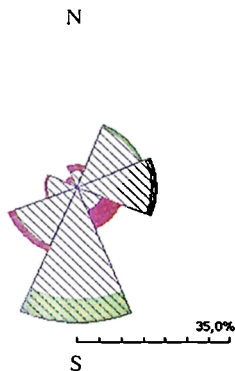
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.9	5.5	4.2	3.8	3.4	3.3	3.8	3.6	3.2	3.5	4.1	4.4	4.0



108. რადიონოვკა Radionovka Radionovka

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.61 m/s	4.61 m/s	4.50 m/s
Mean power density	228 W/m ²	228 W/m ²	224 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	8.1	5.8	5.0	3.9
	Weibull k	1.25	1.17	1.17	1.18
	Mean speed U [m/s]	7.52	5.44	4.73	3.70
	Power density P [W/m ²]	960	412	270	129
25.0 m	Weibull A [m/s]	8.8	6.7	6.1	5.1
	Weibull k	1.26	1.19	1.19	1.19
	Mean speed U [m/s]	8.18	6.35	5.71	4.79
	Power density P [W/m ²]	1220	634	460	271
50.0 m	Weibull A [m/s]	9.4	7.6	6.9	6.0
	Weibull k	1.28	1.23	1.22	1.22
	Mean speed U [m/s]	8.70	7.09	6.49	5.64
	Power density P [W/m ²]	1434	834	648	426
100.0 m	Weibull A [m/s]	10.0	8.6	7.9	7.0
	Weibull k	1.28	1.29	1.28	1.26
	Mean speed U [m/s]	9.26	7.93	7.35	6.54
	Power density P [W/m ²]	1717	1069	866	623
200.0 m	Weibull A [m/s]	10.6	9.7	9.0	8.2
	Weibull k	1.26	1.29	1.29	1.29
	Mean speed U [m/s]	9.89	8.96	8.36	7.54
	Power density P [W/m ²]	2141	1533	1246	907

103. რუსთავი რუსთავი Rustavi

$\phi = 41^{\circ}34'$	$\lambda = 45^{\circ}02'50''$	372 m a.s.l.	H=11 m	1949 - 1960
------------------------	-------------------------------	--------------	--------	-------------

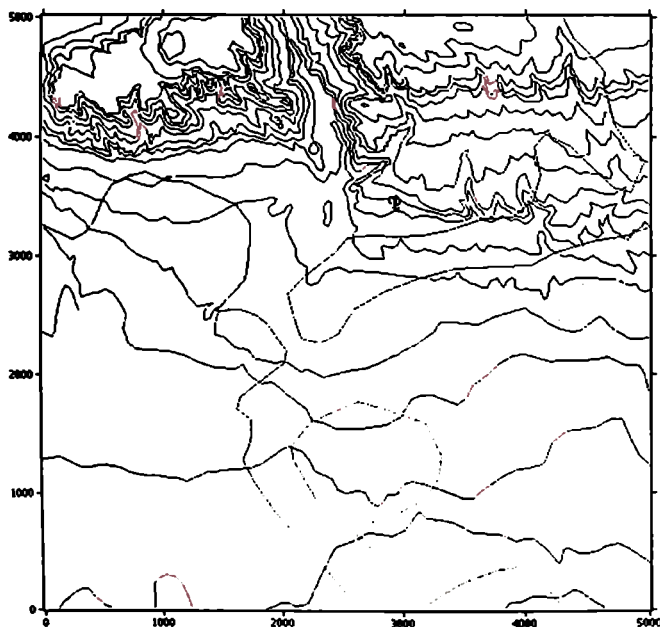
ქ. რუსთავი მდებარეობს მდ. მტკვრის მიმდებარე ერეულ ველზე, რომელიც გადადის გრამალში და აღმოსავლეთიდან შემოფარგლულია გარე-კახეთის ზეგანის კალთებით. მდინარე მტკვრის ორივე სანაპირო დაფარულია ფოთლოვანი ხეების კორომების პატარა-პატარა კუნძულებით. მეტეოროლოგიური განთავსებულია სარემონტო-ტექნიკური სადგურის ტერიტორიაზე, რომელიც წარმოადგენს გარე კახეთის იერის ზეგანის კალთის ერეულ დამრეც ფერდობს.

Город Рустави расположен в обширной Прикуринской равнине, переходящей в степь, окаймленную с восточной стороны уступами Гаре-Кახетинского плоскогорья. Древесная растительность вдоль обоих берегов р. Куры представлена небольшими островками рощи лиственных деревьев среднего и зрелого возраста. Метеоплощадка находится на территории РТС (ремонтно-техническая станция), которая представляет собой обширный пологий склон с южной экспозицией уступа Гаре-Кახетинского – Иорского плоскогорья.

The Rustavi town is situated in the vast, adjoining to the Mtkvari (Kura) River's Plain, so called the Prikurian Plain, which turns into the steppe, edged with spurs of the Gare-Kakheti Plateau from the east side. The wooden vegetation along the both banks of the Mtkvari River looks like small isles of groves, consisting of deciduous trees of a middle and maturity age. The meteosite is on the territory of MTS (maintenance-technical station), which presents a vast and sloppy spur of the Gare-Kakheti – and the Iori Plateau with the south layout.

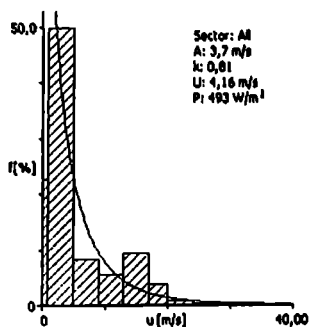
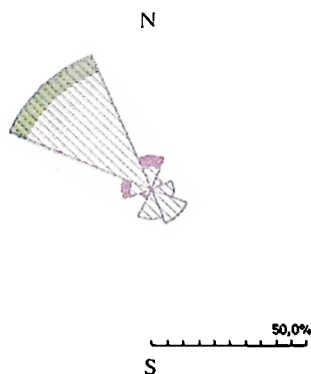
ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.4	6.0	5.3	4.9	5.2	5.4	6.0	4.9	4.5	4.2	3.1	3.4	4.8



103. რუსთავი Руставი Rustavi

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.16 m/s	4.16 m/s	4.29 m/s
Mean power density	493 W/m ²	493 W/m ²	482 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.1	3.7	3.2	2.5
	Weibull k	0.83	0.81	0.82	0.82
	Mean speed U [m/s]	5.58	4.11	3.61	2.82
	Power density P [W/m ²]	1061	459	300	143
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.5	4.3	3.9	3.3
	Weibull k	0.83	0.82	0.83	0.83
	Mean speed U [m/s]	6.06	4.78	4.34	3.63
	Power density P [W/m ²]	1359	698	514	297
50.0 m	Weibull A [m/s]	5.9	4.8	4.5	3.9
	Weibull k	0.84	0.83	0.84	0.83
	Mean speed U [m/s]	6.43	5.30	4.91	4.26
	Power density P [W/m ²]	1600	923	711	471
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	5.4	5.1	4.5
	Weibull k	0.84	0.85	0.85	0.85
	Mean speed U [m/s]	6.81	5.85	5.50	4.90
	Power density P [W/m ²]	1875	1173	946	679
200.0 m	Weibull A [m/s]	6.6	6.0	5.7	5.2
	Weibull k	0.84	0.86	0.87	0.87
	Mean speed U [m/s]	7.22	6.47	6.14	5.58
	Power density P [W/m ²]	2233	1518	1266	947

89. სამგორი, წყალსაცავი Samgori, водохранилище Samgori, Reservoir

$\varphi = 41^{\circ}42'40''$	$\lambda = 44^{\circ}53'40''$	549 m a.s.l.	H = 12 m	1952 - 1970
-------------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

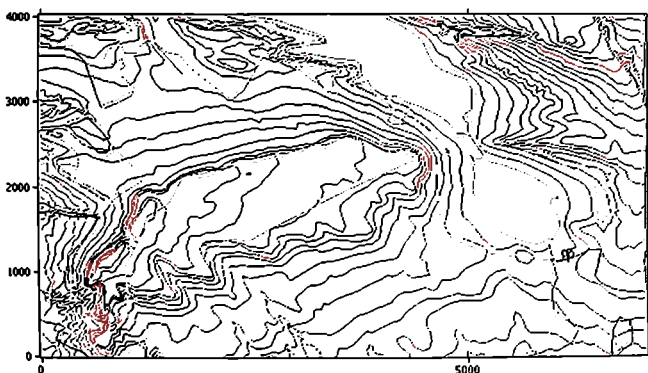
მეტეოსტაციონის შემოგარენი წარმოადგენს ქართლის ქედის სამხრეთი დაბოლოების მიკროელ დასერილ, მთიან-ბორცვიან მხარეს, რომელიც სამხრეთ-აღმოსავლეთით გადაის ეაკეში. მეტეოსტაციონი მოქმედებს 1952 წლის ოქტომბრიდან. 1958 წლის 5 აპრილიდან მეტეოსტაციონები გარდებოდა ახალ მეტეოსტაციონზე, რომელიც მდებარეობს ძველიდან ჩრდილოეთით 250 - 300 მეტრზე, შემო-მაგისტრალური არხის შესართავთან ახლოს. მეტეოსტაციონი განლაგებულია სამგორის წყალსაცავის სამხრეთი ნაპირიდან 200 მეტრის, ხოლო შემო-მაგისტრალური არხიდან 100 მეტრის მანძილზე. მეტეოსტაციონიდან სამხრეთით 100 მეტრში იწყება დასახლება სამგორი.

Окружающая метеостанцию местность представляет слабо пересечённую, горно-холмистую южную оконечность Карталинского хребта, которая к юго-востоку переходит в общую равнину. Дата организации метеостанции – октябрь 1952 г. С 5 апреля 1958 г метеонаблюдения производились на новой метеоплощадке, расположенной от старой на 250 – 300 м в северном направлении, ближе к устью верхне-магистрального канала. Метеоплощадка находится на расстоянии 200 м к ЮВ от южной береговой линии Самгорского водохранилища и в 100 м к западу от верхне-магистрального канала. К югу от метеоплощадки в 100 м начинается посёлок Самгори.

The terrain, surrounding the meteosite, looks like a broken, mountainous-hilly, south extremity of the Kartli Range. South-westwards this extremity turns into the common plain. The date of the meteostation foundation is October of 1952. But since April 5, 1958 the meteoobservations has been already carried out in a new meteosite, situated in 250 - 300 m from an old one, in the north direction, closer to the upper-main canal. The meteosite is at the distance of 200 m to the south-east of the south coastal line of Samgori Reservoir and at the distance of 100 m to the west of the upper-main canal. To the south of the meteosite, in 100 m the settlement Samgori begins.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

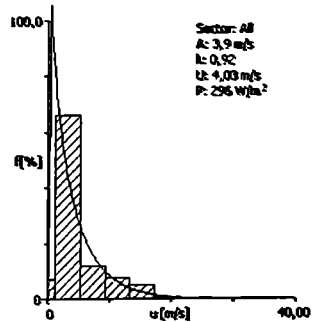
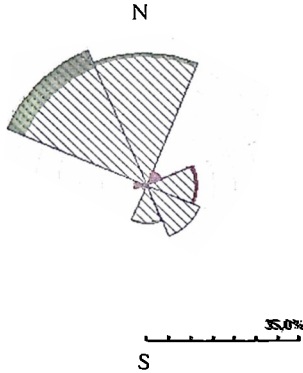
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	6.8	8.0	6.5	6.4	6.5	7.0	8.0	7.0	6.8	6.2	5.4	5.9	6.7



89. სამგორი, წყალსატევი Samgori, водохранилище Samgori, Reservoir

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.03 m/s	4.03 m/s	4.20 m/s
Mean power density	296 W/m ²	296 W/m ²	327 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	4.5	3.9	3.1
	Weibull k	0.84	0.81	0.82	0.83
	Mean speed U [m/s]	6.82	5.00	4.39	3.47
	Power density P [W/m ²]	1885	835	548	263
25.0 m	Weibull A [m/s]	6.8	5.2	4.8	4.1
	Weibull k	0.85	0.81	0.82	0.83
	Mean speed U [m/s]	7.41	5.81	5.28	4.47
	Power density P [W/m ²]	2382	1294	943	547
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.2	5.8	5.4	4.8
	Weibull k	0.85	0.83	0.83	0.84
	Mean speed U [m/s]	7.87	6.46	5.99	5.25
	Power density P [W/m ²]	2810	1695	1332	873
100.0 m	Weibull A [m/s]	7.7	6.5	6.2	5.6
	Weibull k	0.85	0.84	0.85	0.85
	Mean speed U [m/s]	8.34	7.15	6.74	6.06
	Power density P [W/m ²]	3304	2205	1791	1287
200.0 m	Weibull A [m/s]	8.2	7.3	7.0	6.4
	Weibull k	0.85	0.85	0.86	0.87
	Mean speed U [m/s]	8.86	7.95	7.58	6.93
	Power density P [W/m ²]	3953	2858	2411	1821

44. სამტრედია Samtredia

$\varphi = 42^{\circ}10'10''$	$\lambda = 42^{\circ}20'25''$	24 m a.s.l.	H = 11 m	1941 – 1975
-------------------------------	-------------------------------	-------------	----------	-------------

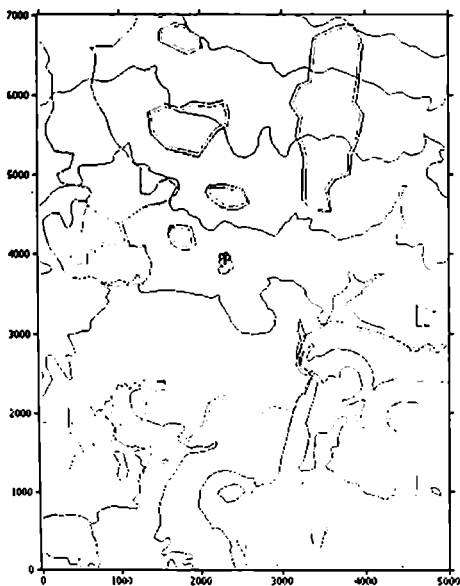
ქ. სამტრედია მდებარეობს რიონის ხეობის ქანგრალურ ნაწილში, რომელიც წარმოადგენს კოლხეთის დაბლობის რაღუნაღმე აპალეზულ ზონას. ქალაქისა და მისი შემოგარენის რელიეფი 10 კმ-ზე მეტი რადიუსით წარმოადგენს ბრტყელ, ვაკე ადგილს. სამტრედია გამოირჩევა მეცნარეების მჭიდრო საფარით. ტყეები ახლომხალე არ არის, მაგრამ ძალიან ბევრია ბაღები, ვენახები და ჩაის პლანტაციები. 1941 წლიდან მეტეოლოგიური იმუოფებოდა პურის ქარხნის ეზოში, მთაყარო შესობიდან აღმოსავლეთით 25 – 30 მეტრზე. 1961 წლის 25 დეკემბრიდან მეტეოლოგიური გადატანილ იქნა მინდორში, თბილისი-ფოთის რკინიგზის ხაზის სამხრეთით 0,5 კმ-ის მანძილზე და უახლოესი ერთ-ორ სართულიანი სახლებიდან დასავლეთით 50 მეტრის მანძილზე.

Город Самтредиа расположен в центральной части Рионской долины, представляющей собой несколько приподнятую на общем фоне зону Колхидской низменности. Рельеф местности расположения города и его окрестностей радиусом более, чем 10 км, плоский, равнинный. Самтредиа отличается обилием растительного покрова. Хотя лесов в ближайшем окружении нет, зато имеется очень много садов, виноградников, чайных плантаций. Метеоплощадка с 1941 г находилась во дворе хлебозавода на расстоянии 25 – 30 м к востоку от главного здания. 25 декабря 1961 года метеоплощадка была перенесена на полевой участок, на 0.5 км к югу от полотна ж-д Тбилиси-Поти и на 50 м к западу от ближайших одноэтажных или двухэтажных домов.

The Samtredia town is situated in the central part of the Rioni Valley, which looks like a slightly elevated, on the general background, the Kolkheti Lowland zone. The relief of the place and its outskirts in the radius of more than 10 m is flat and plane. Samtredia is known for its vegetable covering abundance. Though, there are not any forests tracts in the nearest surrounding, nevertheless there are a lot of orchards, vineyards and tea plantations. The meteorite was located in the yard of a bread-baking plant at the distance of 25 – 30 m to the east of a general building. But in December 25 of 1961 the meteorite was displaced to the field plot at the distance of 0.5 km to the south of Tbilisi-Poti permanent way and in 50 m to the west from one-storeyed and two-storeyed houses.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

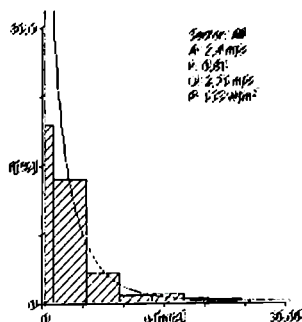
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.2	3.4	3.6	3.4	2.8	2.3	1.8	1.8	1.8	2.3	3.6	3.6	2.8



44. სამგრდობა Samtredia Samtredia

ქრის ავტოლობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.71 m/s	2.71 m/s	2.65 m/s
Mean power density	133 W/m ²	133 W/m ²	142 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.3	3.8	3.3	2.6
	Weibull k	0.83	0.81	0.82	0.81
	Mean speed U [m/s]	5.78	4.21	3.67	2.87
	Power density P [W/m ²]	1183	501	321	156
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.7	4.4	4.0	3.3
	Weibull k	0.84	0.82	0.82	0.83
	Mean speed U [m/s]	6.29	4.92	4.43	3.71
	Power density P [W/m ²]	1498	759	557	322
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.1	5.0	4.6	4.0
	Weibull k	0.84	0.83	0.83	0.83
	Mean speed U [m/s]	6.68	5.48	5.04	4.37
	Power density P [W/m ²]	1772	1007	782	510
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.5	5.6	5.3	4.7
	Weibull k	0.85	0.85	0.86	0.85
	Mean speed U [m/s]	7.10	6.12	5.70	5.07
	Power density P [W/m ²]	2069	1303	1039	744
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.0	6.4	6.1	5.5
	Weibull k	0.85	0.88	0.88	0.87
	Mean speed U [m/s]	7.57	6.88	6.47	5.85
	Power density P [W/m ²]	2508	1712	1401	1066

65. სკრა Скра Skra

$\varphi = 42^{\circ}00'20''$	$\lambda = 43^{\circ}53'12''$	607 m. a.s.l.	H = 12 m	1941 - 1960
-------------------------------	-------------------------------	---------------	----------	-------------

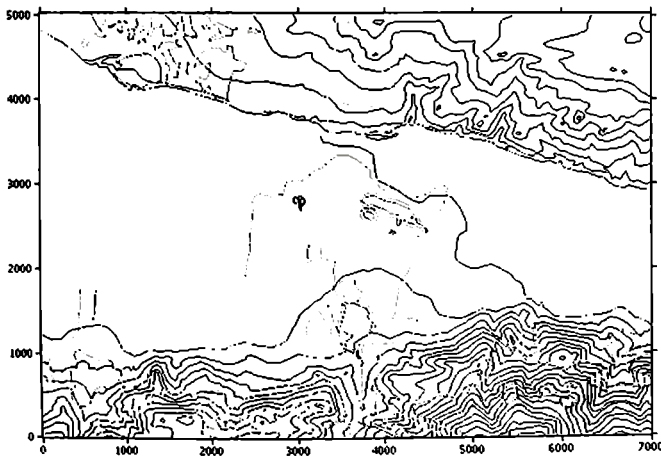
სოფ. სკრა მდებარეობს მდ. მტკვრის მარჯვენა სანაპიროზე, რომელიც წარმოადგენს ზემო ქართლის ეაკის გაგრძელებას. ამ ადგილზე მტკვრის ხეობას აქვს ვანუდის მიმართულების განიერი, ძლიერი ქარებითაა გაქრევილი, დერეფნის სახე. გყეები ახლო შემოგარენში არ არის, თრიალეთის ქედის გოტების ზემო ნაწილის გარდა. მეტეომოედანი განლაგებულია დაბალი სიმაღლის ხილის ბაღებში. საცდელი სადგურის ტერიტორიაზე, გაბატონებული აღმოსავლეთი და დასავლეთ ქარების გარდიგარდმო განლაგებულია შენარეუბის ქარსაკევი ზოლები. ზოლებს შორის მანძილი შეადგენს 200 მეტრს. უახლოეს ზოლამდე მანძილი აღმოსავლეთით შეადგენს 150 მეტრს, დასავლეთით 50 მეტრს, ამასთან დასავლეთი ზოლი ნაკლებად ხშირია, ვიდრე აღმოსავლეთი ზოლი.

