

556(045.8)  
5-41

ლაგით ხარასალიძე, ვაჟა ბრახაიძე, გიორგი ბრახაიძე

# ზოგადი ჰიდროლოგია



# ზოგადი პედროლოგია



თბილისის  
უნივერსიტეტის  
გამომცემლობა

556 (075.8)

541

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის  
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

დავით კერესელიძე,  
ვაჟა ტრაპანიძე,  
გიორგი ბრეგვაძე

# ზოგადი ჰიდროლოგია

## ხმელეთის წყლების ჰიდროლოგია

საქართველოს შრომა და ჯანდაცვის  
სახელმწიფო უნივერსიტეტი  
ბიბლიოთეკა  
№ 34848

სახელმძღვანელო შედგენილია ახალი კურსის – „ჰიდროლოგია“ – სასწავლო გეგმის (სილაბუსის) მიხედვით და, ძირითადად, გათვალისწინებულია თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოგრაფიის პროგრამის ბაკალავრიატის სტუდენტებისათვის.

ის გარკვეულ დახმარებას გაუწევს, აგრეთვე, მაგისტრანტებს, დოქტორანტებს, გარემოსდაცვით ორგანიზაციებში დასაქმებულებსა და წყლის რესურსებითა და ჰიდროლოგიით დაინტერესებულ ყველა პირს.

**რედაქტორი**                    თსუ-ის სრული პროფესორი **ზურაბ სეფერთელაძე**

**რეცენზენტები:**            სტუ-ის წყალთა მეურნეობის ინსტიტუტის დირექტორი,  
ტექნიკის მეცნიერებათა დოქტორი,  
პროფესორი **გივი გავარდაშვილი**

    სტუ-ის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის დირექტორი,  
ტექნიკის დოქტორი **თენგიზ ცინცაძე**

© თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 2011

ISBN 978-9941-13-225-4

## შინაარსი

შესავალი.....	9
<b>თავი 1. გუნებრივი წყლის ქიმიური და ფიზიკური თვისებები.....</b>	<b>17</b>
1.1. წყლის მოლეკულური აგებულება და იზოტოპური შემადგენლობა .....	17
1.2. წყლის ქიმიური თვისებები.....	19
1.3. წყლის ფიზიკური თვისებები .....	21
<b>თავი 2. ჰიდროლოგიური პროცესების ფიზიკური საფუძვლები.....</b>	<b>25</b>
2.1. ფუნდამენტური ფიზიკის კანონების გამოყენება წყლის ობიექტების შესწავლის დროს.....	25
2.2. წყლის ბალანსი .....	27
2.3. წყალში გახსნილი ნივთიერებების ბალანსი .....	29
2.4. სითბური ბალანსი .....	30
2.5. წყლის მოძრაობის სახეები.....	31
2.6. წყლის ნაკადის ხარჯი, ენერჯია და სიმძლავრე.....	34
2.7. წყლის ობიექტებზე მოქმედი ძალები.....	35
2.8. წყლის ნაკადის მოძრაობის განტოლება .....	39
2.9. წყლის ვერტიკალური მდგრადობა .....	40
<b>თავი 3. წყლის გრუნვა გუნებაში და დედამიწის წყლის რესურსები</b>	<b>42</b>
3.1. წყლის რაოდენობა დედამიწაზე.....	42
3.2. ტენზრუნვა.....	45
3.3. დედამიწის სფეროს წყლის ბალანსი.....	47
3.4. წყალში გახსნილი ნივთიერებების წრებრუნვა .....	48
3.5. ჰიდროლოგიური პროცესების გავლენა ბუნებრივ პირობებზე .....	51
3.6. დედამიწის წყლის რესურსები .....	55

<b>თავი 4. მყინვარები</b> .....	57
4.1. მყინვარების წარმოქმნა და გავრცელება დედამიწაზე.....	57
4.2. მყინვარის ტიპები .....	59
4.3. მყინვარების წარმოქმნა და აგებულება .....	61
4.4. მყინვარების საზრდოობა და აბლაცია .....	65
4.5. მყინვარების ყინულისა და წყლის ბალანსი .....	68
4.6. მყინვარების რეჟიმი და მოძრაობა.....	70
4.7. მყინვარების როლი მდინარის ჩამონადენში.....	72
<b>თავი 5. მინისქვეშა წყლები</b> .....	74
5.1. მინისქვეშა წყლების წარმოშობა და განაწილება დედამიწაზე.....	74
5.2. წყლის სახეები ნიადაგსა და გრუნტის ფორებში .....	75
5.3. წყლისა და გრუნტის ფიზიკური თვისებები.....	78
5.4. მინისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია .....	80
5.5. მინისქვეშა წყლების მოძრაობა .....	83
5.6. მინისქვეშა წყლების წყლის ბალანსი და რეჟიმი.....	86
5.7. ზედაპირული და მინისქვეშა წყლების ურთიერთდამოკიდებულება.....	90
5.8. მარადი მზრალობა.....	93
<b>თავი 6. მდინარეების ჰიდროლოგია</b> .....	96
6.1. მდინარეები და მათი გავრცელება დედამიწაზე .....	97
6.2. მდინარეთა ტიპები.....	97
6.3. მდინარისა და მისი აუზის მორფოლოგია და მორფომეტრია .....	98
6.4. მდინარეთა საზრდოობა.....	105
6.5. წლის ხარჯვა (დანაკარგები) მდინარეთა აუზებში .....	108
6.6. მდინარის აუზის წყლის ბალანსი.....	111
6.7. მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმი და ფაზები.....	113
6.8. მდინარის ტიპური ჰიდროგრაფი, ჰიდროგრაფის დანაწევრება საზრდოობის მიხედვით.....	116
6.9. მდინარის ჩამონადენი.....	118

6.10. წყლის მოძრაობა მდინარეებში .....	121
6.11. კალაპოტური პროცესები .....	136
6.12. მდინარეთა თერმული და ყინულოვანი რეჟიმი .....	146
6.13. მდინარეთა ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი .....	153
<b>თავი 7. ტბები.....</b>	<b>157</b>
7.1. ტბები და მათი გავრცელება დედამიწაზე. ტბების ტიპები.....	157
7.2. ტბების მორფოლოგია და მორფომეტრია .....	160
7.3. ტბის წყლის ბალანსის განტოლება.....	163
7.4. ტბების წყლის ბალანსის სტრუქტურა.....	165
7.5. წყლის განახლება ტბაში.....	167
7.6. ტბებში წყლის დონეთა რეჟიმი.....	168
7.7. სეიშები და მათი წარმოშობის მიზეზები.....	172
7.8. ლელვა ტბებში.....	173
7.9. ტალღების თეორია.....	174
7.10. დინებები ტბებში .....	178
7.11. ტბების სითბური ბალანსი.....	179
7.12. ტბების გათბობა და გაცივება .....	181
7.13. ტბების თერმული კლასიფიკაცია.....	184
7.14. ყინულოვანი მოვლენები ტბებში.....	185
7.15. ტბების ჰიდროქიმიური მახასიათებლები.....	188
7.16. ტბების ევოლუცია.....	192
7.17. ტბების ჰიდრობიოლოგიური მახასიათებლები .....	192
<b>თავი 8. წყალსაცავების ჰიდროლოგია .....</b>	<b>194</b>
8.1. წყალსაცავების დანიშნულება და მათი განაწილება დედამიწაზე.....	194
8.2. წყალსაცავის ტიპები.....	197
8.3. წყალსაცავის ძირითადი მახასიათებლები .....	198
8.4. წყალსაცავების წყლის რეჟიმი .....	200
8.5. წყალსაცავების მოლამვა .....	202