Село Скра расположено в правобережной части долины р. Куры, представляющей собой продолжение Верхне-Картлинской равнины. Долина р. Куры на данном месте имеет широтное направление и представляется в виде широкого коридора, сильно продуваемого ветром. Лесов в ближайшем окружении нет, за исключением верхней части отрогов Триаletского хребта. Метеоплощадка находилась среди низкорослых фруктовых насаждений. На территории опытной станции, поперёк господствующих западных и восточных ветров, проходят полосы ветрозащитных насаждений. Расстояние между полосами 200 м. Расстояние до ближайшей полосы с востока – 150 м, а с запада – 50 м, причём западная полоса менее густая, чем восточная.

The settlement Skra is situated on the right bank part of the Mtkvari (Kura) Valley, which presents the prolongation of the Upper-Kartli Plain. The Mtkvari River's valley in this place has a latitudinal direction and looks like a wide corridor with winds blown through. There are no forests in the nearest surrounding, with the exception of the Trialeti Range spurs' upper part. The meteorite is located among undersized fruit plantations. On the territory of a testing station, across the predominant west and east winds the windbreaks are passing. The distance between windbreaks is 200 m. The distance up to the nearest windbreaks from the east is 150 m, while from the west-50 m.

ქარის საშუალო თვიური სიქარები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

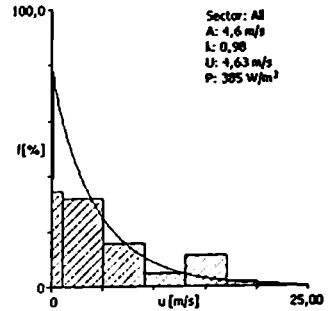
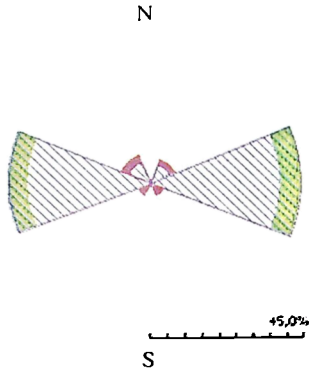
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.9	4.6	5.8	5.8	4.7	4.3	4.7	4.3	4.5	4.0	4.3	3.4	4.5



65. სკრა Skra

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.63 m/s	4.63 m/s	4.63 m/s
Mean power density	385 W/m ²	385 W/m ²	386 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	7.0	5.0	4.4	3.5
	Weibull k	1.00	0.97	0.98	0.99
	Mean speed U [m/s]	6.97	5.10	4.47	3.53
	Power density P [W/m ²]	1236	531	347	165
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.6	5.9	5.3	4.5
	Weibull k	1.01	0.97	0.99	1.00
	Mean speed U [m/s]	7.56	5.93	5.38	4.55
	Power density P [W/m ²]	1568	816	591	347
50.0 m	Weibull A [m/s]	8.1	6.5	6.1	5.4
	Weibull k	1.01	0.99	1.00	1.01
	Mean speed U [m/s]	8.03	6.57	6.08	5.33
	Power density P [W/m ²]	1856	1070	822	543
100.0 m	Weibull A [m/s]	8.6	7.3	6.9	6.2
	Weibull k	1.01	1.02	1.03	1.03
	Mean speed U [m/s]	8.51	7.26	6.82	6.14
	Power density P [W/m ²]	2188	1347	1096	792
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.0	8.1	7.7	7.1
	Weibull k	1.01	1.02	1.04	1.05
	Mean speed U [m/s]	9.02	8.03	7.62	6.99
	Power density P [W/m ²]	2658	1805	1476	1110

39. ციბული ტკიბული Tkibuli

$\varphi = 42^{\circ}20'15''$	$\lambda = 42^{\circ}59'$	524 m a.s.l.	H = 11 m	1937 - 1960
-------------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

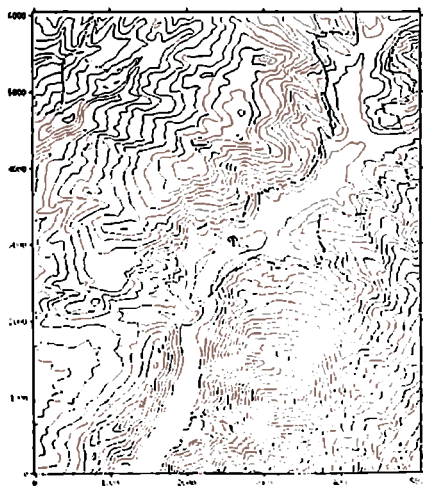
სადგურის შემოგარენის რელიეფი შედგება მრავალრიცხოვანი ცალკეული მთიანი მაღლობებისაგან, რომლებიც წარმოადგენენ წყალგამყოფი მაღლობების მეგნაკლებად გამოყოფილებულ ნაწილს, მათ შორის ყველაზე მაღალია ნაქერალას ქედი, რომელიც შემოსაზღვრავს ქალაქს ჩრდილოეთის მხრიდან. 1964 წლის 22 აპრილამდე მეტეოსტაციური განლაგებული იყო ქალაქის ქვემო ნაწილში, რკინიგზის სადგურის გასხივების ზოლში, რკინიგზიდან აღმოსავლეთით, 30 მეტრის მანძილზე. უახლოესი ნაგებობები განლაგებული იყვნენ მეტეოსტაციურიდან დასავლეთით 15 - 20 მეტრის მანძილზე. 1964 წლის აპრილში მეტეოსტაციური გადაიტანეს იქნა ქალაქის სხვა ნაწილში, წინა ადგილმდებარეობიდან ჩრდილო აღმოსავლეთით 2 კმ მანძილზე. სადგური განთავსდა ნაქერალას ქედის ერთ-ერთი გოგის დამრეკ უფროსზე, ძირითადი დაქანებითი ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით. უფროსს, სადაც განლაგებულია სადგურის გარე დანადგარები, აქვს ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულება.

Рельеф окружения станции состоит из многочисленных отдельных горных возвышенностей, представляющих собой более или менее обособившиеся части водораздельных возвышенностей, среди которых хребет Накерала, ограничивающий город с северной стороны, самый высокий. Метеостанция до 22.04.1964г. находилась в нижней части города, в полосе отчуждения ж-д вокзала, на расстоянии около 30 м к востоку от полотна ж-д. Ближайшие постройки находятся на расстоянии 15 - 20 м к западу от метеостанции. В апреле 1964 г станция перенесена на расстояние 2 км к ССЗ от прежнего её местоположения, в другую часть города, на пологий склон одного из отрогов Накеральского хребта, с основным направлением с СЗ на ЮВ. Склон означенного отрога, на участке расположения наружных установок станции, имеет северо-восточное направление.

The relief of this station surroundings consists of numerous separate mountain sublimities, which look like more or less isolated parts of watershed heights. The highest among those is the Nakerala Range, restricting the town from the north part. Till 22.04.1964 the meteorostation was located in the low part of the town, in the alienation region of the railway station, at the distance of about 30 km to the east of the permanent way. The nearest buildings are at the distance of 15-20 m to the west of the meteorostation. In April 1964 the station was displaced at the distance of 2 km to NNW of its previous location, to another part of the town, on the slope of the Nakerali Range's one spur to the main direction from NW to SE. The slope of the mentioned spur has the north-east direction of the station's external devices arrangement.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

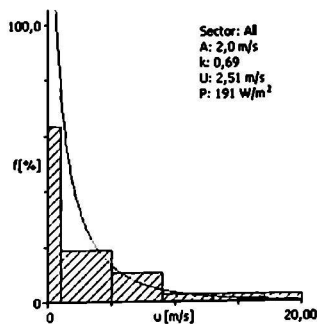
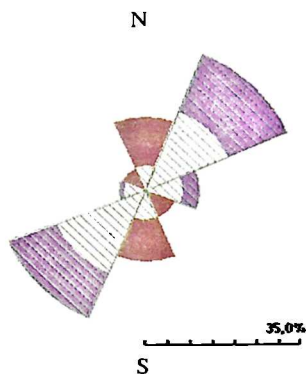
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.9	2.7	3.2	3.2	2.6	2.2	1.8	2.6	2.8	2.4	3.6	3.3	2.8



39. ციბული ტკიბული T'kibuli

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.51 m/s	2.51 m/s	2.54 m/s
Mean power density	191 W/m ²	191 W/m ²	156 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	2.2	1.6	1.4	1.2
	Weibull k	0.77	0.74	0.76	0.79
	Mean speed U [m/s]	2.53	1.90	1.69	1.39
	Power density P [W/m ²]	128	61	41	20
25.0 m	Weibull A [m/s]	2.4	1.9	1.8	1.6
	Weibull k	0.78	0.77	0.78	0.81
	Mean speed U [m/s]	2.77	2.24	2.07	1.82
	Power density P [W/m ²]	161	91	66	40
50.0 m	Weibull A [m/s]	2.6	2.3	2.1	2.0
	Weibull k	0.79	0.81	0.81	0.84
	Mean speed U [m/s]	2.96	2.56	2.39	2.17
	Power density P [W/m ²]	187	114	90	61
100.0 m	Weibull A [m/s]	2.8	2.7	2.6	2.4
	Weibull k	0.79	0.85	0.87	0.90
	Mean speed U [m/s]	3.18	2.96	2.80	2.58
	Power density P [W/m ²]	236	150	116	84
200.0 m	Weibull A [m/s]	3.0	3.2	3.1	2.9
	Weibull k	0.77	0.84	0.87	0.90
	Mean speed U [m/s]	3.45	3.54	3.34	3.08
	Power density P [W/m ²]	325	263	204	140

105. უდაბნო Удabно Udabno

$\varphi = 41^{\circ}30'$	$\lambda = 45^{\circ}24'$	765 m a.s.l.	H = 12 m	1951 – 1960
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

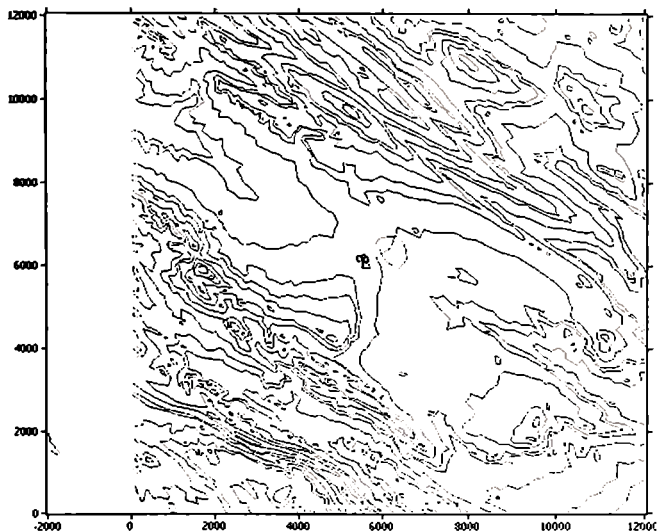
მეცხვარეობის მეურნეობა, რომლის ტერიტორიაზეც განთავსებულია მეტეოსტაციური, მღებარეობს გარსის მეგანის დაახლოებით შუა ნაწილში, საკმაოდ ვრცელ, ბორცვებითა და დაბალი მთაგრებილებით ვარშემორტყმულ ტაფობში. მეტეომოედანი მოწყობილია პატარა მადლობის თხემზე, უერმის ცენტრალური ნაკებობებიდან სამხრეთ-დასავლეთით. უახლოესი მენობა მეტეომოედნიდან ჩრდილო-დასავლეთით დამორებულია 60 მ მანძილზე. მეტეოსტაციურის უფრო დაბლა, 50 -70 მეტრის მანძილზე გადის თემშარა, რომლის გასწვრივ დარტულია ხეები.

Овцеводческий хозяйство, на территории которого устроена метеостанция, расположен, примерно, в центральной части Тарского плоскогорья, в довольно обширной впадине, окружённой холмами и невысокими грядами гор. Метеоплощадка устроена на гребне небольшой возвышенности, к юго-западу от центральных построек фермы. Ближайший дом находится на расстоянии 60 м к востоку-северо-востоку от метеоплощадки и ниже уровня метеостанции, в 50 – 70 м проходит просёлочная дорога, вдоль которой посажены деревья.

The meteorostation is located on the territory of sheep-feeding state farm, which is in the central part of the Taris Plateau, in a rather spacious hollow, surrounded with hills and low series of mountains. The meteosite is located on the crest of a small loftiness, to the south-west of the farm's central buildings. The nearest house is at the distance of 60 m to the east-north-east of the meteosite. Below of the meteorostation level, in the distance of 50-70 m a country road passes with trees, growing along its both sides.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

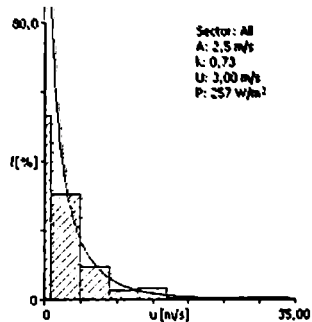
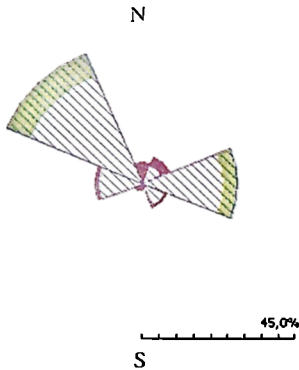
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.3	5.3	4.3	4.2	3.9	3.7	4.1	3.5	3.4	3.2	3.4	3.8	3.9



105. უდაბნო Удбно Udabno

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.00 m/s	3.00 m/s	2.83 m/s
Mean power density	257 W/m ²	257 W/m ²	242 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	2.8	2.0	1.7	1.4
	Weibull k	0.76	0.72	0.73	0.74
	Mean speed U [m/s]	3.33	2.41	2.11	1.67
	Power density P [W/m ²]	306	137	91	43
25.0 m	Weibull A [m/s]	3.1	2.3	2.1	1.8
	Weibull k	0.77	0.74	0.74	0.75
	Mean speed U [m/s]	3.62	2.82	2.56	2.17
	Power density P [W/m ²]	382	209	153	90
50.0 m	Weibull A [m/s]	3.3	2.7	2.5	2.2
	Weibull k	0.78	0.76	0.76	0.77
	Mean speed U [m/s]	3.86	3.17	2.93	2.57
	Power density P [W/m ²]	446	266	209	136
100.0 m	Weibull A [m/s]	3.6	3.2	2.9	2.6
	Weibull k	0.78	0.79	0.79	0.79
	Mean speed U [m/s]	4.12	3.59	3.35	3.01
	Power density P [W/m ²]	534	331	268	194
200.0 m	Weibull A [m/s]	3.8	3.7	3.5	3.1
	Weibull k	0.78	0.81	0.81	0.82
	Mean speed U [m/s]	4.44	4.15	3.88	3.51
	Power density P [W/m ²]	677	484	390	281

93. უღელგებილი ცხრაწყარო Перевал Цхрацკარო The Tskhratskaro Pass

$\varphi = 41^{\circ}40'$	$\lambda = 43^{\circ}32'$	2466 m a.s.l.	H = 11 m	1958 – 1963
---------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

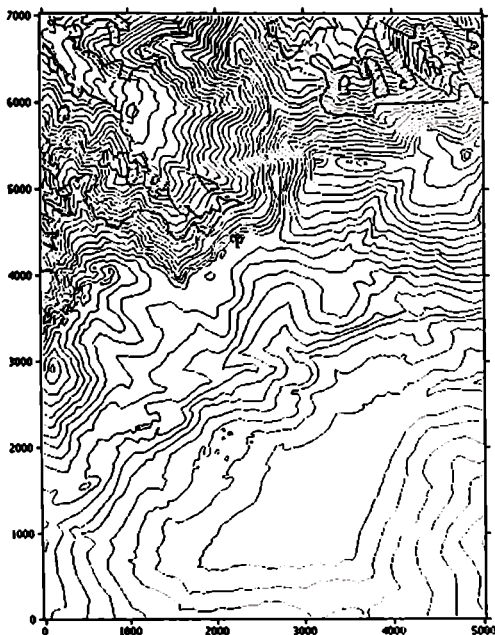
მათა ცხრაწყარო, რომლის დასავლეთი და ყველაზე ამპლუბულ ნაწილში განლაგებულია მეტეოსადგური, შედის სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის მთების სისტემაში და წარმოადგენს თრიალეთის ქედის ურცელი მთიანი მხარის დასაწყისს. სადგურის განლაგების რაიონში მყენარული საფარი ძირითადად სუბალპური ხასიათისაა როდოდენდრონის ბარლებით. მეტეოსადგური განლაგებულია სადგურის ძირითად ნაგებობებთან ახლოს, დაახლოებით 100 მეტრის მანძილზე ბაკურიანი-ახალქალაქის უღელგებილზე გამაეული გზის მონაკვეთიდან დასავლეთით.

Гора Цхрацкaro, на западной и самой возвышенной части которой устроена метеорологическая станция, входит в систему гор Южно-Грузинского нагорья и является началом обширной горной области – Триаletского хребта. Растительный покров в районе расположения станции, преимущественно, субальпийского характера с зарослями рододендрона. Метеоплощадка находится недалеко от основных её построек, на расстоянии около 100 м к западу от перевального участка дороги Бакуриани-Ахалкалаки.

The Tskhratskaro Mountain is involved into the mountainous system of the South-Georgian Upland and is the beginning of a vast mountain region of the Trialeti Range. The meteorostation is arranged on the west and the highest part of this Mountain. The vegetation covering, in the region of the station location bears, mainly, the subalpine type with a great amount of rhododendron bushes. The meteosite is located not far from its main buildings, at the distance of about 100 m to the west of the Bakuriani-Akhalkalaki motorway's pass plot.