8.6. წყალსაცავების ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი .....	204
8.7. წყალსაცავების თერმული და ყინულოვანი რეჟიმი .....	205
8.8. წყალსაცავების სანაპირო ზოლის გადამუშავება.....	206
8.9. წყალსაცავების გავლენა გარემოსა და მდინარის ჩამონადენზე.....	207
<b>თავი 9. ჭაობების ჰიდროლოგია .....</b>	<b>209</b>
9.1. ჭაობების წარმოშობა და გავრცელება დედამიწაზე .....	209
9.2. ჭაობების ტიპები.....	210
9.3. ჭაობების წყლის ბალანსი და ჰიდროლოგიური რეჟიმი.....	213
9.4. ჭაობების თერმული რეჟიმი .....	215
9.5. ჭაობების გავლენა მდინარის ჩამონადენზე .....	216
<b>ლიტერატურა .....</b>	<b>218</b>

## შესავალი

წყალი დედამიწაზე ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული ქიმიური ნაერთია. ბუნებრივი წყლები მოიცავს ოკეანეებს, ზღვებს, ტბებს, მდინარეებს, წყალსაცავებს, ტბორებს, ჭაობებს, მყინვარებს, ატმოსფეროში არსებულ წყლის ორთქლს, აგრეთვე, წყალს ნიადაგში და ლითოსფეროს ქანებში. წყლის გარეშე შეუძლებელია ბიოსფეროს და სიცოცხლის არსებობა დედამიწაზე. განსაკუთრებით დიდია წყლის როლი დედამიწის გეოგრაფიული გარსის და ჩვენი პლანეტის რელიეფის ჩამოყალიბებაში.

წყალი არის არა მარტო ბუნებრივი გარემოს ელემენტი, არამედ აქტიური გეოგრაფიული და გეოლოგიური ფაქტორიც, მას გადააქვს მექანიკური და სითბური ენერგია, გადაადგილებს ნივთიერებებს, აწარმოებს მუშაობას.

წყლის ჭეშმარიტად უნივერსალური როლი ბუნებაში აიხსნება მისი თავისებური და, უმეტესწილად, ანომალური ფიზიკური და ქიმიური თვისებებით. ამ თვისებებით წყალი განსაზღვრავს წყლის ობიექტებში მიმდინარე ყველა პროცესს, აგრეთვე კლიმატური, მეტეოროლოგიური და გეომორფოლოგიური პროცესების მრავალ თავისებურებას.

ფრანგი მწერალი ანტუან დე სენტ-ეგზიუპერი (1900-1944 წ.წ.) წყლის შესახებ წერს: „წყალი, შენ არ გაქვს არც გემო, არც ფერი, არც სუნის, შეუძლებელია შენი აღწერა, შენით ტკბებიან, არ იციან, რომ შენ ასეთი ხარ. არ უნდა ვთქვათ, რომ შენ სიცოცხლისათვის აუცილებელი ხარ: შენ თვითონ ხარ სიცოცხლე. შენ ჩვენ გვავსებ სიხარულით, რომელსაც ჩვენი გრძნობებით ვერ ახსნი... შენ ყველაზე დიდი სიმდიდრე ხარ“.

ადამიანის ცხოველმოქმედებისათვის წყალი აუცილებელი საშუალებაა (სასმელი წყალი, როგორც მცენარეთა და ცხოველთა საკვები პროდუქტის შემადგენელი ნაწილი). თანამედროვე საზოგადოებრივი წარმოება დაფუძნებულია წყლის ფართო გამოყენებაზე – იყენებენ ენერჯის მიღების პროცესში (ჰიდროენერგეტიკა, თბო და ატომური ენერგეტიკა); წყალი არის აუცილებელი სოფლის მეურნეობის, წყლის ტრანსპორტის, მრეწველობის დარგების, თევზის მეურნეობის, კომუნალური მეურნეობის, დასვენების, ტურიზმის არსებობისათვის. წყლის უკმარისობა დიდი უბედურებაა ადამიანისათვის.

წყლის ფართოდ გამოყენების გარეშე ქვეყნები ვერ დაძლევენ სასურსათო და ენერგეტიკულ კრიზისს. წყალი კაცობრიობისათვის შეუფასებელი სიმდიდრეა.

წყალი დედამიწაზე განახლებადი რესურსია. მიუხედავად ამისა, რიგ რეგიონებში ის განიცდის ძლიერ ანთროპოგენულ დატვირთვას, რის გამოც ხდება წყლის ობიექტების ინტენსიური გაჭუჭყიანება. უნდა გვახსოვდეს, რომ წყალი კაცობრიობისათვის შეუცვლელი სიმდიდრეა, ამიტომ საჭიროა წყლის რესურსების რაციონალური გამოყენება და დაცვა.

**წყლის ობიექტები. ცნება ჰიდროსფეროს შესახებ.** წყლის დიდი ნაწილი, რომელიც მონაწილეობს დედამიწაზე ნივთიერებების წრებრუნვაში, წარმოდგენილია წყლის ობიექტების სახით, რომლებსაც გააჩნიათ განსაზღვრული ჰიდროლოგიური რეჟიმი. გამოყოფილია წყლის ობიექტების სამი ჯგუფი – ნაკადები, წყალსატევები და განსაკუთრებული წყლის ობიექტები.

**ნაკადები** – დედამიწის ზედაპირზე არსებული ის წყლის ობიექტებია, რომელთა კალაპოტებში წყალი მოძრაობს დახრილობის მიმართულებით. ასეთებია მდინარეები, ნაკადულები და არხები. **წყალსატევები** – არის დედამიწის ქვაბულში (ჩადაბლებებში) არსებული წყლის ობიექტები (ოკეანეები, ზღვები, ტბები, წყალსაცავები, ტბორები, ჭაობები). წყლის ობიექტების იმ ჯგუფს, რომლებიც არ თავსდება ნაკადებისა და წყალსატევების ცნებაში, ეწოდება **განსაკუთრებული წყლის ობიექტები**. მათ მიეკუთვნება მყინვარები და მინისქვეშა წყლები (წყალშემცველი პორიზონტები და არტეზიული წყლები). წყლის ობიექტები შეიძლება იყოს მუდმივი და დროებითი (შრობადი).

წყლის ობიექტებს გააჩნია წყალშემკრები აუზი. ეს არის ტერიტორია და ნიადაგრუნტი, საიდანაც წყლის ობიექტი წყალს იკრებს. მომიჯნავე წყალშემკრებს შორის საზღვარს **წყალგამყოფი** ეწოდება. განასხვავებენ ზედაპირულ (ოროგრაფიულ) და მინისქვეშა წყალგამყოფებს. მოცემულ ტერიტორიაზე ნაკადებისა და წყალსატევების ერთობლიობას **ჰიდროგრაფიული ქსელი** ეწოდება.

დედამიწაზე არსებული ბუნებრივი წყლები ქმნიან **ჰიდროსფეროს**. ჰიდროსფეროს ცნება და მისი საზღვრები ჯერ კიდევ არ არის საბოლოოდ დადგენილი. ტრადიციულად ჰიდროსფეროში გულისხმობენ დედამიწის იმ წვეტილი წყლის გარსს, რომელიც თავმოყრილია დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილში, მის ზედაპირზე და წარმოადგენს ოკეანეების, ზღვების, ხმელეთის წყლის ობიექტების (მდინარეები, ტბები, წყალსაცავები, ტბორები, ჭაობები, მინისქვეშა წყლები) ერთობლიობას, თოვლის საბურველისა და მყინვარების ჩათვლით. ჰიდროსფეროს ასეთი განმარტებით უგულებელყოფილია ატმოსფეროში და ცოცხალ ორგანიზმებში არსებული წყლები. ზემოაღნიშნულის გარდა განიხილავენ, აგრეთვე, ჰიდროსფეროს ცნების შედარებით ვიწრო და ფართო გაგებას. პირველ შემთხვევაში, ჰიდროსფერო მოიცავს ატმოსფეროს და ლითოსფეროს შორის არსებულ წყლებს. მეორე შემთხვევაში, ჰიდროსფეროში გაერთიანებულია ყველა ის ბუნებრივი წყლები, რომლებიც მონაწილეობს გლობალურ წრებრუნვაში (ოკეანეებში, ზღვებში, ტბებში, წყალსაცავებში, ტბორებში, მდინარეებში, ჭაობებში, მი-

ნისქვეშ, ატმოსფეროში და ცოცხალ ორგანიზმებში არსებულ წყლებში). ჰიდროსფეროს ცნების ასეთი ფართო გაგება ყველაზე სწორია. ასეთ შემთხვევაში ჰიდროსფერო არამარტო უწყვეტი გარსია, არამედ იგი არის გეოსფერო, რომელიც მოიცავს დედამიწის ზედაპირზე, ლითოსფეროს ზედა ნაწილში და ატმოსფეროს ქვედა ნაწილში არსებულ წყლებს.

**ჰიდროლოგიური რეჟიმი და ჰიდროლოგიური პროცესები.** ნებისმიერი წყლის ობიექტი და მისი რეჟიმი შეიძლება დავახასიათოთ ჰიდროლოგიური მახასიათებლების ერთობლიობით. ეს მახასიათებლები იყოფა რამოდენიმე ჯგუფად:

1. წყლის რეჟიმის მახასიათებლები – წყლის დონე ( $H$ , მ აბსოლუტური ან სმ საგუშაგოს გრაფიკის ნულიდან), დინების სიჩქარე ( $V$ , მ/წმ), წყლის ხარჯი ( $Q$ , მ<sup>3</sup>/წმ), წყლის ჩამონადენი ( $W$ , მ<sup>3</sup> ან კმ<sup>3</sup>), წყლის ზედაპირის დახრილობა ( $I$ , განზომილების გარეშე) და სხვა. აღნიშნული მახასიათებლების უმეტესობა შეიძლება მიეკუთვნოს არა მარტო ნაკადებს და წყალსატევებს, არამედ განსაკუთრებული წყლის ობიექტებსაც (მყინვარებს, მიწისქვეშა წყლებს).

2. სითბური რეჟიმის მახასიათებლები – წყლის, თოვლის, ყინულის ტემპერატურა ( $T^{\circ}C$ ), წყლის ობიექტის სითბოშემცველობა ან  $t$  დროის ინტერვალში სითბური ჩამონადენი ( $Q$ , ჯ) და ა.შ.

3. ყინულოვანი რეჟიმის მახასიათებლები – ყინულოვანი რეჟიმის სხვადასხვა ფაზის დადგომისა და დამთავრების თარიღები (გაყინვა, ყინულდგომა, დნობა, გახსნა, ყინულისგან განმენდა), ყინულსაფარის სისქე და სხვა.

4. ნატანის რეჟიმის მახასიათებლები – წყალში ატივნარებული ნატანის შემცველობა ( $S$ , კგ/მ<sup>3</sup>), ნატანის ხარჯის ( $R$ , კგ/წმ), ფრაქციების მიხედვით ნატანის განაწილების მონაცემები და ა.შ.

5. წყლის ობიექტების ფორმისა და ზომის მახასიათებლები – სიგრძე ( $L$ , მ, კმ), სიგანე ( $B$ , მ, კმ), სიღრმე ( $H$ , მ) და ა.შ.

ზემოაღნიშნულის გარდა წყლის ობიექტების დასახასიათებლად გამოიყენება ისეთი მნიშვნელოვანი მახასიათებლები, როგორცაა **ჰიდროქიმიური** – წყლის მინერალიზაცია ( $M$ , მგ/ლ), სიმლაშე ( $S$ ,  $^{\circ}/\text{თ}$ ), მარილების ცალკეული იონების, გაზების, გამაჩუქყიანებლების შემცველობა და სხვა; **ჰიდროფიზიკური** – წყლის სიმკვრივე ( $\rho$ , გრ/10<sup>3</sup> კგ/მ<sup>3</sup>), წყლის სიბლანტე და ა.შ. **ჰიდრობიოლოგიური** – წყალში ცოცხალი ორგანიზმების რაოდენობა (ეგზ/მ<sup>2</sup>) და შემადგენლობა, ბიომასის სიდიდე (გრ/მ<sup>2</sup>, გრ/მ<sup>2</sup>) და სხვა.

ჰიდროლოგიური მახასიათებლების ერთობლიობა განსაზღვრავს წყლის ობიექტის ჰიდროლოგიურ მდგომარეობას მოცემულ ადგილზე და მოცემულ მომენტში. იგი ექვემდებარება სივრცესა და დროში მუდმივ ცვალებადობას.

ნებისმიერ წყლის ობიექტზე ხანგრძლივი დაკვირვების შედეგად გამოვლინდება მისი ჰიდროლოგიური მდგომარეობის ზოგიერთი კანონზომიერება. სივრცესა და დროში წყლის ობიექტების ჰიდროლოგიური მახასიათებლების ცვლი-

ლებას ჰიდროლოგიური რეჟიმი ეწოდება. ჰიდროლოგიური მახასიათებლების სივრცეში ცვალებადობა ეს არის ცვალებადობა ადგილიდან ადგილამდე (მდინარის გასწვრივ, გარდიგარდმო ან სიღრმის მიხედვით, ზღვის, ტბის და ა.შ. გასწვრივ ან სიღრმის მიხედვით), წყლის ერთი ობიექტიდან მეორისაკენ. დროის მიხედვით ცვალებადობის რამდენიმე სახეა – საუკუნებრივი (პერიოდი საუკუნეებით გამოითვლება); მრავალწლიური (პერიოდი წლებით გამოითვლება); შიგანწლიური ან სეზონური (ცვალებადობა წლის განმავლობაში); ხანმოკლე (პერიოდი რამოდენიმე დღეს მოიცავს) და დღელამური (პერიოდი ერთი დღეა).