ქარის საშუალო თვიური სიქარები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

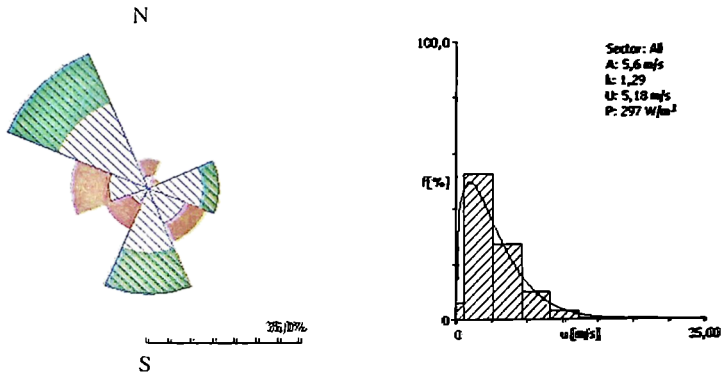
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	6.8	6.8	6.3	5.6	5.0	4.3	5.0	4.7	4.5	4.0	5.3	6.0	5.4



93. ულელტეხილი ცხრაწყარო Перевал Цхрацკარო The Tskhratskaro Pass

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.18 m/s	5.18 m/s	5.25 m/s
Mean power density	297 W/m ²	297 W/m ²	314 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	8.3	5.9	5.1	4.0
	Weibull k	1.22	1.15	1.16	1.17
	Mean speed U [m/s]	7.79	5.58	4.88	3.83
	Power density P [W/m ²]	1118	464	304	144
25.0 m	Weibull A [m/s]	9.1	6.9	6.3	5.3
	Weibull k	1.23	1.17	1.19	1.19
	Mean speed U [m/s]	8.48	6.54	5.92	4.96
	Power density P [W/m ²]	1424	717	519	306
50.0 m	Weibull A [m/s]	9.7	7.8	7.2	6.3
	Weibull k	1.24	1.21	1.22	1.22
	Mean speed U [m/s]	9.03	7.36	6.76	5.86
	Power density P [W/m ²]	1680	953	732	479
100.0 m	Weibull A [m/s]	10.4	9.0	8.3	7.4
	Weibull k	1.26	1.28	1.28	1.26
	Mean speed U [m/s]	9.64	8.32	7.72	6.84
	Power density P [W/m ²]	2004	1252	998	708
200.0 m	Weibull A [m/s]	11.1	10.4	9.7	8.6
	Weibull k	1.26	1.33	1.32	1.31
	Mean speed U [m/s]	10.35	9.58	8.90	7.95
	Power density P [W/m ²]	2481	1783	1441	1048

113. ფოკა Пока Poka

$\varphi = 41^{\circ}24'$	$\lambda = 43^{\circ}48'$	2080 m a.s.l.	II = 9 m	1936 – 1943
---------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

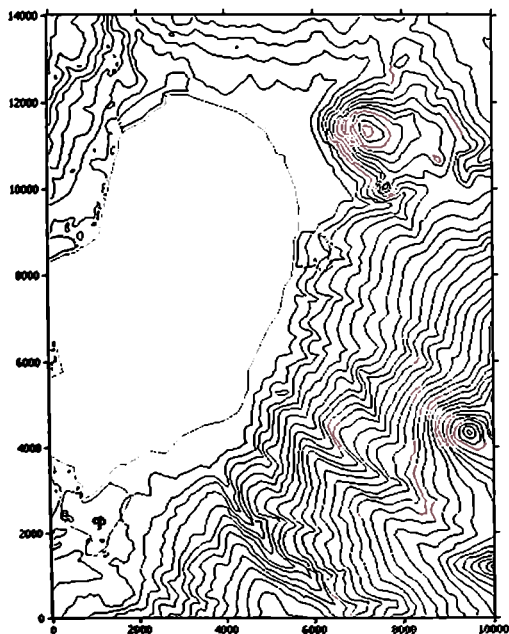
სოფელი ფოკა განლაგებულია ახალქალაქის მდებარე, მაღალმთიანი ფარავანის გბის სამხრეთი სანაპიროზე, ბორცვიანი, მკირვლ დაღარული რელიეფი წარმოადგენს ჯავახეთის ქელის დაბრევი ფერდობს. სოფლის მიდამოებში ტყეები არ არის და მთელი ეს ზონა დაფარულია ალაკური მდელოებით და ხახნავე მიწებით. მეტეოსტაციონი განთავსებულია სოფელში, ფარავანის გბის სანაპიროდან 0,5 კილომეტრის დაშორებით. სასლები აქ მიწურის ტიპისაა, მიწის ზედაპირიდან 1,5 – 2,0 მ სიმაღლისა.

Селение Пока расположено на Ахалкалакском плоскогорье, на берегу южной оконечности высокогорного озера Паравани. Рельеф местности холмистый, слабо пересечённый, представляет собой пологий склон Джавахетского хребта. Древесная растительность в районе расположения села отсутствует; вся эта местность представляет одну сплошную альпийскую зону лугов и пахотных земель. Метеоплощадка находится в черте села, на расстоянии около 0,5 км от берега озера Паравани. Дома здесь низкие, 1,5 – 2 метра.

This settlement is situated on the Akhalkalaki Plateau, on the south extremity bank of the high-mountainous Paravani Lake. The relief of this place is hilly, with slightly broken terrain and presents the Javakheti Range's slope with a gentle declivity. There is not any wooden vegetation in the region of the village and the entire place looks like an all-round zone of meadows and sowing lands. The meteosite is within the boundary of the village, at the distance of about 0.5 km from the Paravani Lake bank. The houses here are low with height of 1.5 – 2.0 m.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

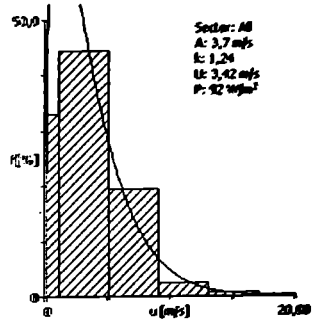
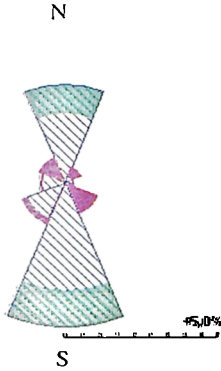
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	5.1	4.4	4.4	3.7	3.3	3.2	3.3	3.3	3.4	3.5	3.5	4.6	3.8



113. უოკა Пока Пока

ქრის დავილოძის რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.42 m/s	3.42 m/s	3.37 m/s
Mean power density	92 W/m ²	92 W/m ²	95 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.8	4.7	4.1	3.2
	Weibull k	1.18	1.10	1.10	1.11
	Mean speed U [m/s]	6.42	4.58	3.98	3.13
	Power density P [W/m ²]	667	282	185	88
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.4	5.6	5.0	4.2
	Weibull k	1.20	1.13	1.13	1.13
	Mean speed U [m/s]	6.99	5.38	4.83	4.06
	Power density P [W/m ²]	840	431	314	185
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.9	6.4	5.9	5.1
	Weibull k	1.21	1.18	1.17	1.16
	Mean speed U [m/s]	7.46	6.07	5.54	4.81
	Power density P [W/m ²]	992	568	439	290
100.0 m	Weibull A [m/s]	8.5	7.4	6.8	6.0
	Weibull k	1.22	1.25	1.24	1.23
	Mean speed U [m/s]	7.97	6.91	6.37	5.64
	Power density P [W/m ²]	1205	744	593	418
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.1	8.7	8.0	7.1
	Weibull k	1.21	1.27	1.26	1.26
	Mean speed U [m/s]	8.59	8.04	7.42	6.60
	Power density P [W/m ²]	1540	1140	904	640

46. ფოთი-პორტი Поти-Порт Poti-Port

$\varphi = 42^{\circ}10'30''$	$\lambda = 41^{\circ}39'32''$	3 m a.s.l.	H = 16 m	1936 - 1980
-------------------------------	-------------------------------	------------	----------	-------------

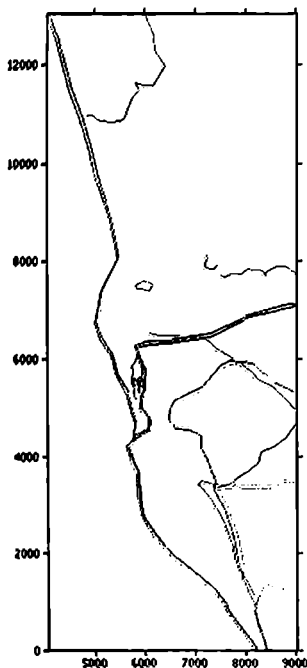
მეტეოსადგური გაიხსნა 1912 წელს ქ. ფოთის პორტის ტერიტორიაზე, ნაუსადგურსა და მდ. რიონის ჩრდილო გოგს შორის, სამხრეთ მოლოს ბირიდან აღმოსავლეთით. მეტეოსადგური რამოდენიმეჯერ იქნა გადატანილი ახალ ადგილებზე. ამჟამად ის განლაგებულია ქალაქის ჩრდილო განაირას, დაბლობ ნაპირზე, წყლის კიდიდან 500 მეტრის მანძილზე.

Метеостанция была открыта в 1912 г на территории Порты г. Поти, между гаванью и северным рукавом р. Риони, к востоку от корня южного мола. Метеостанция несколько раз переносилась на новое место. В настоящее время она расположена на северной окраине города, на низменном берегу, в 500м от уреза воды.

The meteostation was opened in 1912 on the territory of the Port Port, between the harbour and the northern sleeve of the Rioni River, to the east from the radical of a southern mole. The meteostation was carried on a new place several times. At present it is disposed on the northern environs of the city, on a low coast, in 500m from a water boundary.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

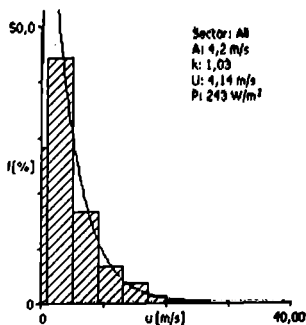
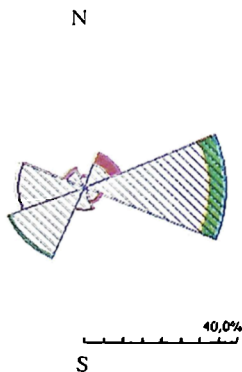
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	5.2	5.3	5.0	4.3	3.6	3.2	3.2	2.1	3.2	4.0	4.9	5.3	4.3



46. უოთი-პორტი Потн-Порт Poti-Port

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.14 m/s	4.14 m/s	4.15 m/s
Mean power density	243 W/m ²	243 W/m ²	251 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.3	3.7	3.3	2.6
	Weibull k	0.98	0.92	0.92	0.93
	Mean speed U [m/s]	5.39	3.89	3.39	2.67
	Power density P [W/m ²]	608	270	178	84
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.8	4.4	4.0	3.4
	Weibull k	0.99	0.94	0.94	0.95
	Mean speed U [m/s]	5.87	4.56	4.10	3.47
	Power density P [W/m ²]	761	406	299	176
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.3p.	5.1p.	4.6p.	4.1p.
	Weibull k	1.00	0.97	0.97	0.97
	Mean speed U [m/s]	6.25	5.13	4.69	4.10
	Power density P [W/m ²]	893	529	410	271
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.7	5.9	5.4	4.8
	Weibull k	1.00	1.03	1.02	1.02
	Mean speed U [m/s]	6.67	5.80	5.37	4.80
	Power density P [W/m ²]	1086	673	539	385
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.2	6.8	6.3	5.7
	Weibull k	0.99	1.03	1.03	1.04
	Mean speed U [m/s]	7.17	6.68	6.20	5.60
	Power density P [W/m ²]	1374	1009	809	580

41. ქუთაისი გმს Кутаиси ГМС Kutaisi GMS

$\varphi = 42^{\circ}14'32''$	$\lambda = 42^{\circ}37'40''$	114 m a.s.l.	H = 11 m	1935 - 1980
-------------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

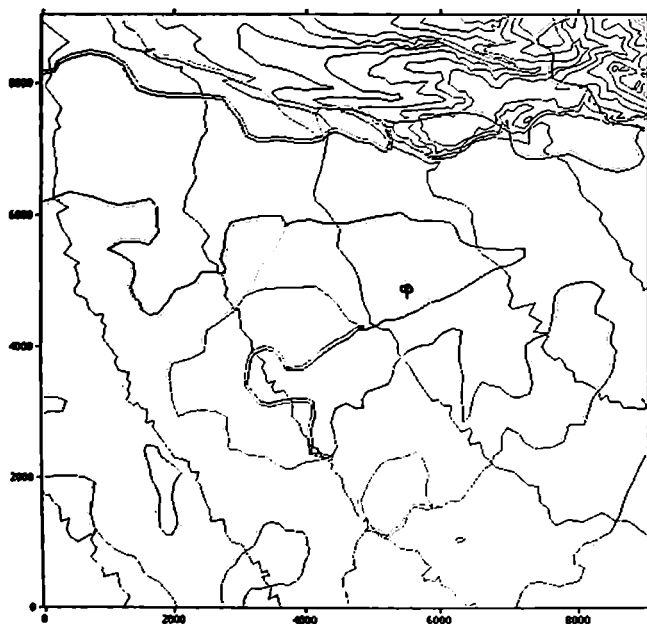
სადგური განთავსებულია მდ. რიონის ხეობაში მდინარის მარჯვენა სანაპიროზე. მეტეოლოგიური რამდენიმეჯერ იყო გადატანილი. 1962 წლის 18 აპრილიდან სადგური იმყოფება მინდორზე ქალაქის ნაგებობებიდან და სამრეწველო საწარმოებიდან საკმაო დაშორებით. დაახლოებით ერთი კილომეტრის რადიუსში არ არის არაეითარი ნაგებობები, გარდა ერთი პატარა ერთსართულიანი აგურის სახლისა, რომელიც დგას მეტეოლოგის დასაყვებით 50 მეტრის მანძილზე.

Станция устроена в правобережной части долины р. Риони, на окраине города. Метеоплощадка переносилась несколько раз. С 18 апреля 1962г. станция находится на полевом участке, значительно удалённом от городских построек и промышленных предприятий. В радиусе примерно одного километра, кроме одного небольшого одноэтажного кирпичного здания, стоящего на расстоянии 50 м к 3 от метеоплощадки, никаких построек нет.

The station is built in the right bank part of the Rioni River's valley, on the marches of the town. The meteorite's displacement was carried out several times. Since April 18, 1962 the station has been located on the field plot, removed from urban buildings and industrial enterprises. There are no buildings in the radius of one kilometre, except of one-storeyed house at the distance of 50 m to the west of the meteorite.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

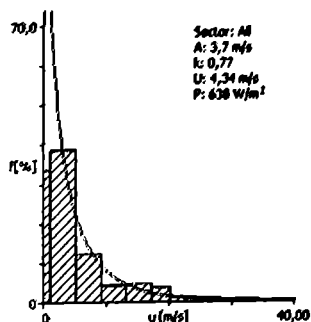
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	5.6	5.6	5.9	5.7	4.6	3.7	3.0	3.4	3.6	4.8	7.2	6.7	5.0



41. ქუთაისი გზს Kutaisi GMS Kutaisi GMS

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.34 m/s	4.34 m/s	4.75 m/s
Mean power density	638 W/m ²	638 W/m ²	638 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.5	4.7	4.1	3.2
	Weibull k	0.83	0.81	0.81	0.81
	Mean speed U [m/s]	7.22	5.29	4.61	3.61
	Power density P [W/m ²]	2338	1008	658	309
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.1	5.5	5.0	4.2
	Weibull k	0.83	0.81	0.82	0.82
	Mean speed U [m/s]	7.86	6.18	5.57	4.66
	Power density P [W/m ²]	2963	1557	1124	659
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.6	6.2	5.7	5.0
	Weibull k	0.84	0.83	0.83	0.83
	Mean speed U [m/s]	8.35	6.91	6.35	5.50
	Power density P [W/m ²]	3511	2075	1585	1030
100.0 m	Weibull A [m/s]	8.1	7.1	6.6	5.8
	Weibull k	0.85	0.85	0.85	0.85
	Mean speed U [m/s]	8.89	7.73	7.19	6.38
	Power density P [W/m ²]	4108	2705	2180	1522
200.0 m	Weibull A [m/s]	8.7	8.2	7.7	6.8
	Weibull k	0.85	0.88	0.88	0.87
	Mean speed U [m/s]	9.49	8.75	8.19	7.36
	Power density P [W/m ²]	4868	3468	2888	2178

9. ყაზბეგი მაღალმთიანი Казбегის высокогорная The Kazbegi Alpine

$\varphi = 42^{\circ}40'45''$	$\lambda = 44^{\circ}32'10''$	3665 m a.s.l.	H = 11 m	1936 – 1960
-------------------------------	-------------------------------	---------------	----------	-------------

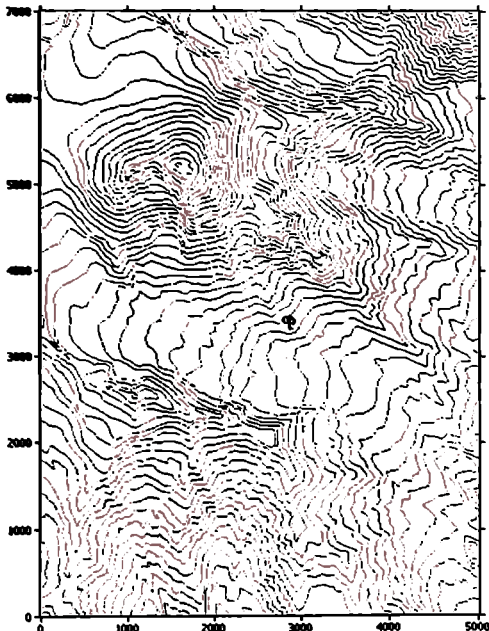
მეტეოსადგური მდებარეობს კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში, მარადიული თოვლის, მყინვარებისა და ფირნული ელუბის ზონაში. მეტეოსადგური განლაგებულია მყინვარწერის სამსრეთი ფერლობის 1000 კვ. მეტრის ფართობის მორენაზე. მეტეოსადგურის გარშემო და ქვევით, 2000 მეტრის სიმაღლემდე არაეიტარი მცენარეულობა არ არის. გარე ხელსაწყოები დაყენებულია მაღალმთიანი სადგურიდან ჩრდილოეთით, 15 მეტრის მანძილზე.

Метеостанция расположена в центральной части Кавказиони, в зоне вечных снегов, ледников и фирновых полей. на морене площадью около 1000 м², на южном склоне горы Мкинвари. В окружении метеостанции и ниже её, до высоты 2000 м, нет никакой растительности. Наружные приборы установлены на расстоянии 15 м в С от здания высокогорной станции.

This meteostation is situated in the central part of Kavkasioni, in the zone of everlasting snow, glaciers and fields of a glacier slope, just on the moraine with the square of 1000 m² and on the south slope of the Mkinvari Mountain. There is no vegetation up to the height of 200 m in the meteostation surroundings or below it. External devices are established at the distance of 15 m to the north from the building of the alpine station.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

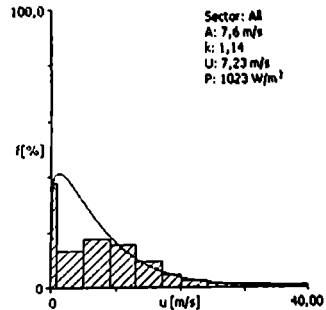
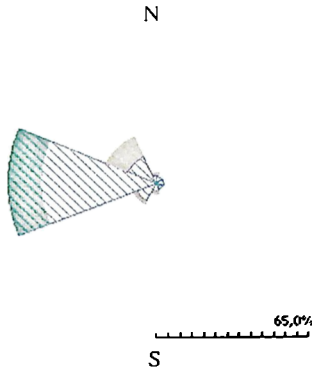
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	7.0	7.5	7.4	7.0	6.1	4.8	5.0	5.4	6.4	7.1	6.6	6.8	6.4



9. ყაზბეგი მაღალმთიანი Kazbegi высокогорная The Kazbegi Alpine

ქრის აღვიდაობის რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	7.23 m/s	7.23 m/s	6.99 m/s
Mean power density	1023 W/m ²	1023 W/m ²	996 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	7.3	5.2	4.6	3.6
	Weibull k	1.06	1.03	1.03	1.04
	Mean speed U [m/s]	7.09	5.17	4.50	3.55
	Power density P [W/m ²]	1138	477	312	149
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.9	6.1	5.5	4.7
	Weibull k	1.06	1.04	1.04	1.05
	Mean speed U [m/s]	7.71	6.02	5.43	4.58
	Power density P [W/m ²]	1449	735	534	312
50.0 m	Weibull A [m/s]	8.4	6.9	6.3	5.5
	Weibull k	1.07	1.06	1.06	1.07
	Mean speed U [m/s]	8.19	6.71	6.17	5.39
	Power density P [W/m ²]	1711	965	748	491
100.0 m	Weibull A [m/s]	9.0	7.7	7.2	6.5
	Weibull k	1.08	1.10	1.10	1.10
	Mean speed U [m/s]	8.71	7.48	6.96	6.24
	Power density P [W/m ²]	2037	1239	1000	719
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.5	8.7	8.2	7.5
	Weibull k	1.07	1.11	1.11	1.12
	Mean speed U [m/s]	9.29	8.40	7.88	7.17
	Power density P [W/m ²]	2491	1714	1404	1033

114. შირაკი შირაკი Shiraki

$\varphi = 41^{\circ}24'$	$\lambda = 46^{\circ}20'$	562 m a.s.l.	H = 11 m	1936 – 1960
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

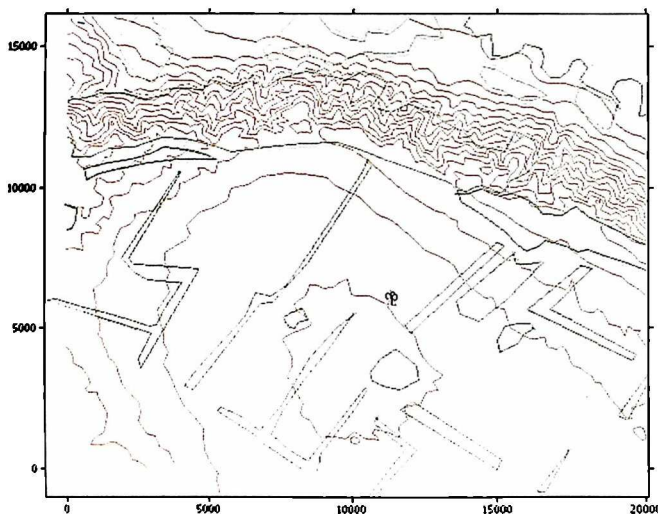
სადგური განლაგებულია შირაკის ველის ცენტრალურ ნაწილში, რომელიც წარმოადგენს შედარებით ურყელბორცვიან ბუკვანს ზღვის დონიდან საშუალოდ 500 – 550 მეტრ სიმაღლეზე. სადგურის გარშემო საკმაოდ დიდ მანძილზე არ არის არავითარი ხეები, ბალახის საფარი თითქმის ყოველ ზაფხულს ხმება. შირაკის ველის მთელი ტერიტორია გამოიყენება მარცვლეულის კულტურების, ძირითადად ხორბლის სათვისად. მეტეოსტაციონი განთავსებულია ძირითადი საგებობებისაგან განსაკუთრებით.