მართალია, წყლის ჰიდროლოგიური რეჟიმი კანონზომიერია, მაგრამ ის მაინც გარე მოვლენაა უფრო რთული იმ შიგა პროცესებისა, რომლებიც ახასიათებენ წყლის ობიექტს ან განაპირობებენ მის ურთიერთქმედებას წყლის სხვა ობიექტებთან, ატმოსფეროსთან და ლითოსფეროსთან. ვანარმოებთ რა დაკვირვებებს წყლის დონეზე, ხარჯზე ან სხვა მახასიათებელზე, ვავლენთ რა მათი ცვალებადობის კანონზომიერებებს, ე.ი. ვსწავლობთ მათ რეჟიმს, გვერდს ვუვლით მათი ცვალებადობის მიზეზების შესწავლას. იმისათვის, რომ გამოვავლინოთ ცვალებადობის მიზეზები, აუცილებელია შევისწავლოთ როგორც შიგა, ასევე ის გარე პროცესები, რომლებიც აყალიბებენ წყლის ობიექტის ჰიდროლოგიურ რეჟიმს. ამიტომ ჰიდროლოგები სწავლობენ არა მარტო წყლის ობიექტის ჰიდროლოგიურ რეჟიმს, არამედ ჰიდროლოგიურ პროცესებსაც, რომლებშიც იგულისხმება იმ ფიზიკური, ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესების ერთობლიობა, რომლებიც განსაზღვრავენ წყლის ობიექტის ჰიდროლოგიური მდგომარეობისა და ჰიდროლოგიური რეჟიმის ფორმირების კანონზომიერებებს.

**მეცნიერება ბუნებრივი წყლების შესახებ.** დედამიწაზე არსებულ ბუნებრივ წყლებს და მათ რეჟიმს შეისწავლის კომპლექსური მეცნიერება – **ჰიდროლოგია**. ტერმინი ჰიდროლოგია წარმოიქმნა ლათინური სიტყვებიდან – „ჰიდრო“ (წყალი) და „ლოგოს“ (მეცნიერება). ტერმინი „ჰიდროლოგია“ პირველად გვხვდება მელქიორის მიერ მაინის ფრანკფურტში 1694 წელს გამოცემულ წიგნში „წყლის შესახებ მოძღვრების დასაწყისი“. დამოუკიდებელ მეცნიერებად ჰიდროლოგია გასული საუკუნის 20-30-იან წლებში ჩამოყალიბდა.

კვლევის მიმართულებისა და მეთოდის მიხედვით ჰიდროლოგია, უპირველეს ყოვლისა, იყოფა შემდეგ მსხვილ დარგებად: 1. **ზოგადი ჰიდროლოგია** – სწავლობს ჰიდროლოგიური პროცესებისა და მოვლენების ზოგად კანონზომიერებებს; 2. **რეგიონალური ჰიდროლოგია (ჰიდროგრაფია)** – შეისწავლის და აღწერს, კონკრეტულ წყლის ობიექტებს; 3. **გამოყენებითი ჰიდროლოგია (საინჟინრო ჰიდროლოგია)** – აწარმოებს სხვადასხვა ჰიდროლოგიური მახასიათებლების გაანგარიშებისა და პროგნოზის მეთოდების დამუშავებას; 4. **ჰიდრომეტრია** – ამუშავებს გაზომვისა და დაკვირვების მეთოდებს. ბუნებრივი წყლების ფიზიკა (ჰიდროფიზიკა), ბუნებრივი წყლების ქიმია (ჰიდროქიმია) წარმოადგენენ ჰიდროლოგიის სპეციალურ დარგებს.

კვლევის ობიექტების მიხედვით ჰიდროლოგია იყოფა სამ დიდ ნაწილად: **ზღვე-ბის ჰიდროლოგია** (ოკეანოლოგია) – სწავლობს ოკეანეებსა და ზღვებს; **ხმელეთის ჰიდროლოგია** (უფრო სწორად ზედაპირული წყლების ჰიდროლოგია) – შეისწავლის ხმელეთის წყლის ობიექტებს: მდინარეებს, ტბებს, წყალსაცავებს, ჭაობებს, მყინვარებს; **მინისქვეშა წყლების ჰიდროლოგია** (ჰიდროგეოლოგია) შეისწავლის დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილში თავისუფალ მდგომარეობაში არსებულ წყლებს.

კვლევის ობიექტების მიხედვით ხმელეთის ჰიდროლოგია, თავის მხრივ, იყოფა მდინარეთა ჰიდროლოგიად (ჰოტამოლოგია), ტბების ჰიდროლოგიად (ლიმნოლოგია), ჭაობების ჰიდროლოგიად და მყინვარების ჰიდროლოგიად.

ჭაობებს, როგორც ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ობიექტებს, სწავლობს კომპლექსური მეცნიერება „**ჭაობთმცოდნეობა**“. ამიტომ ჭაობების ჰიდროლოგია შეიძლება ჩაითვალოს ერთდროულად როგორც ხმელეთის ჰიდროლოგიის, ასევე ჭაობთმცოდნეობის ნაწილად. იგივე შეიძლება ითქვას მყინვარებზეც. როგორც ბუნებრივ ობიექტს, მას სწავლობს ფიზიკური გეოგრაფიის დარგი „**გლაციოლოგია**“. ამიტომ, მყინვარების ჰიდროლოგია ერთდროულად შეიძლება ჩაითვალოს როგორც ხმელეთის ჰიდროლოგიის, ასევე გლაციოლოგიის ნაწილად. მინისქვეშა წყლების ჰიდროლოგია ზოგჯერ გაიგივებულია დამოუკიდებელ მეცნიერებასთან – „**ჰიდროგეოლოგიასთან**“, რომელიც, თავის მხრივ, გეოლოგიის დარგს წარმოადგენს. ჰიდროგეოლოგია მოიცავს მრავალ ისეთ საკითხს, რომლებიც უშუალოდ არ განიხილება ჰიდროლოგიის მიერ. მაგალითად, მინისქვეშა წყლების ძიება და მოპოვება. ამიტომ მინისქვეშა წყლების ჰიდროლოგია შეიძლება ჩაითვალოს როგორც ჰიდროლოგიის, ასევე ჰიდროგეოლოგიის ნაწილად.

უკანასკნელ დროს ჰიდროლოგიის დამოუკიდებელ დარგად გამოყოფენ წყალსაცავების ჰიდროლოგიასა და მდინარეთა შესართავების ჰიდროლოგიას, ამ უკანასკნელს შუალედური ადგილი უჭირავს ოკეანოლოგიასა და მდინარეთა ჰიდროლოგიას შორის.