Станция находится в центральной части Ширакской степи, представляющей собой сравнительно обширное холмистое плоскогорье, со средней высотой около 500 – 550 м над уровнем моря. На значительном расстоянии в окружении станции нет никакой древесной растительности, травяной покров летом, почти каждый год высыхает. Вся территория Ширакской и соседних степей используются преимущественно под посевы злаковых культур, в основном, пшеницы. Метеоплощадка находится несколько в стороне от основных одноэтажных построек.

This station is in the central of the Shiraki steppe, which presents rather vast and hilly plateau with an average height of about 500 – 550 m above sea level. At the long distance, in the station's surroundings there are not any wooden vegetation, but a grass-covering in summertime dries up almost every year. The whole territory of the Shiraki steppe and the other steppes is used for sowing of cereals, mainly, for wheat. The meteosite is located a little bit apart from the main one-storeyed buildings.

ქანის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

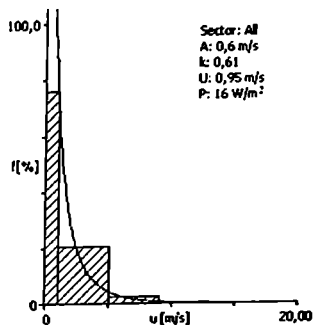
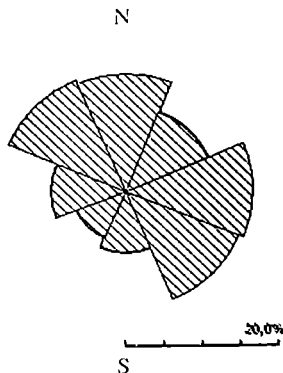
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	1.1	1.4	1.6	1.4	1.3	1.2	1.2	1.3	1.1	1.1	1.0	0.8	1.2



114. შირაკი Shiraki

ქრის ავღოსტინიძის რეგიონი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	0.95 m/s	0.95 m/s	0.99 m/s
Mean power density	16 W/m ²	16 W/m ²	18 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეგიონი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	1.3	0.6	0.6	0.7
	Weibull k	0.77	0.61	0.63	0.73
	Mean speed U [m/s]	1.47	0.91	0.83	0.79
	Power density P [W/m ²]	25	15	10	5
25.0 m	Weibull A [m/s]	1.4	0.8	0.8	0.9
	Weibull k	0.79	0.64	0.67	0.77
	Mean speed U [m/s]	1.61	1.08	1.03	1.04
	Power density P [W/m ²]	30	20	15	9
50.0 m	Weibull A [m/s]	1.5	1.0	1.0	1.1
	Weibull k	0.81	0.70	0.72	0.82
	Mean speed U [m/s]	1.73	1.25	1.21	1.26
	Power density P [W/m ²]	35	22	18	13
100.0 m	Weibull A [m/s]	1.6	1.2	1.2	1.5
	Weibull k	0.79	0.74	0.78	0.92
	Mean speed U [m/s]	1.87	1.48	1.44	1.52
	Power density P [W/m ²]	48	30	23	16
200.0 m	Weibull A [m/s]	1.7	1.5	1.5	1.8
	Weibull k	0.75	0.71	0.75	0.89
	Mean speed U [m/s]	2.07	1.84	1.77	1.86
	Power density P [W/m ²]	76	65	49	32

164. ჩარნალი Чарнали Charnali

$\phi = 41^{\circ}34'20''$	$\lambda = 41^{\circ}35'50''$	310 m a.s.l.	H = 12 m	1952 – 1960
----------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

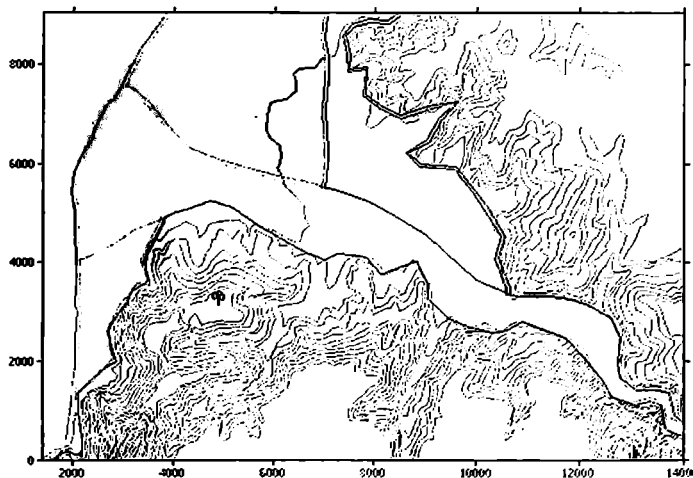
მეტეოსტაციონი მდებარეობს შავშეთის გეგანის ერთ-ერთ ბრტყელ მწვერვალზე შემოგარენისადმი თითქმის ღორღინირებულ მდგომარეობაში. მეტეოსტაციონის ჩრდილოეთით, დაახლოებით 50 მეტრის მანძილზე იწვეება ფლატე, რომელიც გადადის ზღვის სირა დაბლობში. სამხრეთიდან მეტეოსტაციონს ემიჯნებიან ცალკეული მაღლობები და ქედების გოგები.

Метеоплощадка находится на плоской вершине одной из возвышенностей Шавшетского хребта и по отношению к окружению занимает почти доминирующее положение. К северу от метеоплощадки, на расстоянии около 50 м, местность резко обрывается, переходя в приморскую низменность, с юга к метеоплощадке примыкают отдельные возвышенности и отроги горных хребтов.

The meteosite is situated on a flat top of one sublimity of the Shavsheti Range and, in relation to the surroundings, occupies almost a leading position. To the north from the meteosite, 50 m apart, the terrain breaks sharply, passing into a seaside lowland. The separate sublimities and the spurs of the mountain ranges are adjoined to the meteosite from the south.

ქარის საშუალო თვიური სიქარები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

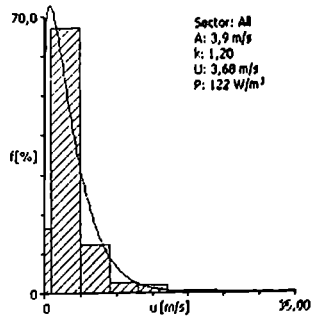
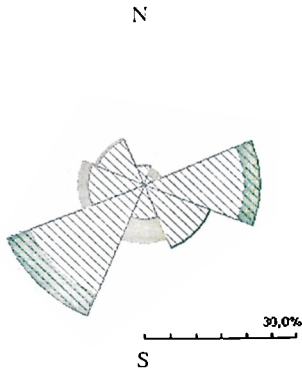
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.9	4.4	3.4	2.8	2.4	2.0	2.0	2.3	2.3	2.7	3.7	3.8	3.0



164. ჩარნალის Чарнали Charnali

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.68 m/s	3.68 m/s	3.72 m/s
Mean power density	122 W/m ²	122 W/m ²	133 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	4.4	3.8	3.0
	Weibull k	1.22	1.12	1.12	1.13
	Mean speed U [m/s]	5.84	4.19	3.65	2.87
	Power density P [W/m ²]	475	209	136	66
25.0 m	Weibull A [m/s]	6.8	5.2	4.7	3.9
	Weibull k	1.23	1.15	1.15	1.16
	Mean speed U [m/s]	6.37	4.92	4.43	3.72
	Power density P [W/m ²]	599	315	230	136
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.3	5.9	5.4	4.7
	Weibull k	1.26	1.21	1.21	1.20
	Mean speed U [m/s]	6.79	5.55	5.08	4.42
	Power density P [W/m ²]	700	408	319	210
100.0 m	Weibull A [m/s]	7.8	6.8	6.3	5.6
	Weibull k	1.25	1.30	1.30	1.28
	Mean speed U [m/s]	7.26	6.30	5.84	5.18
	Power density P [W/m ²]	866	528	420	301
200.0 m	Weibull A [m/s]	8.3	7.9	7.3	6.6
	Weibull k	1.22	1.27	1.28	1.30
	Mean speed U [m/s]	7.82	7.32	6.80	6.08
	Power density P [W/m ²]	1140	865	678	474

123. ცხინვალის ტყინვალი Tskhinvali

$\varphi = 42^{\circ}14'$	$\lambda = 43^{\circ}59'$	862 m a.s.l.	H = 10 m	1941 - 1960
---------------------------	---------------------------	--------------	----------	-------------

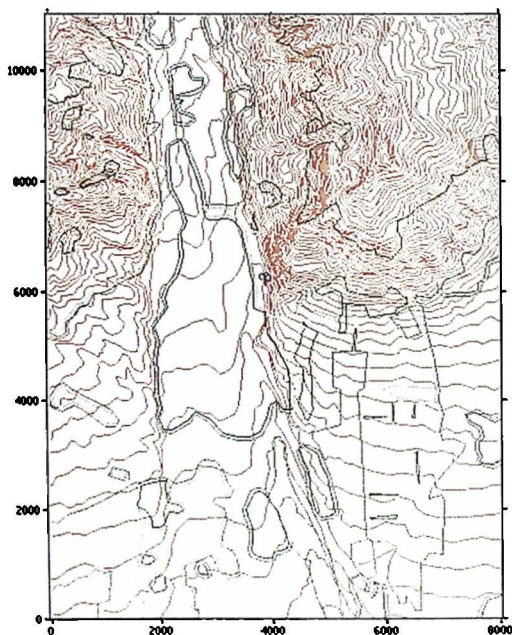
მეტეოლოგიური მდებარეობს ქ. ცხინვალის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, ურეულ ხილის ბაღში. მეტეოლოგიურიდან დასავლეთით 60 მეტრის მანძილზე აშენებულია 5 - 6 მ სიმაღლის სტანდარტული სახლი. ჩრდილოეთით უახლოესი სახლი 50 მეტრის მანძილზეა. დაახლოებით ამავე მანძილზე ნაგებობები დასარჩენი მიმართულებით. ახლი შემოგარენში, როგორც ვაკე ისე მთიან ნაწილებში ტყეები არ არის.

Метеоплощадка расположена в юго-восточной части города Цхинвали, среди обширного фруктового сада. На расстоянии 60 м к западу от метеоплощадки построен стандартный дом высотой 5 - 6 м. Ближайший дом находится на расстоянии 50 м к северу от метеоплощадки. Примерно на такое же расстояние удалены постройки с остальных сторон. Лесов в ближайшем окружении, как в равнинной, так и в горной частях нет.

The meteorite is located in the south-east part of Tskhinvali town, among a vast orchard. At the distance of 60 m to the west of the meteorite a standard house is built with the height of 5-6 m. The nearest house is at the distance of 50 m to the north of the meteorite. The buildings from the other sides are almost in the same distance from the meteorite. There are no forests in the nearest surroundings either in plain or in mountainous part.

ქრის საშუალო თვიური სიქქრეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

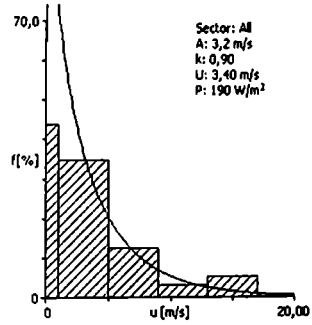
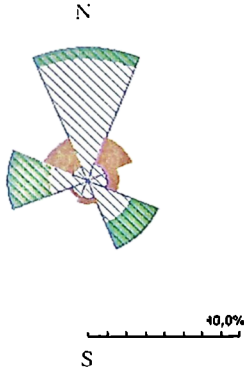
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.2	3.9	4.7	5.2	4.7	4.6	4.4	4.2	4.2	3.8	3.0	2.6	4.0



123. ცხნედილი ცაოთალი Tskhinvali

ქნის დევილიობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.40 m/s	3.40 m/s	3.29 m/s
Mean power density	190 W/m ²	190 W/m ²	220 W/m ²



ქნის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.4	3.8	3.3	2.6
	Weibull k	0.96	0.91	0.91	0.92
	Mean speed U [m/s]	5.46	3.96	3.44	2.71
	Power density P [W/m ²]	675	294	192	92
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.8	4.5	4.0	3.4
	Weibull k	0.96	0.92	0.92	0.93
	Mean speed U [m/s]	5.94	4.62	4.16	3.51
	Power density P [W/m ²]	859	447	326	193
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	5.0	4.6	4.0
	Weibull k	0.97	0.95	0.95	0.95
	Mean speed U [m/s]	6.32	5.17	4.74	4.14
	Power density P [W/m ²]	1001	583	450	299
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.6	5.8	5.3	4.8
	Weibull k	0.97	0.99	0.98	0.98
	Mean speed U [m/s]	6.73	5.79	5.38	4.81
	Power density P [W/m ²]	1206	738	599	431
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.1	6.5	6.1	5.6
	Weibull k	0.96	0.99	1.00	1.00
	Mean speed U [m/s]	7.19	6.56	6.14	5.55
	Power density P [W/m ²]	1504	1055	855	627

100. წალკა Цалკა Tsalka

$\varphi = 41^{\circ}36'$	$\lambda = 44^{\circ}06'20''$	1470 m a.s.l.	H = 13 m	1939 - 1970
---------------------------	-------------------------------	---------------	----------	-------------

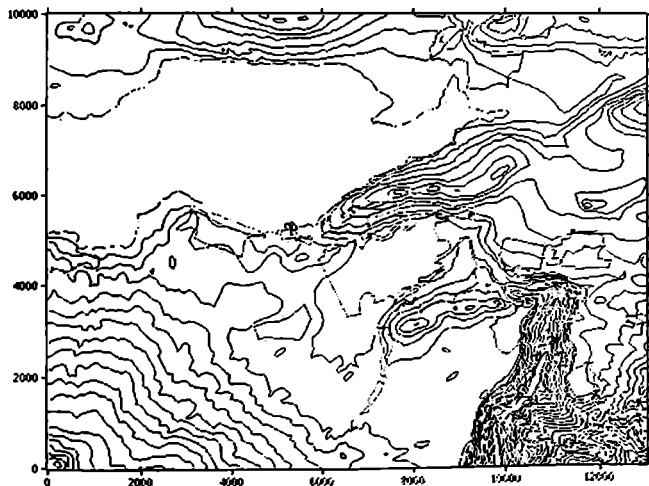
სოფელი წალკა მდებარეობს სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის ქედიდან. აგრიკონი სოფელს გარშემო ხასიათდება მსუბუქი გალასტური რელიეფით, საერთო დაქანებით ჩრდილოეთისაკენ. წალკის წყალსაცავის მიმართულებით. მეტეოსტაციო განლაგებულია სოფ. წალკის აღმოსავლეთი განაპირას, გზატკეცილიდან სამხრეთით 100 მეტრის მანძილზე. აღმოსავლეთით 50 მეტრში აშენებულია ორსართულიანი ქვის სახლი. ჩრდილოეთით, 1,5 კილომეტრის მანძილზე მდებარე ბორცვის თხემის სიმაღლე შეადგენს 1660 მეტრს. მხარე წარმოადგენს ალაურ და სეზბალერ მონას, რომელიც გამოიყენება საძოვრებად, მარცვლოვანი კულტურებისა და კარგოვლისათვის.

Село Цалка расположено в неглубокой котловине Южно-Грузинского Нагорья. Окружающая село территория характеризуется легким волнообразным рельефом с общим уклоном к северу, в сторону Цалкинского водохранилища. Метеостанция расположена на восточной окраине села Цалка, в 100 метрах к югу от шоссеиной дороги. В 50 м к востоку находится двухэтажный каменный дом. В 1,5 км к северу возвышается холм с высотой гребня 1660 м. Местность представляет собой альпийскую и субальпийскую зону, используемую под пастбища, посевы зерновых культур и картофеля.

This village is situated in the shallow basin of the South-Georgian Up-Land. The territory, surrounding the village, is characterized with a light undulating relief with its common declivity to the north, just to the side of the Tsalka Reservoir. The meteostation is arranged on the east outskirts of Tsalka at the distance of 100 m to the south of the highway. In 50 m to the east there is a two-storeyed stony house. In 1.5 km to the north the hill with the crest height of 1660 m is rising. The terrain presents the alpine and subalpine zone, which is used as grasslands and fields for sowing corn and potatoes.

ქარის ხანუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

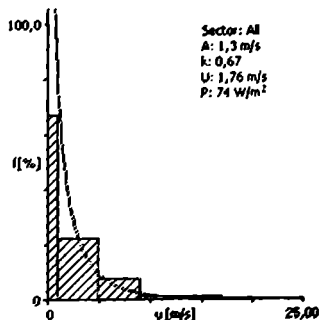
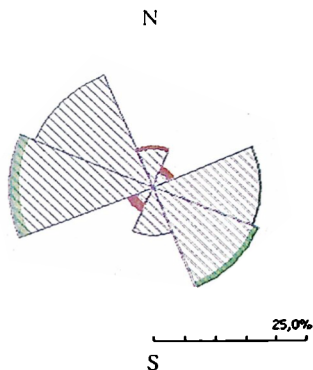
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.7	2.7	2.4	2.0	2.0	1.8	1.7	1.4	1.5	1.7	1.6	2.2	2.0



100. წილკა Tsalka

ქრის ლეკობინო ბუბო *Местный режим ветра* The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	1.76 m/s	1.76 m/s	1.92 m/s
Mean power density	74 W/m ²	74 W/m ²	74 W/m ²



ქრის ბუბინო ბუბო *Региональный режим ветра* Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	1.7	1.1	1.1	0.9
	Weibull k	0.77	0.71	0.73	0.78
	Mean speed U [m/s]	1.98	1.44	1.31	1.10
	Power density P [W/m ²]	61	32	22	10
25.0 m	Weibull A [m/s]	1.9	1.4	1.4	1.3
	Weibull k	0.79	0.74	0.76	0.81
	Mean speed U [m/s]	2.17	1.72	1.61	1.45
	Power density P [W/m ²]	75	46	34	21
50.0 m	Weibull A [m/s]	2.1	1.8	1.7	1.6
	Weibull k	0.80	0.80	0.82	0.86
	Mean speed U [m/s]	2.33	1.98	1.89	1.75
	Power density P [W/m ²]	87	54	43	29
100.0 m	Weibull A [m/s]	2.2	2.1	2.1	2.1
	Weibull k	0.79	0.84	0.88	0.95
	Mean speed U [m/s]	2.52	2.34	2.25	2.11
	Power density P [W/m ²]	118	76	59	39
200.0 m	Weibull A [m/s]	2.4	2.6	2.5	2.5
	Weibull k	0.76	0.81	0.85	0.92
	Mean speed U [m/s]	2.78	2.90	2.76	2.57
	Power density P [W/m ²]	178	160	120	77

63. წიფა Цуца Tsipa

$\varphi = 41^{\circ}59'40''$	$\lambda = 43^{\circ}26'30''$	673 m a.s.l.	H = 11 m	1936 1960
-------------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-----------

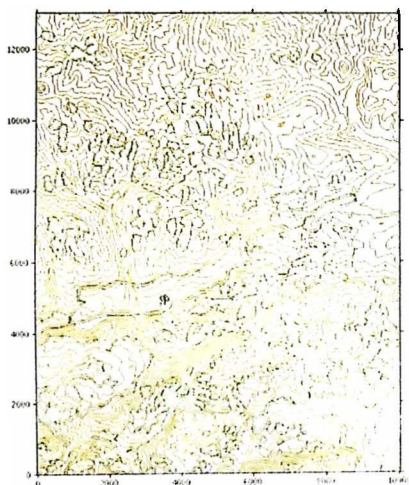
რკინიგზის სადგური წიფა, რომლის განსხვავების შიშლი ვახლავებულა მეტეოსადგურა, მდებარეობს მდ. ჩხერამელას ერთ-ერთ ყველაზე ღრმა, გახლეჩი მონათრულების ხეობაში. ხეობა ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრულა ლახის ქედის დასავლეთი განსჯილებით, ხოლო სამხრეთიდან კი მსხვილ-თრიალეთის შიშლი ხისჯემის ერთ-ერთი გოგით. მიუხედავად დაფარულა ხშირა გეკეებით, მარჯვენა სახაზრომე მდებარე მიუხედავად უფრლოებია. რომლქმდეა ვახლავებულა სიფელი წიფა, არ გამოთრნევა მექნარული საფარის სიხლიდით და აქეთ განსიქლებული კლდეიხი ადგილები. მეტეოსადგური ვახლავებულა ხეობის სახაზრო საწაღში, რკინიგზიდან ჩრდილოეთით 20 - 25 მეტრის და რკინიგზის სადგურის შქსიშიდან დასავლეთით 150 - 160 მეტრის მანძილზე. მანძილა უახლოეხა საგეობებთან რომლქმდეა დაქული მეტრია, მდებარე მხინი ვახლავებულა მეტეოსადგურის და რკინიგზის დინიდან ვეკელებით მალა.

Ж-д станция Цуца, в полесе отчуждения которой устроена метеостанция, расположена в одном из самых глубоких ущелий р. Чхеримела, которая здесь принимает широтное направление. Ущелье с северной стороны ограничено западными разветвлениями Лихского хребта, а с южной – одним из отрогов Месхетско-Триалетской горной системы. Склоны гор покрыты густым лесом. Склоны гор правобережья, на котором расположено село Цуца, не отличается обилием растительного покрова, имеются оголенные скалистые места. Метеоплощадка находится в прибрежной части ущелья, на расстоянии около 20 - 25 м к северу от полотна ж-д и в 150 - 160 м к западу от здания вокзала ж-д станции. Расстояние до ближайших построек несколько десятков метров, но они все расположены значительно выше уровня метеоплощадки и полотна ж-д.

The Tsipa railway station is located in the deepest gorges of the Chkerimela River. Just in this place the railway station takes latitudinal direction. The meteorostation is arranged in the alienation region. The gorge from the north side is restricted by the Likhi Range's west forks, while from the south side by one of the Mtskheta-Trialeti mountainous system's spur. The mountain slopes are covered with thick forest. The slopes of the mountains, where Tsipa is located, is not distinguished with their abundance of vegetation covering and there are even some bare rocky places there. The meteorostation is arranged in the part of the gorge, adjoining to the river at the distance of about 20-25 m to the North of the permanent way and at the distance of 150-160 m to the west of the railway station building. The nearest buildings are in the distance of few tens metres, but all of them are located much higher than the meteorostation and the permanent way level.

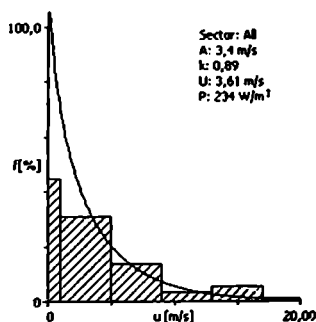
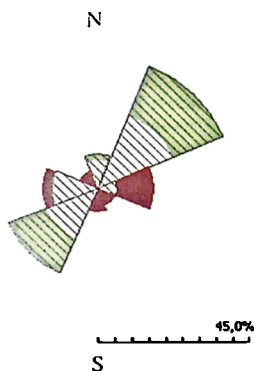
ქანის ხანჯელი თვეური ხანჯერეი Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.0	3.9	4.2	4.2	3.7	3.2	3.0	3.3	3.6	3.7	4.8	4.2	3.8



63.წიგნის ილუსტრაცია

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.61 m/s	3.61 m/s	3.60 m/s
Mean power density	234 W/m ²	234 W/m ²	239 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull λ [m/s]	5.9	4.2	3.7	2.9
	Weibull k	0.91	0.88	0.88	0.89
	Mean speed U [m/s]	6.23	4.53	3.94	3.10
	Power density P [W/m ²]	1145	487	318	150
25.0 m	Weibull λ [m/s]	6.5	5.0	4.5	3.8
	Weibull k	0.91	0.89	0.89	0.89
	Mean speed U [m/s]	6.77	5.27	4.76	4.00
	Power density P [W/m ²]	1470	741	537	319
50.0 m	Weibull λ [m/s]	6.9	5.6	5.1	4.5
	Weibull k	0.92	0.90	0.90	0.90
	Mean speed U [m/s]	7.19	5.87	5.40	4.71
	Power density P [W/m ²]	1720	986	757	501
100.0 m	Weibull λ [m/s]	7.3	6.3	5.9	5.3
	Weibull k	0.92	0.93	0.93	0.92
	Mean speed U [m/s]	7.63	6.54	6.10	5.45
	Power density P [W/m ²]	2034	1249	1014	733
200.0 m	Weibull λ [m/s]	7.8	7.1	6.7	6.1
	Weibull k	0.92	0.94	0.95	0.95
	Mean speed U [m/s]	8.12	7.32	6.89	6.26
	Power density P [W/m ²]	2451	1676	1386	1028

98. წნორი Tsnori

$\varphi = 41^{\circ}37'40''$	$\lambda = 46^{\circ}01'$	222 m a.s.l.	II = 11 m	1950 - 1970
-------------------------------	---------------------------	--------------	-----------	-------------

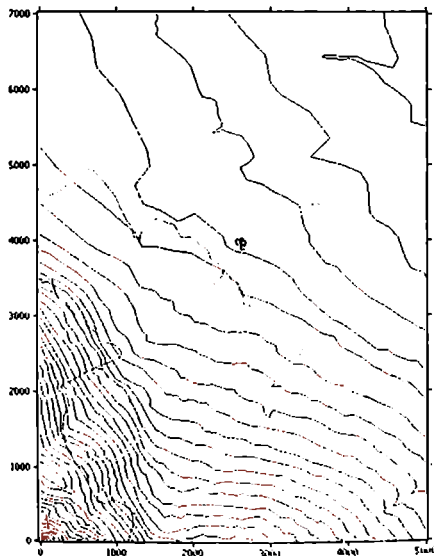
დასახლება წნორი მდებარეობს ციუ-გომბორის ქედის ქვემო ნაწილის აღმოსავლეთ დასრუქ უბრალობზე. რომელიც ეშვება ალაზნის ველში. შემოგარენის რელიეფი და მასობრივ ბრტყელა. გვის მსოიეები მხოლოდ მდ. ალაზნის ნაპირების გასწვრივია. ალაზნის ევლი დაკეებულა ხორბლის, ხამხანდს, მჭეკეზიანობა და ბოსტეკელა კულტურების ნაიესებით. მეტეოსტაციონი განთავსებულა აეროპორტის დასაურენი მოედნის განაპირას. სრულად ღა ადგილზე. აეროპორტის პარკი ერისხარო ელანი მქანიბიან დასაელოით 100 მეტრის მასობრივ სამხრეთით, დაახლოებით 50 მეტრის მასობრივ გადის გზაგ, კიცილი წნორი-დაგოდეხი-ნაკათალა. მასობრივ მდ. ალაზნის მარჯვენა ნაპირამდე შეადგენს დაახლოებით 10 კილომეტრს.

Поселок Цнори расположен на восточном пологом склоне нижней части Цив-Гомборского хребта, спускающемся в Алазанскую долину. Рельеф окружающей местности на большом расстоянии ровный. Лесные массивы имеются только вдоль берегов р. Алазани. Алазанская долина занята посевами пшеницы, кукурузы, подсолнуха и бахчевых культур. Метеоплощадка находится на краю посадочного поля аэропорта, на совершенно открытом месте, в 100 м к западу от небольшого одноэтажного домика аэропорта, с южной стороны, примерно в 50 м проходит шоссе/шоссейная дорога Цнори - Лагодехи - Закатала. Расстояние до правого берега р. Алазани около 10 км.

This settlement is situated on the slope of the Tsvi-Gombori Range's low part, descending to the Alazani Valley. The relief, surrounding the place, is plane over a wide area. The forest tracts are observed only along the Alazani River's banks. The territory of the Alazani Valley are occupied by sowing lands of wheat, maize, sunflower seeds and melons and gourds. The meteosite is located on the edge of the airport landing field, which is absolutely open, at the distance of about 100 m to the west of a little one-storeyed airport house. The Tsnori-Lagodekhi-Zakatala highway passes at the distance of about 50 m from the south side. The distance to the Alazani River's right bank is approximately 10 km.

ქარის საშუალო თვიური სიქცირეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

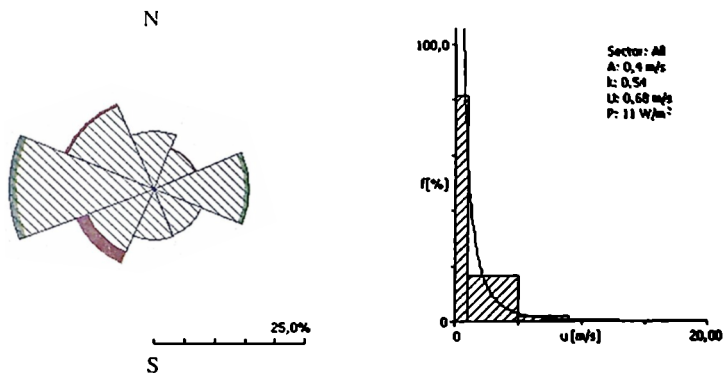
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	0.7	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	0.9	0.9	0.7	0.7	0.5	1.0



98. წნობი ციური Tsnori

ქრის ბაგელაძის რეგიალური რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	0.68 m/s	0.68 m/s	0.87 m/s
Mean power density	11 W/m ²	11 W/m ²	13 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	1.2	0.5	0.5	0.6
	Weibull k	0.76	0.59	0.60	0.72
	Mean speed U [m/s]	1.38	0.82	0.74	0.75
	Power density P [W/m ²]	22	13	9	4
25.0 m	Weibull A [m/s]	1.3	0.7	0.6	0.8
	Weibull k	0.78	0.62	0.63	0.76
	Mean speed U [m/s]	1.51	0.98	0.91	0.99
	Power density P [W/m ²]	27	18	14	8
50.0 m	Weibull A [m/s]	1.4	0.9	0.8	1.1
	Weibull k	0.79	0.67	0.67	0.81
	Mean speed U [m/s]	1.63	1.13	1.07	1.19
	Power density P [W/m ²]	31	20	16	12
100.0 m	Weibull A [m/s]	1.5	1.1	1.0	1.4
	Weibull k	0.77	0.71	0.73	0.90
	Mean speed U [m/s]	1.76	1.34	1.27	1.44
	Power density P [W/m ²]	43	26	20	14
200.0 m	Weibull A [m/s]	1.6	1.3	1.2	1.6
	Weibull k	0.74	0.69	0.71	0.88
	Mean speed U [m/s]	1.95	1.66	1.55	1.76
	Power density P [W/m ²]	68	36	41	29

60. ხარაგოული Xaragouli

$\phi = 42^{\circ}01'20''$	$\lambda = 43^{\circ}12'10''$	275 m a.s.l.	H = 11 m	1942 - 1980
----------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

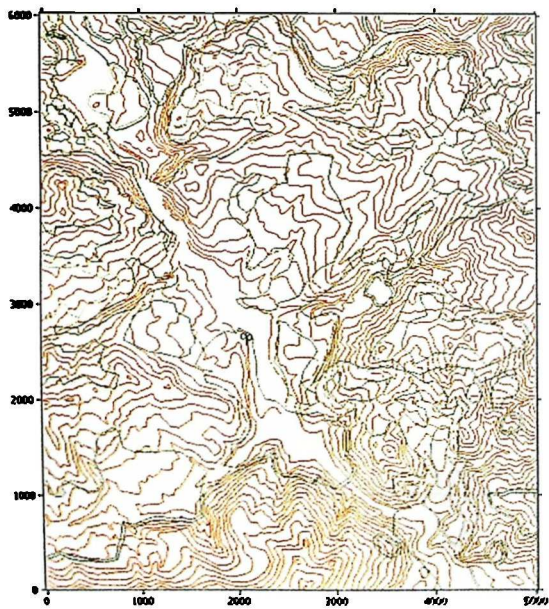
მეტეოსტაციონი მდებარეობს თითქმის მთის ფერდობის ძირში, მდ. ჩხერიმელას მარცხენა ხანაპირიდან დაახლოებით ერთი კილომეტრის მანძილზე და უახლოესი საცხოვრებელიდან, რომელიც უმრავლესობა მოედის ღორჩე დაბლა განლაგებული, 20 - 30 მეტრის დამორებით. დახელოიდან მეტეოსტაციონი შემოსილულ ქვითაა გზავილი, რომელიც გაღის მთის ციკაბო ფერდობის ძირში, ხეობის სივსიქ ამ ადგილზე არ აღემატება 1.5 - 2.0 კილომეტრს. გარშემო მთების ფერდობები ძირითადად დაკეუბულა დაბალი სისილას გეგებით და ბუჩქნარით. პატარა, შედარებით დამსრეცი ფერდობები და გაფართოებული ველები დაკეუბულა ბაღებით, ექსპეტიის და სისილას ნაძვებით.

Метеоплощадка находится почти у подножья склона горы, на расстоянии около одного км от левого берега р. Чхеримела и в 20 - 30 м от ближайших построек, причем большинство из них расположено ниже уровня метеоплощадки, с запада метеоплощадка ограничена шоссеиной дорогой, которая проходит вдоль подножья крутого склона горы. Ширина долины - ущелья на этом месте не превышает 1,5 - 2,0 км. Склоны окружающих гор заняты преимущественно низкорослым лесом и кустарникам, небольшие, сравнительно пологие склоны и расширенные долины, заняты садами, виноградниками и посевами кукурузы.

The meteosite is almost near the foot of the mountain slope at the distance of about one kilometre from the left bank of the Chkherimela River and in 20 - 30 km from the nearest buildings. It should be mentioned, that most of these buildings are arranged below of the meteosite level. From the west side the meteosite is cut down by the motorway, which passes along the foot of the mountain steep slope. The width of the gorge in this place is not more than 1.5 - 2.0 km. The slopes of the surrounding mountains are, mainly, covered with undersized forest and shrubbery, while orchards, vineyards and Indian corn occupy small and gently sloping slopes and valleys.

ქარის სიძველე თვეური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

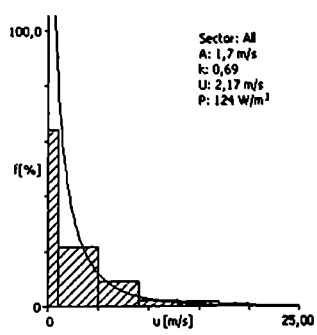
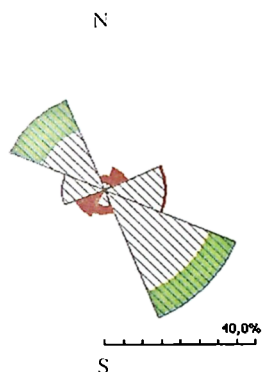
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.2	2.5	3.1	2.8	2.2	1.9	1.7	2.0	2.3	2.7	3.7	3.1	2.5



60. ხარაგოული Xaragouli Kharagouli

ქრის ბელეღაბრეო რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.17 m/s	2.17 m/s	2.45 m/s
Mean power density	124 W/m ²	124 W/m ²	151 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	2.2	1.5	1.4	1.2
	Weibull k	0.71	0.68	0.69	0.72
	Mean speed U [m/s]	2.78	2.01	1.79	1.49
	Power density P [W/m ²]	224	103	68	33
25.0 m	Weibull A [m/s]	2.4	1.8	1.7	1.6
	Weibull k	0.72	0.69	0.70	0.74
	Mean speed U [m/s]	3.02	2.36	2.17	1.93
	Power density P [W/m ²]	284	156	113	67
50.0 m	Weibull A [m/s]	2.6	2.1	2.0	1.9
	Weibull k	0.73	0.71	0.72	0.75
	Mean speed U [m/s]	3.22	2.65	2.48	2.29
	Power density P [W/m ²]	323	199	153	104
100.0 m	Weibull A [m/s]	2.8	2.5	2.4	2.3
	Weibull k	0.73	0.74	0.75	0.79
	Mean speed U [m/s]	3.44	3.00	2.84	2.69
	Power density P [W/m ²]	393	241	198	143
200.0 m	Weibull A [m/s]	3.0	2.9	2.8	2.8
	Weibull k	0.72	0.74	0.76	0.81
	Mean speed U [m/s]	3.70	3.45	3.29	3.15
	Power density P [W/m ²]	508	369	296	213

64. ხაშური Xashuri

$\varphi = 42^{\circ}00'$	$\lambda = 43^{\circ}34'30''$	747 m a.s.l.	H = 11 m	1938 - 1990
---------------------------	-------------------------------	--------------	----------	-------------

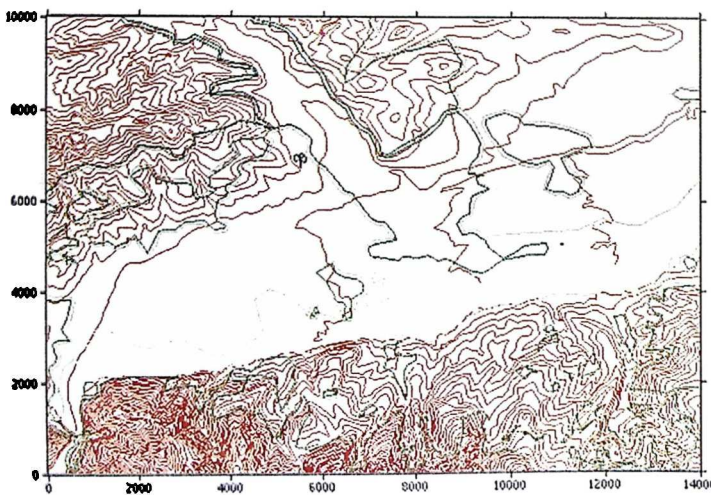
ქალაქ ხაშურს დაკავებული აქვს შველი ქართლის ვაკის დახაწევის, მდ. მტკვრის ბორჯომის ღრმა ხეობიდან გამოსასვლელის ქვევით დინების სიმახრილებით. დასავლეთიდან ეკვმეზობაზღვრულია ლიხის ქედი, მასილი რომლამდეც არ აღემატება 7 - 8 კილომეტრს. ქალაქის ჩრდილოეთი მხარე შემოსიხამლურულია ლიხის ქედის დაბალი განშტოებებით და შველი ქართლის ვაკის დაბორეული მაღლობებით. მეტეოსტაციონი განლაგებულია ღია და ხწონ ადგილზე. რკინისგზის ხაზიდან სამხრეთით, დაახლოებით 0.7 - 0.8 კილომეტრის დაშორებით. ახლო შემოგარენში, როგორც მთელ ეკვმე, არ არის გყის მსმსენელიცანი მასივები.