უნდა აღინიშნოს, რომ ჰიდროლოგიის, როგორც მეცნიერების საყოველთაოდ მიღებული და მდგრადი კლასიფიკაცია ჯერჯერობით არ არსებობს. ამიტომ სხვადასხვა სახელმძღვანელოს მიხედვით ჰიდროლოგიის ცალკეული დარგების სახელწოდებებსა და მათ ახსნა-განმარტებებში არსებითი განსხვავებაა.

ზოგადი ჰიდროლოგიის ამოცანას წარმოადგენს, წყლის ობიექტებში მიმდინარე პროცესების ძირითადი და ყველაზე ზოგადი კანონზომიერებების განსაზღვრა, ატმოსფეროში, ლითოსფეროსა და ბიოსფეროში მიმდინარე პროცესებთან მათი ურთიერთკავშირის გამოვლენა. ამასთან, განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს დედამიწის ზედაპირზე წყლის წრებრუნვის კანონზომიერებების დადგენას, გლობალურ დონეზე სხვადასხვა ჰიდროლოგიური მახასიათებლების გეოგრაფიულ განაწილებას და ჰიდროლოგიური პროცესების, როგორც დედამიწის გეოგრაფიული გარსის ცხოვრებაში უმნიშვნელოვანესი ფაქტორის განხილვას.

ზოგადი ჰიდროლოგია, როგორც კომპლექსური მეცნიერების – ჰიდროლოგიის ერთ-ერთი ნაწილი, მჭიდროდ არის დაკავშირებული მის სხვა დარგებთან – რეგიონალურ ჰიდროლოგიასთან (ჰიდროგრაფია), გამოყენებით ჰიდროლოგიასთან (საინჟინრო ჰიდროლოგია), ჰიდრომეტრიასთან და ჰიდროლოგიის სპეციალურ დარგებთან. ჰიდროლოგიის ეს დარგები სრულყოფილად ვერ იარსებებს ურთიერთქმედების, ურთიერთში შეღწევის და ერთმანეთის გამდიდრების გარეშე. ჰიდროლოგიის მრავალი ზოგადი კანონი დადგენილია ჰიდროლოგიის სპეციალური დარგების – ბუნებრივი წყლების ფიზიკის, ქიმიის, ბიოლოგიის მეშვეობით. ჰიდრომეტრიის გარეშე შეუძლებელია ნებისმიერი წყლის ობიექტის შესწავლა. გამოყენებითი ჰიდროლოგია ფართოდ იყენებს ზოგადი ჰიდროლოგიისა და ჰიდროლოგიის სპეციალური დარგების მიერ დადგენილ კანონებს და ა.შ.

ზოგადი ჰიდროლოგია (ასევე ჰიდროლოგია მთლიანად) სწავლობს რა ბუნებრივ წყლებს, მიეკუთვნება გეოგრაფიულ მეცნიერებას და მჭიდროდ არის დაკავშირებული სხვა დარგობრივ გეოგრაფიულ მეცნიერებებთან – მეტეოროლოგიასთან და კლიმატოლოგიასთან, გეომორფოლოგიასთან, გლაციოლოგიასთან, კარტოგრაფიასთან და ა.შ. მაგალითად, მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია შესაძლებლობას გვაძლევს ავხსნათ მრავალი ჰიდროლოგიური მოვლენა – წვიმის-მიერი წყალმოვარდნები, მყინვარებში ყინულის დაგროვება, წყალსატევებში ქარისმიერი დინებები და სხვა. თავის მხრივ, ჰიდროლოგია ეხმარება მეტეოროლოგებსა და კლიმატოლოგებს შეისწავლონ ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესები, როგორც წყლის ობიექტებთან ურთიერთქმედების შედეგი – წყლის, სითბოს გაცვლა და ა.შ. მდინარეთა კალაპოტების, ხრამების, ზღვების სანაპიროების შესწავლისას ფართოდ გამოიყენება გეომორფოლოგიური კვლევის მეთოდები.

ზოგადი ჰიდროლოგია დაკავშირებულია სხვა საბუნებისმეტყველო მეცნიერებებთანაც – გეოლოგიასთან, ბიოლოგიასთან, ნიადაგმცოდნეობასთან, გეოქიმიასთან, ეს მეცნიერება მნიშვნელოვნად ვერ განვითარდება ფუნდამენტურ მეცნიერებებზე – ფიზიკაზე, ქიმიაზე, მათემატიკაზე დაყრდნობის გარეშე.

მრავალი ჰიდროლოგიური კანონზომიერებები ექვემდებარება მკაცრ ფიზიკურ კანონებს. ამ საგანთან დაკავშირებული ფიზიკის დარგებიდან აღსანიშნავია ჰიდროფიზიკა, ჰიდრომექანიკა და ჰიდრაულიკა.

ჰიდროქიმია, როგორც ჰიდროლოგიის დარგი, ფართოდ იყენებს ქიმიური ნივთიერებების ურთიერთქმედების კანონებს და მათი შედგენილობის ქიმიური ანალიზის მეთოდებს.

მათემატიკიდან ჰიდროლოგიაში უმთავრესად გამოიყენება მათემატიკური სტატისტიკის და მათემატიკური მოდელირების მეთოდები.

დაკვირვებისა და გაზომვების შედეგად მიღებული მონაცემების დამუშავების დროს ჰიდროლოგია ფართოდ იყენებს ტექნიკის მიღწევებს; ჰიდრომეტრიაში გა-

მოიყენება საკმაოდ რთული გასაზომი ხელსაწყოები. დაკვირვების მონაცემების დამუშავება, ანალიზი, გაანგარიშებები და მათემატიკური მოდელები სრულდება კომპიუტერებით. ამავე დროს, ტექნიკის ზოგიერთი დარგის განვითარება (მდინარეებზე და ზღვის სანაპიროზე ჰიდროტექნიკური მშენებლობა, მელიორაციული ღონისძიებები და სხვა) ჰიდროლოგიური ცოდნის გარეშე თითქმის შეუძლებელია.

ჰიდროლოგიური *კვლევების მეთოდები*. თანამედრევე ჰიდროლოგიას, ჰიდროლოგიური პროცესების შესაცნობად კვლევის მეთოდების დიდი არსენალი გააჩნია.