Город Хашури занимает территорию начала Верхне-Картлинской равнины, несколько ниже выхода р. Куры из глубокого Боржомского ущелья. С западной стороны равнина ограничивается Лихским хребтом, расстояние до которого не превышает 7 - 8 км. Северная сторона города ограничена невысокими разветвлениями Лихского хребта и холмистыми возвышенностями северо-западной части Верхне-Картлинской равнины. Метеоплощадка находится на открытом и ровном месте, на расстоянии около 0.7 - 0.8 км к югу от полотна ж-д. В ближайшем окружении города, как и по всей равнине, нет значительных лесных массивов.

This town occupies the initial territory of the Upper-Kartli Plain, a little bit below of the Mtkvari (Kura) River outlet from a deep Borjomi Gorge. From the west side, the Plain is restricted by the Likhi Range with the distance up to it not more than 7 - 8 km. The north part of the town is limited both by low forks of the Likhi Range and by hilly heights of the Upper-Kartli Plain's northwest part. The meteosite is situated on the open and plane place, at the distance of about 0.7 - 0.8 km to the south of the permanent way. There are no significant forest tracts either in the nearest surroundings of the town or over the whole Plain.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

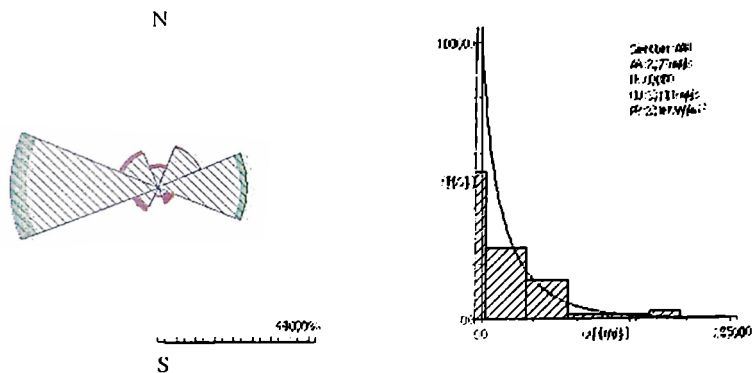
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.8	2.8	3.5	4.2	3.5	3.4	3.5	3.7	3.5	2.8	2.9	2.4	3.2



64. ხაშური ზონის ჰაერის რეჟიმი Khashuri

ქრისტიანოპოლის რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.11 m/s	3.11 m/s	3.06 m/s
Mean power density	214 W/m ²	214 W/m ²	215 W/m ²



ქრისტიანოპოლის რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	4.6	3.3	2.9	2.3
	Weibull k	0.78	0.76	0.77	0.78
	Mean speed U [m/s]	5.30	3.86	3.37	2.66
	Power density P [W/m ²]	1116	471	306	145
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.0	3.9	3.5	3.0
	Weibull k	0.79	0.77	0.78	0.78
	Mean speed U [m/s]	5.76	4.50	4.06	3.43
	Power density P [W/m ²]	1407	718	518	307
50.0 m	Weibull A [m/s]	5.4	4.3	4.0	3.5
	Weibull k	0.79	0.78	0.78	0.79
	Mean speed U [m/s]	6.12	5.00	4.60	4.03
	Power density P [W/m ²]	1658	955	730	482
100.0 m	Weibull A [m/s]	5.7	4.9	4.6	4.1
	Weibull k	0.79	0.80	0.80	0.80
	Mean speed U [m/s]	6.49	5.56	5.18	4.66
	Power density P [W/m ²]	1950	1204	977	709
200.0 m	Weibull A [m/s]	6.1	5.5	5.2	4.8
	Weibull k	0.79	0.81	0.81	0.81
	Mean speed U [m/s]	6.90	6.20	5.84	5.34
	Power density P [W/m ²]	2344	1597	1313	1001

161. ხულო Хуло Khulo

$\varphi = 41^{\circ}39'$	$\lambda = 42^{\circ}19'10''$	923 m a.s.l.	II = 11 m	1937 - 1975
---------------------------	-------------------------------	--------------	-----------	-------------

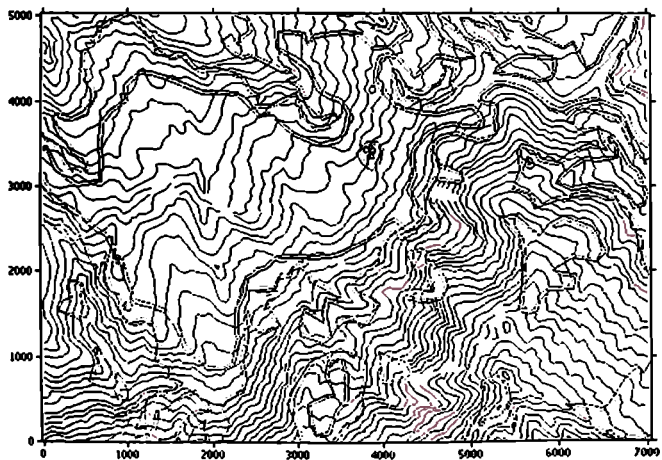
სოფელი ხულო მდებარეობს იმ. აჭარისწყლის სათავეს ეწინააღმდეგა. ხულო ჩრდილოეთიდან მუქოსანლერ უღის აჭარის, ხოლო სამხრეთიდან შავშეთის ქედებით. ხულო ვადაკის უღის აღმოსავლეთ-დასავლეთის მიმართ უღებში. აღმოსავლეთიდან ხულო ადგილობრივად აღმართის ქედს გვხვდება. ხულოებს აქვს მკვეთრად გამოხატული მთიანი ხისათი. უფრო დაბალი მთების უფლებობები და თხემები დაფარულია მუქო უღის მასივებით, ხოლო უფრო მაღალი მთები – დაბალი და სუბალპინური მუქო უღებით. მეტეოსადგომი განლაგებულია სოფ. ხულოს ჩრდილოეთ ნაწილში, მდინარე აჭარისწყლის მარჯვენა ხაზის ნაპირზე. პერეონის ხის სახლებს მთის ჩრდილოეთი და აღმოსავლეთი იწყობა ხისხის (სოფლები და თამბაქოს პლანტაციები).

Село Хуло находится в узкой долине, в верховьях реки Аджарис-Цкали. Долина ограничена с севера Аджарским, с юга – Шавшетским хребтами. В районе Хуло она имеет форму ущелья, с основным направлением с востока на запад. С востока ущелье замыкается отрогами Арсанинского хребта. Рельеф местности имеет явно выраженный горный характер. Склоны и гребни более низких гор заняты массивами смешанного леса, а более высокие зоны – альпийской и субальпийской растительностью. Метеослнщевка расположена в северной части села Хуло, на правом берегу реки Аджарис-Цкали, среди небольших деревянных построек. С севера и востока начинаются кукурузные посевы и табачные плантации.

The village is in a narrow valley, on the upper reaches of the Adjaris-Tskali River. From the north the Adjaris Range limits the valley, while from the south the Shavshetis Range does it. In the region of Khulo this valley has a form of a gorge with main directions from the east to the west. From the east side the gorge is locked by the Arsiani Range's spurs. The relief on the area is overtly marked by mountainous character. Mixed forest tracts occupy the slopes and crests of smaller mountains, while alpine and subalpine vegetation occupies higher zones. The meteorosite is situated in the north part of the Khulow settlement, on the right bank of the Adjaris-Tskali River among small and wooden buildings. From the north and the east parts the Indian crops and tobacco plantations start their beginning.

ქვის სამუდამო თვიური ხანგრძლივები Среднемсячные скорости ветра Average monthly wind velocities

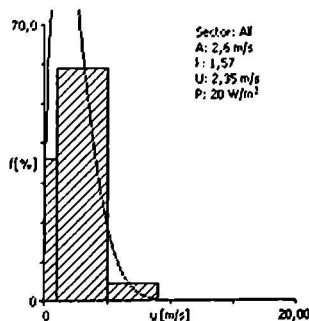
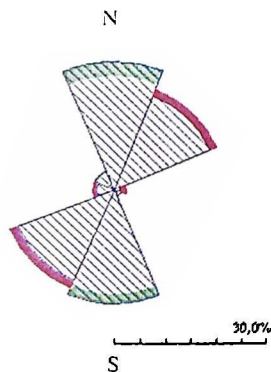
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.8	2.9	2.8	2.8	2.5	2.4	2.2	2.2	2.2	2.4	2.6	2.8	2.6



161. ხულო ზუღა Khulo

ქანის ანალიზის რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.35 m/s	2.35 m/s	2.67 m/s
Mean power density	20 W/m ²	20 W/m ²	38 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.0	3.4	3.0	2.4
	Weibull k	1.50	1.28	1.29	1.30
	Mean speed U [m/s]	4.54	3.18	2.77	2.19
	Power density P [W/m ²]	157	69	46	22
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.5	4.2	3.7	3.1
	Weibull k	1.54	1.37	1.37	1.37
	Mean speed U [m/s]	4.97	3.80	3.42	2.88
	Power density P [W/m ²]	197	105	77	46
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.0	4.9	4.4	3.8
	Weibull k	1.58	1.52	1.49	1.47
	Mean speed U [m/s]	5.34	4.39	4.01	3.47
	Power density P [W/m ²]	237	138	108	72
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.4	5.8	5.3	4.7
	Weibull k	1.53	1.62	1.63	1.65
	Mean speed U [m/s]	5.79	5.21	4.78	4.19
	Power density P [W/m ²]	313	212	162	107
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.1	7.2	6.6	5.7
	Weibull k	1.46	1.56	1.57	1.60
	Mean speed U [m/s]	6.40	6.47	5.89	5.11
	Power density P [W/m ²]	453	427	318	202

6. ვიჯარი Джвари Djvari

$\varphi = 42^{\circ}43'30''$	$\lambda = 42^{\circ}02'30''$	268 m a.s.l.	II = 10 m	1941 - 1948 1950 - 1960
-------------------------------	-------------------------------	--------------	-----------	----------------------------

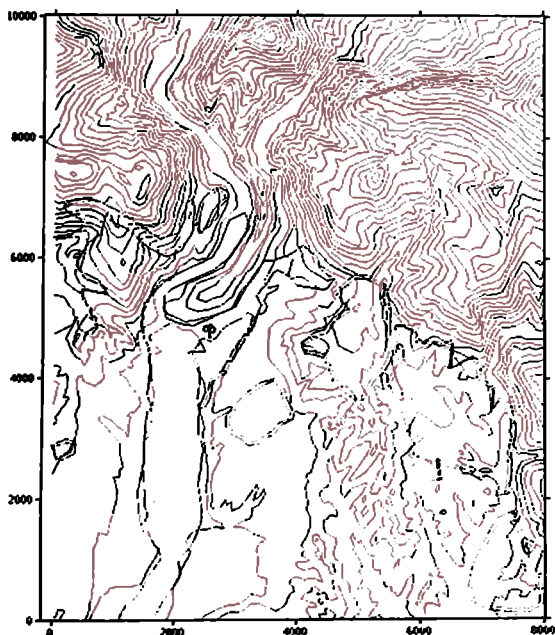
სოფელი ვიჯარი მდებარეობს წყალვზე მდინარე ენგურის ხეობაში, კოლხეთის დაბლობის ბორცვიან მთისწინეთის ზონის ღრმა ხეობის გამოსახულებით. მდინარე მოედის ფერდობზე დაფარულია ტყეებით, სამხრეთით მდებარე უფრო სწორი ადგილები უმეტესად დაკავებულია ნაძვის ხეებით. მეტეოსტაციონი მდებარეობს სოფლის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში, საკანონიერო საკუთრების შორის, მდინარე მაგანას მარცხენა ნაპირის დაახლოებით 70 - 80 და მდინარე ენგურიდან 150 მეტრის დაშორებით.

Село Джвари расположено в долине многоводной р. Ингури, у выхода её из глубокого ущелья в холмистую предгорную зону Колхидской низменности. Склоны прилегающих гор покрыты лиственными лесами, с юга более ровные места заняты преимущественно посевами. Метеоплощадка находится в северо-западной части села, среди приусадебных участков, на расстоянии около 70 - 80 м от левого берега р. Магана и 150 м от р. Ингури.

This village is situated in the valley of the Inguri River, having high water-level, near the outlet of a deep gorge, turning into a hilly, foothill zone of the Kolkhid Lowland. The slopes of the adjoining mountains are covered with deciduous forests, while more plane places are, basically, occupied by crops from the south side. The meteorological site is located in the north-west part of the village among the plots, adjoining the farm, at the distance of about 70-80 m from, the left bank of the Magana River and in 150 m of the Inguri River.

ქარის საშუალო თვიური სიქცხრეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

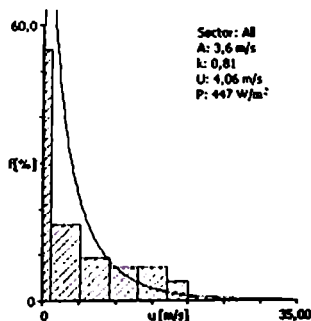
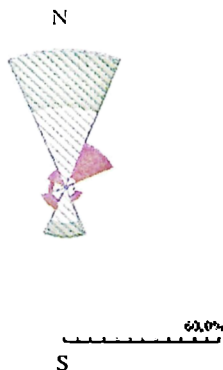
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	6.9	6.3	4.6	4.4	3.8	2.8	2.2	2.7	3.5	5.4	6.4	7.8	4.7



6. ჯვარი Djvari Djvari

ქრის აღმოსავლური რეჟიმი *Местный режим ветра* The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.06 m/s	4.11 m/s	4.09 m/s
Mean power density	447 W/m ²	447 W/m ²	486 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი *Региональный режим ветра* Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.3	3.9	3.4	2.7
	Weibull k	0.77	0.76	0.76	0.77
	Mean speed U [m/s]	6.19	4.56	3.97	3.12
	Power density P [W/m ²]	1876	788	513	244
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.8	4.5	4.1	3.4
	Weibull k	0.78	0.76	0.77	0.77
	Mean speed U [m/s]	6.72	5.29	4.77	4.02
	Power density P [W/m ²]	2358	1209	873	511
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.1	5.0	4.6	4.1
	Weibull k	0.78	0.77	0.77	0.78
	Mean speed U [m/s]	7.13	5.85	5.39	4.70
	Power density P [W/m ²]	2811	1609	1235	806
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.5	5.6	5.2	4.7
	Weibull k	0.78	0.78	0.78	0.78
	Mean speed U [m/s]	7.54	6.44	6.02	5.40
	Power density P [W/m ²]	3273	2068	1665	1180
200.0 m	Weibull A [m/s]	6.9	6.2	5.9	5.4
	Weibull k	0.78	0.79	0.79	0.79
	Mean speed U [m/s]	7.97	7.06	6.69	6.12
	Power density P [W/m ²]	3934	2597	2170	1666

20. ჯვრის უღელტეხილი Крестовый перевал The Djvari Pass

$\varphi = 41^{\circ}30'15''$	$\lambda = 44^{\circ}27'15''$	2380 m a.s.l.	II = 11 m	1936 - 1960
-------------------------------	-------------------------------	---------------	-----------	-------------

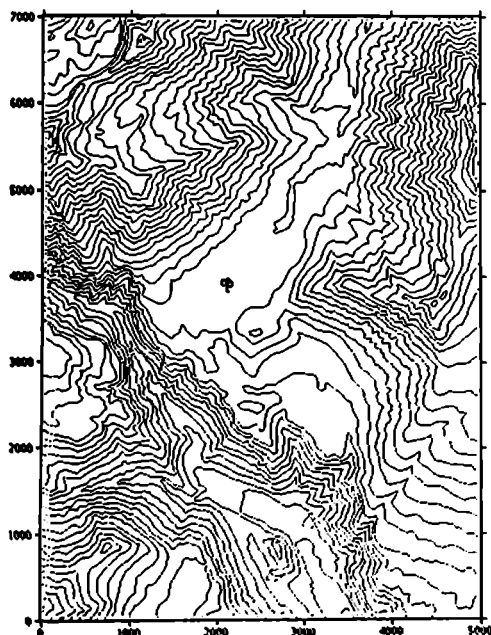
მეტეოლოგიური გასაღებელია საქართველოს სამხედრო გზის ჯვრის უღელტეხილის მასივში, კავკასიონის პარალელურ მთა უღელის ქედის თხემზე. მთელი მიმდებარე ტერიტორია დაფარულია მაღალმთიანი ალპური ზონის მდელოებით ხეების გარეშე. მეტეოსტაციის მიმდებარეობს მეტეოლოგიური სახლის სამხრეთით 10 მეტრის მანძილზე, საქართველოს სამხედრო გზის გრძის დონეზე, მსგავს დახვედრით. მეტეოლოგიური გასაღებელი სხვა საგნობები არ არის.

Метеостанция расположена на седловине Крестового перевала Военно-Грузинской дороги, на гребне параллельного Кавказиони Мтиулетского хребта. Древесная растительность совершенно отсутствует, вся прилегающая местность покрыта лугами высокогорной альпийской зоны. Метеоплощадка находится недалеко от дома метеостанции, с южной стороны на расстоянии 10 м, к 3 от трассы Военно-Грузинской дороги, на одинаковом уровне с ней. Других построек в окружении метеостанции нет.

The meteorological station is located in the saddle of the Cross Pass of the Military-Georgian road, just on the crest of the Mtiuleti Range, which is parallel to the Caucasioni. The wooden vegetation there is absolutely absent and the whole adjoining area is covered with the alpine meadows. The meteosite is located not far from the meteorostation building. From the south side at the distance of 10 m to the west of the Military-Georgian road line, at the same level with it. The other buildings in the meteorostation's surroundings are absent.