ჰიდროლოგიაში, საველე კვლევებს უმნიშვნელოვანესი ადგილი უჭირავს. მათ გარეშე შეუძლებელია ჰიდროლოგიური გაანგარიშებების წარმოება. იგი იყოფა ექსპედიციურ და სტაციონალურ კვლევად. პირველი გულისხმობს წყლის ობიექტებზე (ოკეანე, მყინვარი, მდინარე, ტბა) შედარებით ხანმოკლე (რამდენიმე დღიდან რამდენიმე წლამდე) ექსპედიციის ჩატარებას; მეორე კი ხანგრძლივი (ჩვეულებრივ მრავალწლიანი) დაკვირვების ჩატარებას წყლის ობიექტების ცალკეულ ადგილებში – სპეციალურ ჰიდროლოგიურ სადგურებსა და საგუშაგოებზე. ჰიდროლოგიური კვლევის დროს ერთმანეთს უთავსებენ სტაციონალურ და ექსპედიციურ მეთოდებს. ბოლო წლებში ფართოდ დაინერგა ე.წ. არატრადიციული მეთოდები – დისტანციური გაზომვები, აეროკოსმოსური გადაღებები და დაკვირვებები, ავტონომიური მარეგულირებელი სისტემები.

ჰიდროლოგიაში წარმატებით გამოიყენება ექსპერიმენტული კვლევის მეთოდებიც. განასხვავებენ ექსპერიმენტებს ლაბორატორიაში და ბუნებაში. პირველ შემთხვევაში სპეციალურ ლაბორატორიულ დანადგარზე ატარებენ ექსპერიმენტებს ისეთ პირობებში, რომლებიც მთლიანად კონტროლირდება მეცნიერების მიერ. ასე მაგალითად, ლაბორატორიაში შეისწავლიან წყლისა და ნატანის მოძრაობის სხვადასხვა რეჟიმს, მდინარის კალაპოტის წარეცხვას, ჰიდროქიმიურ პროცესებს და ა.შ. მეორე შემთხვევაში დაკვირვება წარმოებს ბუნებრივი ობიექტების პატარა უბანზე, რომელიც დეტალური გამოკვლევებისათვის სპეციალურადაა შერჩეული. მაგალითად, ცალკეული საკითხების შესასწავლად დაკვირვებებს აწარმოებენ ფერდობზე მოწყობილ ე.წ. „ექსპერიმენტულ მოედნებზე“, „ექსპერიმენტულ წყალშემკრებებზე“, ოკეანეში „პოლიგონებზე“ და ა.შ.

კონკრეტულ ბუნებრივ პირობებში სხვადასხვა ჰიდროლოგიურ მახასიათებლებს ან მათგან განპირობებულ სხვა ფაქტორებს (მაგალითად, ადგილის სიმაღლეს, ატმოსფერულ ნალექებს, ქარის სიჩქარეს და სხვა) შორის კავშირის დადგენისას, აგრეთვე, ამა თუ იმ ჰიდროლოგიური მოვლენის დადგომის ალბათობის შეფასებისას, ჰიდროლოგიას დიდ დახმარებას უწევს ემპირიული და სტატისტიკური მეთოდები. ამ შემთხვევაში ფართოდ გამოიყენება დაკვირვების მონაცემების დამუშავების მათემატიკური სტატისტიკის თანამედროვე ხერხები.

ექსპერიმენტული კვლევის დამამთავრებელ ეტაპს წარმოადგენს ანალიზი და თეორიული განზოგადება. ჰიდროლოგიაში თეორიული მეთოდები ეფუძნება, ერთი მხრივ, ფიზიკის კანონებს, მეორე მხრივ კი, ჰიდროლოგიური მახასიათებლების სივრცესა და დროში ცვალებადობის გეოგრაფიულ კანონზომიერებებს. ამ მეთოდებს შორის უკანასკნელ დროს ნამყვანი ადგილი უკავია მათემატიკური და იმიტაციური მოდელირების, სისტემური ანალიზის, ჰიდროლოგიურ-გეოგრაფიული განზოგადების, ჰიდროლოგიური დარაიონების და კარტოგრაფირების მეთოდებს.

**ბუნებრივი წყლების გამოყენება.** დიდი ხანია ადამიანი ბუნებრივ წყლებს ინტენსიურად იყენებს. წყლის რესურსები მსოფლიოს მრავალი ქვეყნის სოციალურ და ეკონომიკურ განვითარებაში მეტად მნიშვნელოვან როლს თამაშობს.

წყლის გამოყენების ხასიათის მიხედვით, მეურნეობის დარგები იყოფა წყლის მომხმარებლებად და წყლით მოსარგებლებად. წყლის მომხმარებლები არის დარგები, რომლებიც წყალს ბუნებრივი წყაროებიდან (ნაკადები, წყალსატევები, წყალშემცველი ფენები და სხვა) იღებენ. მას სამრეწველო და სასოფლო-სამეურნეო პროდუქციის შესაქმნელად და მოსახლეობის საყოფაცხოვრებო საჭიროებისათვის იყენებენ. შემდეგ მცირე რაოდენობით და გაუარესებული ხარისხით სულ სხვა ადგილზე აბრუნებენ. წყალმომხმარებელ დარგებს მიეკუთვნება მრეწველობა, თბო და ატომური ენერგეტიკა, სოფლის მეურნეობა, კომუნალური მეურნეობა, რომლებიც წყალს იყენებენ სამრეწველო, კომუნალურ-საყოფაცხოვრებო და სასოფლო-სამეურნეო წყალმომარაგებისათვის, აგრეთვე მიწების მორწყვისა და განწყლიანებისათვის. წყლით მოსარგებლები ის დარგია, რომლებიც წყალს არ იღებენ ბუნებრივი წყაროებიდან და უშუალოდ კი არ იყენებენ მას, არამედ მის ენერგიას, მის სივრცეს; ან იყენებენ როგორც გარემოს ან ლანდშაფტის ელემენტს. წყლით მოსარგებლე დარგებს მიეკუთვნება: ჰიდროენერგეტიკა, წყლის ტრანსპორტი, თევზის მეურნეობა. აგრეთვე, ადამიანის საქმიანობის ისეთი სახეები, როგორც არის დასვენება (რეკრეაცია), საწყლო ტურიზმი, წყლის სპორტის სახეობები და ა.შ.

მსოფლიოს ყველა ქვეყანაში ცდილობენ დაიცვან წყლის რესურსები, გამოიყენონ რაციონალურად, ეფექტურად და მცირე დანახარჯებით. მათი წყლის კანონმდებლობით გათვალისწინებულია სხვადასხვა წყალმომხმარებლისა და წყალმოსარგებლის უფლებები და ვალდებულებები, წყლების გამოყენებისა და დაცვის ღონისძიებები.

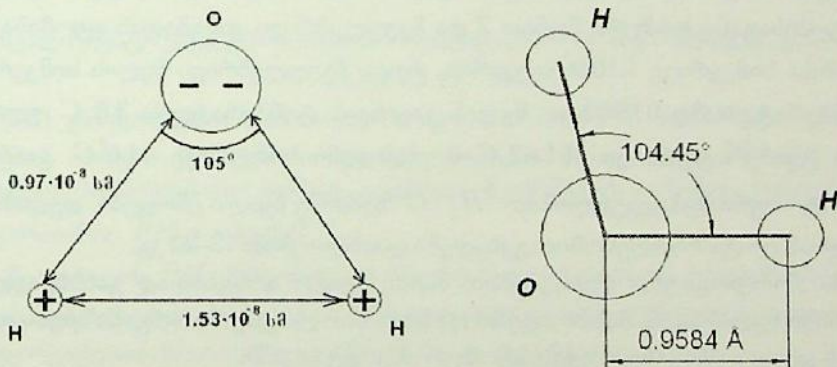
გასული საუკუნის ბოლო წლებში მსოფლიოს ბევრ ქვეყანაში მწვავედ დადგა წყლის არასანარმოო და არასამეურნეო მოხმარების პრობლემა. განხორციელდა მთელი რიგი ღონისძიებები წყლის რესურსების ეკონომიურად და რაციონალურად გამოყენების მიზნით, აგრეთვე, წყლის ობიექტების გაჭუჭყლიანებისაგან დასაცავად.