ქარის საშუალო თვიური სიქარები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

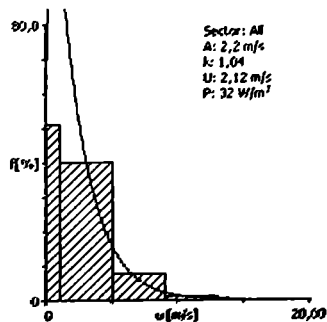
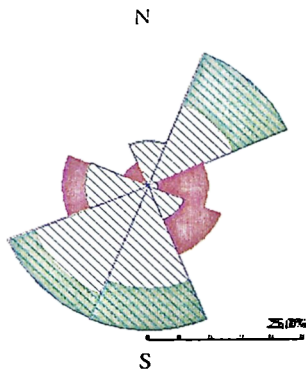
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.2	2.4	2.2	1.8	1.9	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	1.9	2.2	2.0



20. ჯერის უელტეხალი Крестоний перевал The Cross Pass

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	2.12 m/s	2.12 m/s	2.13 m/s
Mean power density	32 W/m ²	32 W/m ²	40 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	3.6	2.4	2.1	1.7
	Weibull k	0.97	0.88	0.88	0.89
	Mean speed U [m/s]	3.63	2.56	2.23	1.76
	Power density P [W/m ²]	188	87	57	28
25.0 m	Weibull A [m/s]	4.0	2.9	2.6	2.2
	Weibull k	0.99	0.92	0.91	0.92
	Mean speed U [m/s]	3.97	3.03	2.73	2.30
	Power density P [W/m ²]	235	129	95	56
50.0 m	Weibull A [m/s]	4.3	3.4	3.1	2.7
	Weibull k	1.01	0.97	0.96	0.96
	Mean speed U [m/s]	4.25	3.47	3.17	2.76
	Power density P [W/m ²]	275	165	128	86
100.0 m	Weibull A [m/s]	4.6	4.1	3.8	3.3
	Weibull k	1.01	1.03	1.03	1.04
	Mean speed U [m/s]	4.58	4.03	3.71	3.29
	Power density P [W/m ²]	348	223	173	119
200.0 m	Weibull A [m/s]	5.0	4.9	4.5	4.0
	Weibull k	0.99	1.04	1.04	1.05
	Mean speed U [m/s]	5.01	4.86	4.46	3.94
	Power density P [W/m ²]	477	384	296	201

1. იაღლუჯას ქედი Хребет Яглуджа The Yagluja Ridge

$\varphi = 41^{\circ}33'15''$	$\lambda = 44^{\circ}56'22''$	756 m a.s.l.	H = 40 m	2002 – until pr.
-------------------------------	-------------------------------	--------------	----------	------------------

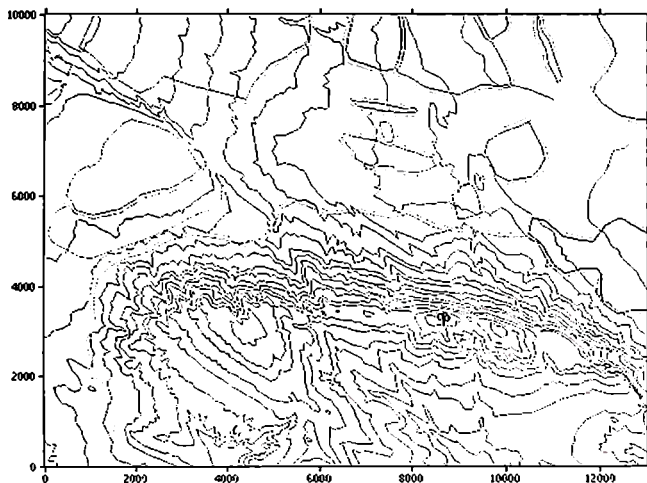
მეტეოანბა დაქეჩეზულია ქელს თხეშზე. ქელი განუენილია აღმოსაველეო-დასაველეოი შიპარტიულეზი დაახლოებით 9 კილომეტრზე. ქელს ჩრდილოეთი ციყაბო ფერლობი ემეება შლ. მკკერს ხეობისა,კენ, სამხრეთი დამრეცი ფერლობი გადაღის გარდაბნის ეელში. ამ ფერლობზე მოქციობილია საბაღე ნაკეციეზი პაკარა ნაგეზობეზი. ქელი დაფარულია მლელოებით.

Метеомачта установлена на гребне хребта. Протяженность хребта около 9 км, он направлен с востока на запад. Северный склон хребта круто спускается к равнине р. Куры, южный - полого переходит в Гардабанскую степь. На этом склоне находятся садовые участки с небольшими постройками. Хребет покрыт луговой растительностью.

The metcomast is erected on the Ridge crest. The extent of the Ridge is about of 9 km. It is directed from the east to the west. The Ridge north slope is steeply going down to the Mikvari (Kura) River, while its south spur is gently sloping down and turning into the Gardabani steppe. Some orchard plots and small buildings are located on this slope. The Ridge is covered with meadow vegetation.

ქარის სამუკალი თუჯური სიქცერეზი Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

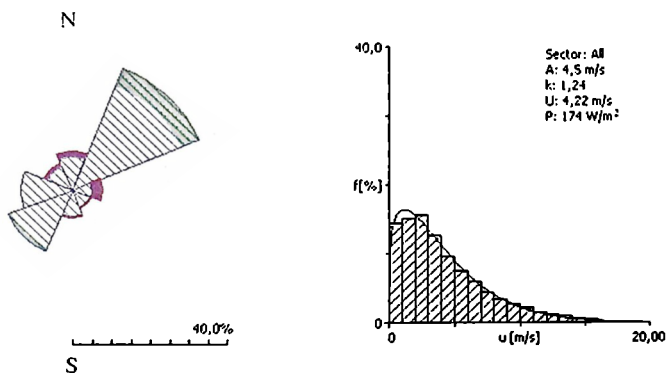
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.4	3.5	4.3	4.5	4.8	6.3	6.5	4.6	3.9	4.0	2.6	3.6	4.3



I. იბლუჯას ქედი Хребет Яглуჯа The Yagluja Ridge

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.22 m/s	4.22 m/s	4.38 m/s
Mean power density	174 W/m ²	174 W/m ²	175 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	4.3	2.9	2.6	2.0
	Weibull k	1.34	1.20	1.20	1.20
	Mean speed U [m/s]	3.93	2.76	2.40	1.90
	Power density P [W/m ²]	121	52	34	17
25.0 m	Weibull A [m/s]	4.7	3.6	3.2	2.7
	Weibull k	1.37	1.26	1.26	1.25
	Mean speed U [m/s]	4.30	3.30	2.97	2.50
	Power density P [W/m ²]	153	80	58	35
50.0 m	Weibull A [m/s]	5.1	4.2	3.8	3.3
	Weibull k	1.39	1.37	1.34	1.33
	Mean speed U [m/s]	4.62	3.82	3.48	3.02
	Power density P [W/m ²]	184	107	84	56
100.0 m	Weibull A [m/s]	5.5	5.0	4.6	4.0
	Weibull k	1.36	1.42	1.43	1.45
	Mean speed U [m/s]	5.01	4.54	4.14	3.64
	Power density P [W/m ²]	244	168	128	85
200.0 m	Weibull A [m/s]	6.0	6.2	5.6	4.9
	Weibull k	1.31	1.38	1.39	1.42
	Mean speed U [m/s]	5.54	5.64	5.10	4.44
	Power density P [W/m ²]	350	340	249	159

2. ლისი Лиси Lisi

$\varphi = 41^{\circ}44'40''$	$\lambda = 44^{\circ}42'45''$	648 m a.s.l.	II = 40 m	2002 – until pr
-------------------------------	-------------------------------	--------------	-----------	-----------------

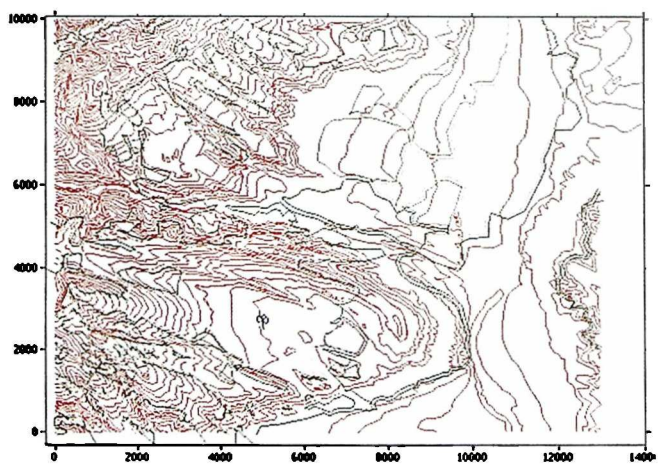
მეტეოანგა დაყენებულია ქ. თბილისის დასავლეთ განაპირას არაღრმა ღარგაფში. ღარგაფი უარსიულება და აქვს დაქანება აღმოსავლეთისაკენ. უმეტესად დაფარულია ბალახითა და ცალკეული დიდი ხეებით.

Метеомачта установлена в неглубокой ложбине на западной окраине г. Тбилиси. Ложбина, расширяясь, имеет общий уклон к востоку. Преобладает травянистая растительность с отдельными крупными деревьями.

The meteoromast is installed in a rather shallow narrow on the west outskirts of Tbilisi. While extending, this narrow obtains a common slope to the east. Grass vegetation and separate large trees are prevailing here.

ქანის საშუალო თვიური სიქარტევი Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

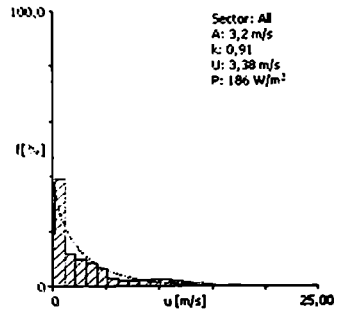
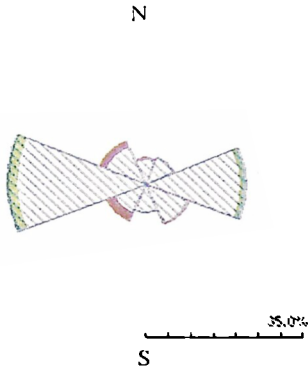
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	2.5	3.4	4.5	3.4	3.9	5.3	4.3	3.3	2.5	2.5	2.3	2.3	3.4



2. ლიხი Lisi

ქრის ადგილობრივი რეჟიმი *Местный режим ветра* The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	3.38 m/s	3.38 m/s	3.85 m/s
Mean power density	186 W/m ²	186 W/m ²	190 W/m ²



ქრის რეგიონალური რეჟიმი *Региональный режим ветра* Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	4.9	3.4	3.0	2.4
	Weibull k	1.02	0.96	0.98	1.00
	Mean speed U [m/s]	4.83	3.45	3.04	2.41
	Power density P [W/m ²]	397	166	109	52
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.3	4.0	3.7	3.2
	Weibull k	1.03	0.99	1.00	1.01
	Mean speed U [m/s]	5.27	4.06	3.70	3.14
	Power density P [W/m ²]	505	255	187	110
50.0 m	Weibull A [m/s]	5.7	4.6	4.3	3.8
	Weibull k	1.04	1.02	1.03	1.04
	Mean speed U [m/s]	5.62	4.59	4.26	3.73
	Power density P [W/m ²]	597	341	264	175
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.1	5.4	5.1	4.5
	Weibull k	1.04	1.07	1.08	1.08
	Mean speed U [m/s]	6.02	5.25	4.92	4.40
	Power density P [W/m ²]	726	453	367	260
200.0 m	Weibull A [m/s]	6.6	6.3	6.0	5.4
	Weibull k	1.04	1.08	1.10	1.11
	Mean speed U [m/s]	6.51	6.15	5.78	5.19
	Power density P [W/m ²]	926	704	567	405

3. შთა-საბუეთი Mta-Sabueti Mta-Sabueti

$\varphi = 42^{\circ}02'$	$\lambda = 43^{\circ}29'$	1248 m a.s.l.	H = 50 m	1998 – 1999
---------------------------	---------------------------	---------------	----------	-------------

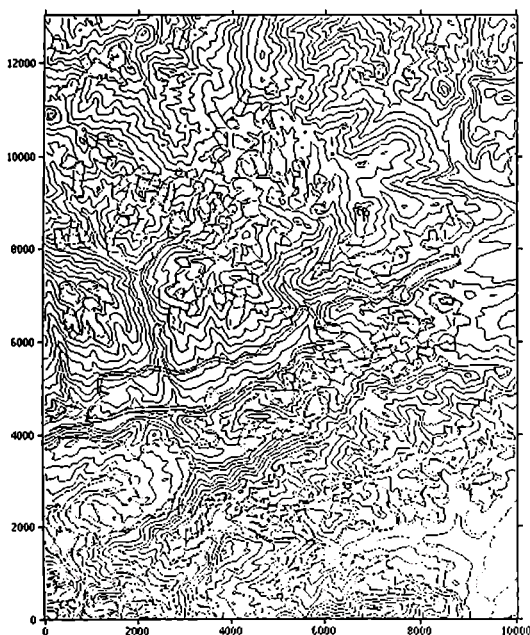
მეტეოლოგიის დაყენებულია მეტეოლოგიურ შთა-საბუეთის შენობიდან ჩრდილოეთით 80 მეტრის მანძილზე, ლახის ქედის ოსეცის ვრცელ მხარეზე. მინდორი დაფარულია ბალახით, ოსეცის ფერდობები დაკავებულია ფოთილოვანი ტყით. ტყის პირი ახლოსაა აღმოსავლეთით 50 მეტრშია, ხოლო დასავლეთით 80 მეტრშია.

Метеомачта установлена в 80 м к северу от здания метеостанции Мта-Сабуети, на обширной поляне гребневого плато Лихского хребта. Поляна покрыта травой, склоны хребта заняты лиственным лесом, опушка которого с востока находится на расстоянии 50 м, с запада на расстоянии 80 м.

The meteomast is established to the north of the Mta-Sabueti meteorostation on the vast glade of the Likhi Range's crest plateau. Grass covers the glade, while the Range slopes are occupied by deciduous forest, the edge of which is in the distance of 50 m from the east and in the distance of 80 m from the west.

ქანის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

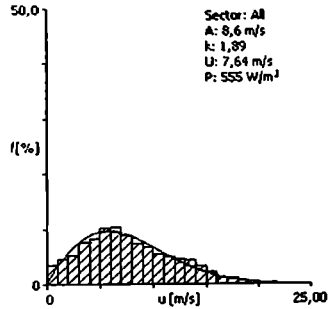
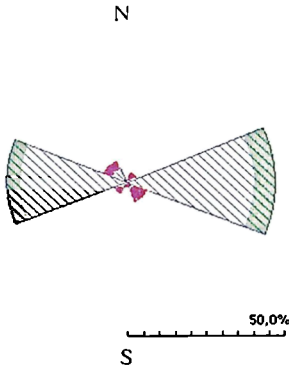
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	7.6	7.9	5.5	8.5	7.5	8.0	7.5	7.0	8.9	8.4	9.1	7.8	7.8



3. შთა-საბუეთი Mta-Cაბუეთი Mta-Sabueti

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	7.64 m/s	7.64 m/s	7.92 m/s
Mean power density	555 W/m ²	555 W/m ²	572 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	9.2	6.5	5.6	4.4
	Weibull k	2.02	1.84	1.85	1.84
	Mean speed U [m/s]	8.14	5.74	4.99	3.91
	Power density P [W/m ²]	624	242	158	77
25.0 m	Weibull A [m/s]	10.0	7.6	6.9	5.8
	Weibull k	2.05	1.91	1.91	1.90
	Mean speed U [m/s]	8.88	6.78	6.10	5.11
	Power density P [W/m ²]	800	382	278	165
50.0 m	Weibull A [m/s]	10.7	8.7	7.9	6.9
	Weibull k	2.09	2.03	2.01	1.97
	Mean speed U [m/s]	9.50	7.71	7.04	6.09
	Power density P [W/m ²]	960	529	408	268
100.0 m	Weibull A [m/s]	11.5	10.0	9.3	8.2
	Weibull k	2.08	2.18	2.17	2.11
	Mean speed U [m/s]	10.20	8.90	8.20	7.22
	Power density P [W/m ²]	1193	760	596	418
200.0 m	Weibull A [m/s]	12.5	12.0	11.0	9.7
	Weibull k	2.07	2.22	2.21	2.17
	Mean speed U [m/s]	11.10	10.59	9.74	8.59
	Power density P [W/m ²]	1544	1259	987	687

4. სამგორი Samgori Samgori

$\varphi = 41^{\circ}44'$	$\lambda = 44^{\circ}50'50''$	655 m a.s.l.	II = 40 m	1999 – until pr.
---------------------------	-------------------------------	--------------	-----------	------------------

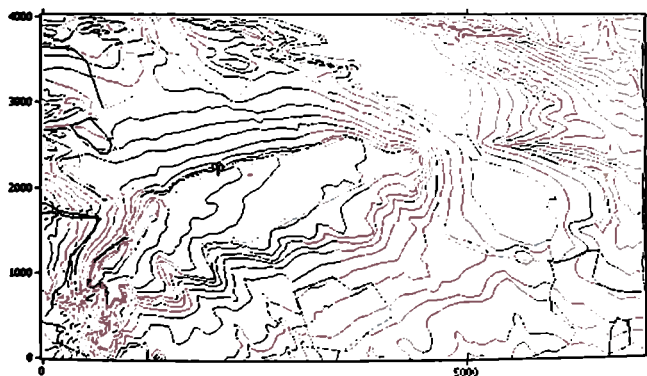
მეტეომაჩტი დაეყენებულა სამგორის წვილსაჩუქიანი ახლოს, ცალკე მდებარე ბორცვის ბრჯველ თხემზე ბორცვის ფერდობები დაფარულია ბალახითა და ცალკეული დაბალი წიწვიოიანი ხეებით. თხემზე მხოლოდ ბალახია. მეტეომაჩტიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით 80 მეტრის მანძილზე ამჟებულა ერთსართულიანი სახლი

Метеомачта установлена вблизи Самгорского водохранилища на отдельно расположенном холме с плоской вершиной. Склоны холма покрыты травой и отдельными невысокими хвойными деревьями, плоская вершина – только травой. В 80 м к юго-востоку от метеомачты находится одноэтажный дом.

The meteomast is installed not far from the Samgori Reservoir, on the separately located hill with a plane peak. The hill slopes covering consists of low pine trees and grass, while the plane peak is covered with grass only. In 80 m to the south-east of the meteomast there is one-storeyed house.

ქარის საშუალო თვიური სიქარებები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

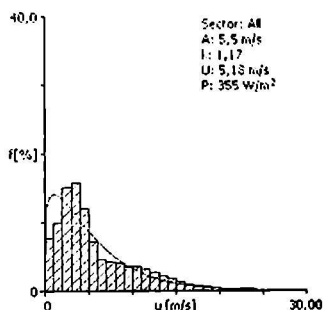
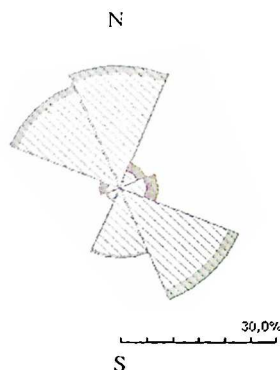
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.5	5.7	6.6	5.4	6.8	7.4	5.1	6.2	5.3	4.8	4.1	5.7	5.6



4. სამგორი სამთარი Samgori

ქანის სივსელობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.18 m/s	5.18 m/s	5.53 m/s
Mean power density	355 W/m ²	355 W/m ²	349 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	7.1	5.0	4.4	3.4
	Weibull k	1.35	1.23	1.24	1.25
	Mean speed U [m/s]	6.52	4.65	4.07	3.20
	Power density P [W/m ²]	548	235	153	74
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.8	5.9	5.3	4.5
	Weibull k	1.37	1.28	1.28	1.29
	Mean speed U [m/s]	7.10	5.47	4.95	4.17
	Power density P [W/m ²]	693	357	261	155
50.0 m	Weibull A [m/s]	8.3	6.7	6.2	5.4
	Weibull k	1.39	1.35	1.35	1.34
	Mean speed U [m/s]	7.58	6.19	5.69	4.95
	Power density P [W/m ²]	815	469	366	242
100.0 m	Weibull A [m/s]	8.9	7.8	7.3	6.4
	Weibull k	1.38	1.44	1.45	1.44
	Mean speed U [m/s]	8.12	7.08	6.58	5.84
	Power density P [W/m ²]	1015	631	501	354
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.6	9.1	8.5	7.6
	Weibull k	1.35	1.42	1.44	1.46
	Mean speed U [m/s]	8.78	8.29	7.73	6.89
	Power density P [W/m ²]	1326	1038	822	571

5. სკრა Skra

$\varphi = 42^{\circ}00'$	$\lambda = 43^{\circ}56'09''$	615 m a.s.l.	H = 40 m	2003 – until pr.
---------------------------	-------------------------------	--------------	----------	------------------

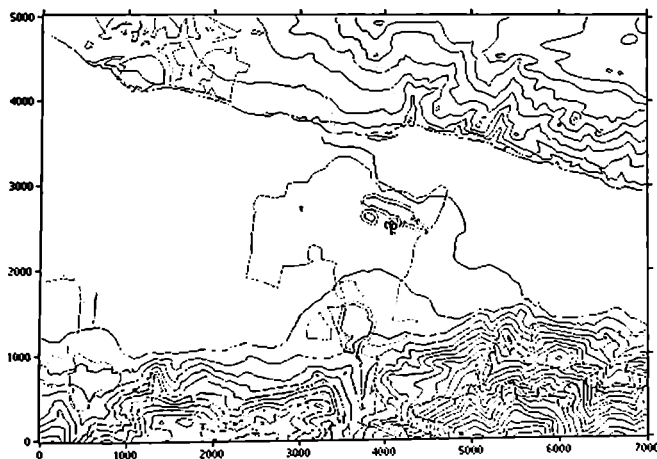
მეტეომაჩტი დაეწყებულია მეტეომაჩტიდან "სკრა" აღმოსავლეთით 3 კმ მანძილზე, ხილის ბაღის ტერიტორიაზე (ხეების სიმაღლე დაახლოებით 4 – 5 მეტრია). ახსიდან დასავლეთით, 30 მეტრის მანძილზე აშენებულია 6 მეტრის სიმაღლის ორსართულიანი შენობა, ამ შენობის გაულენის გამოიყენეს მიწის ანემომეტრები დაეწყებულია 20, 30, და 40 მეტრის სიმაღლეებზე. ახსის შესოვარეში დაკეებულია ხეხილის ბაღებითა და პატარა შენობებით. აღმოსავლეთის მხრიდან გაღის ძაღზე მცხერი ქარსაიყო წილა.