# თავი 1. გუნებრივი წყლების ქიმიური და ფიზიკური თვისებები

## 1.1. წყლის მოლეკულური აგებულება და იზოტოპური შემადგენლობა

ბუნებრივ გარემოში წყალი წყალბადისა და ჟანგბადის მდგრადი უმარტივესი ქიმიური ნაერთია. ქიმიურად სუფთა წყალი 11.19% წყალბადისა და 88.81% ჟანგბადისაგან შედგება. წყლის ნარმოქმნის დროს, ელექტროსტატიკური მიზიდულობის ძალით, ერთი მოცულობა ჟანგბადი ორ მოცულობა წყალბადს უერთდება. იგი გამოისახება ფორმულით  $H_2O$ . წყალს არა აქვს გემო და სუნი.

წყლის მოლეკულა ასიმეტრიულია: მისი სამი მოლეკულა ტოლფერდა სამკუთხედს ქმნის, რომლის ფუძეებში წყალბადის ორი, ხოლო წვეროში ჟანგბადის ერთი ბირთვია. (ნახ. 1.1)



ნახ. 1.1 წყლის მოლეკულის აგებულება

თხევად მდგომარეობაში წყალი მარტივი (ჰიდროლი), ორმაგი (დიჰიდროლი ( $H_2O$ )<sub>2</sub>) და სამმაგი (ტრიჰიდროლი ( $H_2O$ )<sub>3</sub>) მოლეკულების ნარევს წარმოადგენს. წყალი მყარი სახით უმეტესად სამმაგი მოლეკულების სახით არსებობს. წყლის ტემპერატურის შეცვლის დროს მასში არსებული მარტივი და რთული მოლეკულების თანაფარდობა იცვლება, რომელსაც წყლის ანომალიურობა ხსნიან.

**წყალბადის, ჟანგბადისა და წყლის იზოტოპები.** მოლეკულებს არა აქვთ ერთნაირი ატომური წონა. წყლის მოლეკულების ატომური წონა, ჩვეულებრივ, 18-ის ტოლია, ზოგიერთ შემთხვევაში 19, 20, 21 და 22-ც კი შეიძლება იყოს. ეს

აიხსნება იმით, რომ ჟანგბადის იმ ატომების გარდა, რომელთა ატომური ნონა 16-ია, არის ისეთი ატომებიც, რომელთა ატომური ნონა 18 და 19-ია. ასევეა წყალბადიც. მისი ატომური ნონა ერთის ტოლია. არის წყალბადის ისეთი ატომებიც, რომელთა ატომური ნონა 2 და 3-ია. ასეთ მძიმე ატომებს ერთსა და იმავე ნაერთებში იზოტოპებს უწოდებენ.

წყალბადსა და ჟანგბადს გააჩნიათ ბუნებრივი იზოტოპები:  $H$  (ჩვეულებრივი წყალბადი),  ${}^2H$  ან  $D$  (მძიმე წყალბადი),  ${}^3H$  ან  $T$  (რადიაქტიური ზემძიმე წყალბადი),  ${}^{16}O$ ,  ${}^{17}O$ ,  ${}^{18}O$ . აქედან გამომდინარე, წყალს გააჩნია ცვლადი იზოტოპური შემადგენლობა. ბუნებრივი წყალი სხვადასხვა იზოტოპური შემადგენლობის ნარევია. ყველაზე გავრცელებულია წყალი, რომელიც შედგება  ${}^1H$  და  ${}^{16}O$  იზოტოპებისაგან. ასეთ წყალს ჩვეულებრივ წყალს უწოდებენ და ჩვეულებრივ აღნიშნავენ  $H_2O$ . სხვა სახის იზოტოპური წყლის რაოდენობა დედამიწაზე უმნიშვნელოა, მასზე წყლის რაოდენობის მხოლოდ 0.27% მოდის.

წყალს, რომელიც შედგება წყალბადისა და ჟანგბადის იზოტოპებისაგან მძიმე წყალი ეწოდება. იგი თავისი ფიზიკური თვისებებით გამოირჩევა ჩვეულებრივი წყლისაგან. სუფთა მძიმე წყლის ფორმულაა:  ${}^2H_2{}^{16}O$ , ე.ი. იგი შედგება წყალბადის იზოტოპისაგან ატომური ნონით 2 და ჩვეულებრივი ჟანგბადის ატომისაგან.  $20^\circ C$  -ზე მისი სიმკვრივე 1.1056-ს უდრის, როცა ჩვეულებრივი წყლის სიმკვრივე იმავე ტემპერატურაზე 0.9982-ია. წყლის გაყინვის ტემპერატურა  $3.8^\circ C$  უდრის. დუღილის ტემპერატურა კი  $101.42^\circ C$ -ს. უდიდესი სიმკვრივე  $11.6^\circ C$  გააჩნია. წყალს იზოტოპური შემადგენლობით  ${}^3H_2{}^{16}O$  ზემძიმე წყალი ეწოდება. დედამიწაზე იგი ძალიან ცოტა რაოდენობით გვხვდება დაახლოებით 13-20 კგ.

თავისი ბიოლოგიური თვისებებით მძიმე წყალი არსებითად განსხვავდება ჩვეულებრივი წყლისაგან. მასში თევზი და სხვა ბიოლოგიური ორგანიზმები იღუპებიან. მას დიდი გამოყენება აქვს ატომურ ენერგეტიკაში.

**წყლის ანომალიები.** წყალი ბუნებაში ცნობილ ნივთიერებებს შორის ყველაზე ანომალურ ნივთიერებას წარმოადგენს. ამის გამო იგი უდიდეს გავლენას ახდენს წყლის ობიექტებში მიმდინარე პროცესებზე.

წყალს გააჩნია დიდი სითბოტევადობა და მცირე თბოგამტარობა. ამიტომ, წყალი ნელა ცივდება და ასევე ნელა თბება. წყლის სითბოტევადობა 3.3 ათასჯერ აღემატება ჰაერის სითბოტევადობას. სწორედ წყლის ეს თვისება ხდის მას მზის ენერჯის მთავარ აკუმულატორად და გამანაწილებლად დედამიწაზე.