The meteoromast is installed in 3 km to the east of the Skra meteorostation, on the territory of an orchard (the trees height is 4 – 5 m here). At the distance of 30 m, to the west a two-storeyed building with the height of 6 m is located. To avoid the influence of this building on the anemometers, they are fixed at the heights of 20, 30 and 40 m. The territory around the meteoromast is occupied with orchards and small buildings as well. From the east side appertaining zone to the protection of the forests passes.

Метеомачта установлена в 3 км к востоку от метеостанции Скра, на территории фруктового сада (высота деревьев 4 – 5 м). К западу, на расстоянии 30 м расположено двухэтажное здание высотой 6 м. Для исключения влияния этого здания анемометры установлены на высотах 20, 30 и 40 м. Окружающая территория также занята фруктовыми садами и небольшими постройками. С восточной стороны проходит лесозащитная полоса, сильно разреженная.

ქარის საშუალო თვიური სიქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

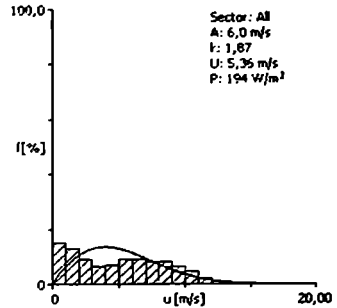
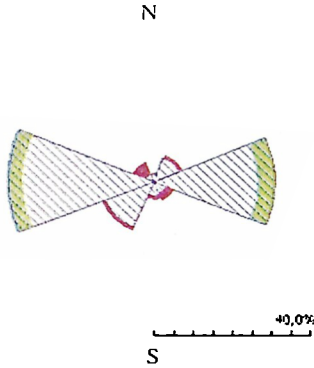
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	3.5	4.5	5.6	5.8	5.5	5.7	4.8	4.5	5.3	5.7	5.9	4.4	5.1



5. სკრა სკრა Skra

ქანის ადგილმდებარე რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.36 m/s	5.36 m/s	5.16 m/s
Mean power density	194 W/m ²	194 W/m ²	191 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	6.5	4.4	3.8	3.0
	Weibull k	1.78	1.52	1.52	1.53
	Mean speed U [m/s]	5.74	3.98	3.47	2.74
	Power density P [W/m ²]	251	103	68	33
25.0 m	Weibull A [m/s]	7.1	5.3	4.8	4.0
	Weibull k	1.83	1.62	1.60	1.60
	Mean speed U [m/s]	6.28	4.76	4.27	3.60
	Power density P [W/m ²]	319	161	118	71
50.0 m	Weibull A [m/s]	7.6	6.2	5.6	4.9
	Weibull k	1.87	1.78	1.74	1.72
	Mean speed U [m/s]	6.75	5.50	5.01	4.35
	Power density P [W/m ²]	386	222	171	113
100.0 m	Weibull A [m/s]	8.2	7.3	6.7	5.9
	Weibull k	1.82	1.87	1.88	1.92
	Mean speed U [m/s]	7.32	6.52	5.97	5.24
	Power density P [W/m ²]	507	349	265	176
200.0 m	Weibull A [m/s]	9.1	9.1	8.3	7.2
	Weibull k	1.74	1.81	1.82	1.87
	Mean speed U [m/s]	8.09	8.10	7.35	6.40
	Power density P [W/m ²]	722	693	513	329

6. ფოთი Poti

$\phi = 42^{\circ}09'30''$	$\lambda = 41^{\circ}39'26''$	0.5 m a.s.l.	H = 40	2000 - until pr
----------------------------	-------------------------------	--------------	--------	-----------------

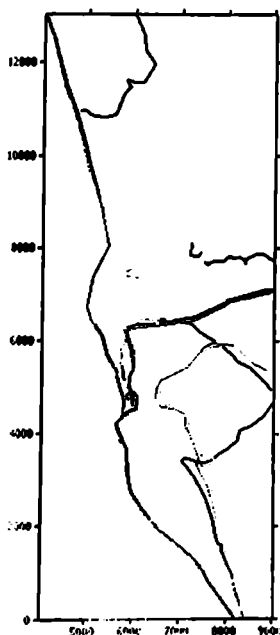
მეტეომაჩტი დაეკონსტრუირა ქ. ფოთის ჩრდილოეთი განაპირა, შავი ზღვის სანაპიროზე, წყლის კიდედან 300 მეტრის მანძილზე. დაეკონსტრუირა ადგილი წარმოადგენს ბრტყელ ქვიშაან პლაჟს, დაფარულს დაბალი ბუჩქნარით. მეტეომაჩტიდან აღმოსავლეთით, 100 მეტრის მანძილზე აგებულია რამდენიმე დაბალი კოტეჯი.

Метеомачта установлена на северной окраине г. Поти на берегу Черного моря, в 300 м от уреза воды. Место установки представляет собой плоский песчаный пляж, покрытый низким кустарником. В 100 м к востоку от метеомачты расположено несколько невысоких коттеджей.

The meteoromast is installed on the north outskirts of Poti, on the Black Sea's coast, in the distance of 300 m from water-cut. The place looks like a plane sandy beach, covered with low bushes. In 100 m to the east some low cottages are located.

ქარის საშუალო თვეური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

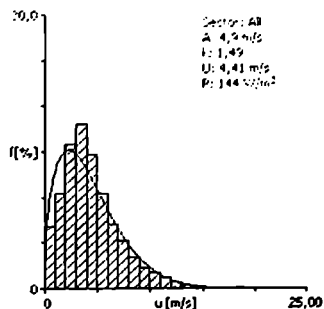
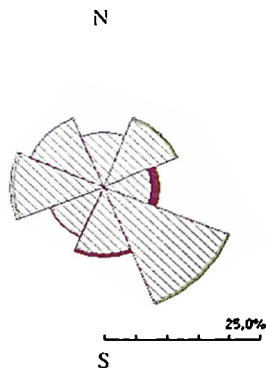
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.8	4.6	6.5	5.0	4.0	4.3	2.7	3.8	3.7	5.3	5.4	5.9	4.7



6. უთბო Poti Poti

ქანის ადგილასდებო რეჟიმი ... რეგიონალ რეჟიმ სურათი The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.41 m/s	4.41 m/s	4.45 m/s
Mean power density	144 W/m ²	144 W/m ²	147 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი ... რეგიონალ რეჟიმ სურათი Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.2	3.6	3.2	2.5
	Weibull k	1.38	1.23	1.24	1.24
	Mean speed U [m/s]	4.79	3.38	2.95	2.32
	Power density P [W/m ²]	208	90	59	29
25.0 m	Weibull A [m/s]	5.8	4.4	3.9	3.3
	Weibull k	1.41	1.30	1.30	1.29
	Mean speed U [m/s]	5.24	4.03	3.63	3.05
	Power density P [W/m ²]	263	137	100	61
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.2	5.1	4.7	4.0
	Weibull k	1.44	1.42	1.40	1.38
	Mean speed U [m/s]	5.62	4.64	4.25	3.68
	Power density P [W/m ²]	313	182	141	95
100.0 m	Weibull A [m/s]	6.7	6.1	5.6	4.9
	Weibull k	1.42	1.51	1.52	1.53
	Mean speed U [m/s]	6.08	5.47	5.03	4.42
	Power density P [W/m ²]	408	270	208	140
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.3	7.4	6.8	5.9
	Weibull k	1.37	1.47	1.49	1.50
	Mean speed U [m/s]	6.68	6.72	6.15	5.37
	Power density P [W/m ²]	577	520	393	258

7. ქუთაისი Kutaisi

$\varphi = 42^{\circ}09'50''$	$\lambda = 42^{\circ}42'25''$	86 m a.s.l.	H = 40 m	1998 – 2000
-------------------------------	-------------------------------	-------------	----------	-------------

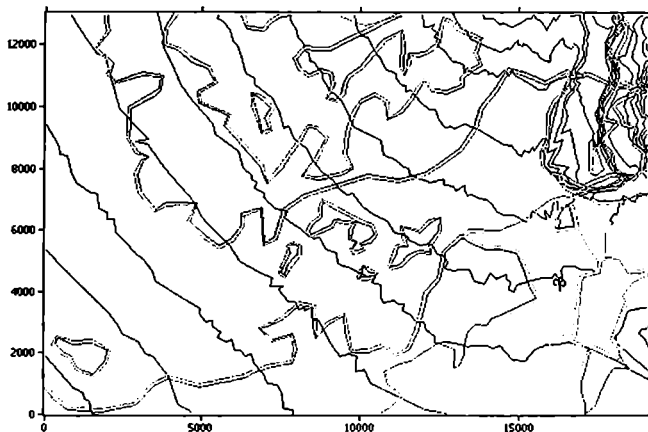
მეტეომაჩა დაყენებულია ქუთაისიდან სამხრეთით, ვარციხის წყალსაცავის დასავლეთ სანაპიროზე. წყლის კილიდან 800 მეტრის მანძილზე. რელიეფი ბრტყელია, უმნიშვნელო სავალი დაქანებით დასავლეთისაკენ. აღმოსავლეთით 500 მეტრში მღებარეთის დასახლება, ხილი დასავლეთით, 500 – 700 მეტრში ხეხილის ბაღები და კენახები.

Метеомачта установлена к югу от Кутаиси на западном берегу Варцихского водохранилища, в 800 м от уреза воды. Рельеф плоский с общим незначительным уклоном к западу. В 500 м к востоку расположен рабочий поселок, с запада, в 500 – 700 м расположены фруктовые сады и виноградники.

The meteomast is installed to the south of Kutaisi, on the west bank of the Vartsikhe Reservoir, in 800 m from the water-cut. The relief is plane with a little slope to the west. In 500 m to the east a worker settlement is located, while from the west in 500 – 700 m orchards and vineyards are arranged.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

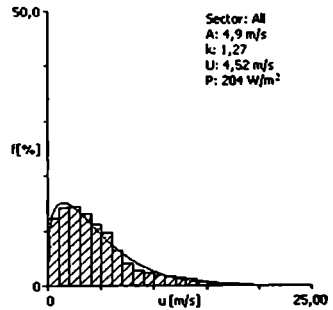
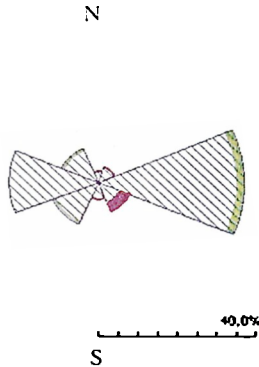
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	4.3	5.0	5.4	5.1	4.1	4.1	3.9	3.0	4.0	4.1	5.5	5.6	4.5



7. ქუთაისი Kutaisi

ქანის ადგილობრივი რეჟიმი Местный режим ветра The wind climate for the site

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	4.52 m/s	4.52 m/s	4.46 m/s
Mean power density	204 W/m ²	204 W/m ²	201 W/m ²



ქანის რეგიონალური რეჟიმი Региональный режим ветра Regional wind climate summary

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	5.7	3.9	3.4	2.7
	Weibull k	1.35	1.19	1.18	1.19
	Mean speed U [m/s]	5.25	3.70	3.21	2.53
	Power density P [W/m ²]	286	127	84	40
25.0 m	Weibull A [m/s]	6.3	4.7	4.2	3.6
	Weibull k	1.38	1.25	1.24	1.24
	Mean speed U [m/s]	5.74	4.40	3.94	3.32
	Power density P [W/m ²]	359	192	142	84
50.0 m	Weibull A [m/s]	6.8	5.5	5.0	4.3
	Weibull k	1.41	1.36	1.33	1.32
	Mean speed U [m/s]	6.15	5.05	4.59	3.99
	Power density P [W/m ²]	427	250	197	130
100.0 m	Weibull A [m/s]	7.3	6.5	6.0	5.3
	Weibull k	1.38	1.44	1.44	1.46
	Mean speed U [m/s]	6.64	5.93	5.42	4.78
	Power density P [W/m ²]	558	368	282	190
200.0 m	Weibull A [m/s]	7.9	7.9	7.2	6.4
	Weibull k	1.32	1.40	1.40	1.43
	Mean speed U [m/s]	7.30	7.24	6.57	5.77
	Power density P [W/m ²]	792	702	527	345

8. ჭოროხი Чорохи Chorokhi

$\varphi = 41^{\circ}33'50''$	$\lambda = 41^{\circ}40'20''$	20 m a.s.l.	H = 40 m	2001 – until pr.
-------------------------------	-------------------------------	-------------	----------	------------------

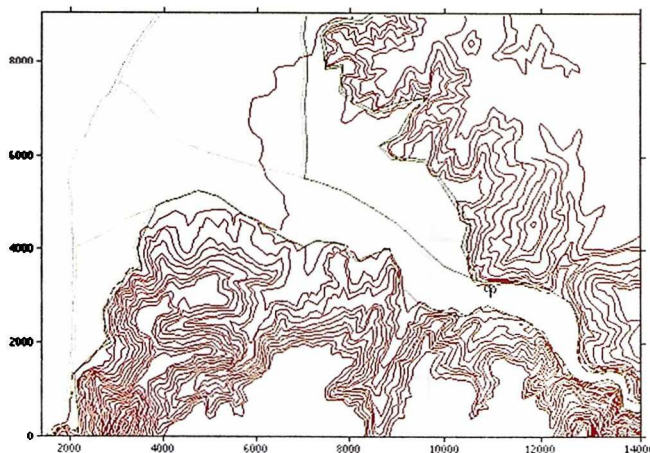
მეტეომაჩს დაეწებებოდა მდ. ჭოროხის ხეობაში, მეტეომაჩურ კაპანდიბადან დასავლეთით 1 კილომეტრის მანძილზე. სამხრეთიდან და ჩრდილოეთიდან ხეობა შემოსაზღვრულია შერეული ტყეებით დაფარული მთებით. ხეობის სიგანე შეადგენს 800 – 1000 მეტრს. გეოგრაფია ახდის გარშემო დაკეცვლილი ხმობის ყაჩხობა.

Метеомача установлена в ущелье реки Чорохи на расстоянии 1 км к западу от метеостанции Капандиба. Сюда и севера ущелье ограничено горами, покрытыми смешанным лесом. Ширина ущелья составляет 800 – 1000 м. Территория вокруг маачы занята кукурузными плантациями.

The meteoromast is installed in the Chorokhi River gorge at the distance of 1 km to the west of the Kapandiba meteorostation. From the south and north sides the gorge is restricted by mountains, covered with mixed woods. The gorge width consists of 800 – 1000 m. The territory, surrounding the mast, is occupied with Indian corn plantations.

ქარის საშუალო თვიური სიჩქარეები Среднемесячные скорости ветра Average monthly wind velocities

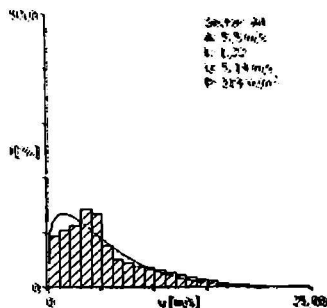
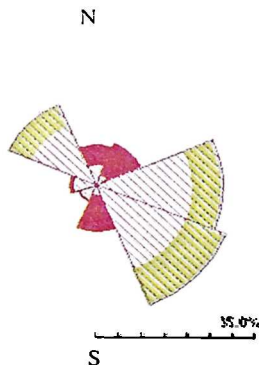
Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Velocities	7.9	3.8	5.7	4.3	5.1	4.8	4.3	4.7	5.7	8.1	9.7	8.1	6.0



8. Հորոհո Չորոխ Chorokhi

Բնիկ ռեժիմը/ժամանակակից ռեժիմը *Местный режим ветра* *The wind climate for the site*

	Observed	Weibull fit	Predicted
Mean wind speed	5.14 m/s	5.14 m/s	5.55 m/s
Mean power density	319 W/m ²	319 W/m ²	366 W/m ²



Բնիկ ռեժիմը/աղբյուրի ռեժիմը *Региональный режим ветра* *Regional wind climate summary*

		Class 0	Class 1	Class 2	Class 3
10.0 m	Weibull A [m/s]	9.3	6.6	5.7	4.5
	Weibull k	1.28	1.22	1.22	1.22
	Mean speed U [m/s]	8.62	6.20	5.38	4.21
	Power density P [W/m ²]	1395	566	370	177
25.0 m	Weibull A [m/s]	10.1	7.8	7.0	5.8
	Weibull k	1.28	1.24	1.24	1.24
	Mean speed U [m/s]	9.38	7.24	6.51	5.45
	Power density P [W/m ²]	1777	878	635	374
50.0 m	Weibull A [m/s]	10.8	8.7	8.0	6.9
	Weibull k	1.30	1.27	1.26	1.26
	Mean speed U [m/s]	9.98	8.11	7.42	6.43
	Power density P [W/m ²]	2093	1167	903	592
100.0 m	Weibull A [m/s]	11.5	9.9	9.1	8.1
	Weibull k	1.31	1.33	1.31	1.30
	Mean speed U [m/s]	10.63	9.10	8.43	7.48
	Power density P [W/m ²]	2488	1523	1236	883
200.0 m	Weibull A [m/s]	12.3	11.3	10.5	9.5
	Weibull k	1.31	1.38	1.37	1.35
	Mean speed U [m/s]	11.37	10.35	9.65	8.67
	Power density P [W/m ²]	3034	2102	1726	1283

ქარის ენერჯეტიკის სამეცნიერო ცენტრ "ქარენერგო"-ს აქვს კვლევების გამოცდილება ქარის ენერჯეტიკის სფეროში: რეგიონების ქარის ენერჯეტიკული რესურსების შეფასება, ქარის ელექტროსადგურების განთავსების ოპტიმალური ადგილების შერჩევა და მათი ტექნიკურ ეკონომიკური მაჩვენებლების შეფასება. "ქარენერგო"-ს გააჩნია პროგრამა WAsP-ის (Wind Atlas Analysis and Application Program) ლიცენზირებული ვერსია და აუცილებელს ქარმზომი აპარატურა საპროექტო-საძიებო სამუშაოების ჩასატარებლად.

ჩვენი საკონტაქტო მონაცემები:

ტელ.: (995 32) 617205

ფაქსი: (995 32) 351551

E-mail: karenergo@gol.ge

Научный центр ветроэнергетики «Карэнерго» имеет опыт исследований в области ветроэнергетики: оценка ветроэнергетических ресурсов регионов, выбор оптимальных мест размещения ветроэлектростанций и оценка их технико-экономических показателей. «Карэнерго» располагает лицензионной версией программы WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Program) и необходимой ветроизмерительной аппаратурой для проведения проектных изыскательских работ.

Наши контактные данные:

Тел.: (995 32) 617205

Факс: (995 32) 351551

E-mail: karenergo@gol.ge

The Scientific Wind Energy Centre "Karenergo" has an experience in the investigation in the branch of Wind Energy: evaluation of regional windenergy resources, selection of optimal sites for Wind Farms arrangement and their technical/economical indexes estimation. "Karenergo" has a licensed program WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Program) and necessary windmeasurement apparatus for carrying out feasibility study.

Our contact data:

Tel.: (995 32) 617205

Fax: (995 32) 351551

E-mail: karenergo@gol.ge