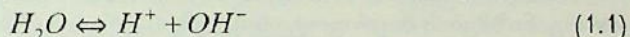
წყალი, ისევე როგორც ბუნებაში არსებული ყველა ნივთიერება,  $100^\circ C$  -დან  $+4^\circ C$  -მდე გაცივებით მოცულობას იკლებს, ხოლო შემდგომი გაცივებით  $0^\circ C$  -მდე, განსხვავებით სხვა ნივთიერებებისაგან, მოცულობას იმატებს, რასაც წყლის მოლე-

კულების სტრუქტურას მიაწერენ. გაყინვის შედეგად წყლის მოცულობა თითქმის 11%-ით იზრდება, რის გამოც ჩაკეტილ სივრცეში წყლის გაყინვის დროს წარმოიქმნება ქარბი წნევა. სწორედ აღნიშნული თვისებების გამო კლდის ნაპარაკებში გაყინულ წყალს შეუძლია ნამსხვრევებად აქციოს იგი. ყინულის სიმკვრივე  $0^{\circ}\text{C}$ -ზე უფროს,  $0.9167$ -ს, ე.ი. წყალზე უფრო ნაკლებია, ან, როგორც ამბობენ, ყინული წყალზე უფრო მსუბუქია. ამ მოვლენას დიდი მნიშვნელობა აქვს ბუნებაში. ის განაპირობებს ყინულის წყალსატევის ზედაპირზე წარმოქმნას და ცურვას, ასე რომ არ ხდებოდეს, წყალსატევეები ზამთარში ფსკერამდე გაიყინებოდა და კატასტროფულ პირობებს შექმნიდა მათში არსებული ცოცხალი ორგანიზმებისათვის.

ძალზე მნიშვნელოვანია წყლის სიბლანტე. ჩვეულებრივ იგი წყლის ტემპერატურის შემცირებასთან ერთად მატულობს, ხოლო ტემპერატურის გაზრდით კი მცირდება. წყლის სიბლანტეზე მოქმედებს მასში გახსნილი ნივთიერებების შემცველობაც. მაგალითად, ზღვის წყლის სიბლანტე უფრო დიდია, ვიდრე მდინარის წყლის. წყლის სიბლანტის ცვალებადობა მნიშვნელოვან ზეგავლენას ახდენს წყალსატევეებში ჰიდრობიონტების გადაადგილებაზე.

## 1.2. წყლის ქიმიური თვისებები

წყალი სუსტი ელექტროლიტია, რომელიც დისოცირდება შემდეგი განტოლებით:



(1.1) განტოლებით ხასიათდება წყლის იონური წონასწორობა. ბუნებრივი წყლების იონური წონასწორობის მაჩვენებელია წყალბადის  $\text{PH}$  მაჩვენებელი, რომელიც საპირისპირო ნიშნით აღებული წყალბადის იონების კონცენტრაციის ლოგარითმია:  $\text{PH} = -\log[\text{H}^+]$ .

წყალბადის  $\text{PH}$  მაჩვენებელი წყლის მჟავიანობის ან ტუტეიანობის რეაქციის მახასიათებელია. როცა  $\text{PH} = 7$  წყლის რეაქცია ნეიტრალურია, როცა  $\text{PH} > 7$  ტუტე რეაქციაა, ხოლო როცა  $\text{PH} < 7$  მჟავა რეაქციაა.

წყალი თავისი მოლეკულური აგებულების წყალობით წარმოადგენს ბუნებაში არსებულ სხვადასხვა ქიმიური ნაერთების კარგ გამხსნელს. იგი თავისი ბრუნვის პროცესში ეხება სხვადასხვა ქანებსა და ნიადაგებს. ხსნის მათში მყოფ ნივთიერებებს და თვითონაც რთულ ხსნარად იქცევა.

ბუნებრივი წყლების მარილიანობა განისაზღვრება გახსნილ ნივთიერებათა კონცენტრაციით. იგი გამოისახება ერთ ლიტრ წყალში გახსნილი ნივთიერებების რაოდენობით მილიგრამებში ან პრომილებში. ბუნებრივი წყლები მარილიანობის მიხედვით იყოფა ოთხ ჯგუფად: მტკნარ წყლებად, რომელთა მარილიანობა  $1^{\circ}/\text{‰}$ -ზე ნაკლებია, ნაკლებ მარილიან  $1-25^{\circ}/\text{‰}$ -მდე, მარილიან  $25-50^{\circ}/\text{‰}$ -მდე და ძლიერ მარილიან  $50^{\circ}/\text{‰}$ -ზე მეტი, წყლებად.

ბუნებრივ წყლებში გახსნილი მარილების ძირითადი იონებიდან აღსანიშნავია უარყოფითად დამუხტული იონები (ანიონები): ჰიდროკარბონატები  $HCO_3^-$ , სულფატები  $SO_4^{2-}$ , ქლორიდები  $Cl^-$  და დადებითად დამუხტული იონები (კატიონები): კალციუმი  $Ca^{2+}$ , მაგნიუმი  $Mg^{++}$ , ნატრიუმი  $Na^+$  და კალიუმი  $K^+$ .

ანიონების შემცველობის მიხედვით, ბუნებრივი წყლები იყოფა ჰიდროკარბონატულ, სულფატურ და ქლორიდულ კლასად, ხოლო კატიონების შემცველობის მიხედვით კალციუმიან, მაგნიუმიან და ნატრიუმიან ჯგუფებად.

მდინარეთა წყლები, როგორც წესი, მიეკუთვნება ჰიდროკარბონატულ კლასს და კალციუმიან ჯგუფს. მიწისქვეშა წყლები – სულფატურ კლასს და მაგნიუმიან ჯგუფს. ოკეანეებისა და ზღვების წყლები კი ქლორიდულ კლასს და ნატრიუმის ჯგუფს.

გახსნილი აირებიდან, რომლებიც გვხვდება ბუნებრივ წყლებში, განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება ჟანგბადს ( $O_2$ ) და ნახშირორჟანგს ( $CO_2$ ). აირების ხსნადობა წყალში მცირდება მინერალიზაციისა და ტემპერატურის გაზრდით. წყლის გამდიდრება ჟანგბადით წარმოებს ატმოსფეროდან და წყალმცენარეებით ანუ ფოტოსინთეზით. ჟანგბადი ბუნებრივ წყლებში მცირდება ცოცხალი ორგანიზმების სუნთქვით, ორგანული ნარჩენების ლპობით და ა.შ. ნახშირორჟანგის ხარჯვა, ძირითადად, კარბონატული ქანების გახსნით და მცენარეული ორგანიზმების მიერ ფოტოსინთეზის დროს წარმოებს.

ბიოგენურ ნივთიერებებს მიეკუთვნება ის ნივთიერებები, რომლებიც დაკავშირებულია წყლის ორგანიზმების სიცოცხლისუნარიანობასთან. ესენია ნიტრატების  $NO_3$  და ნიტრიტების  $NO_2$  იონები, ამონიაკის იონები  $NH_4$  და ფოსფორმუავას იონები  $H_2PO_4$  და  $HPO_4$ . ბიოგენური ნივთიერებები, ძირითადად, წარმოიქმნება ორგანული ნივთიერებების დაშლით. ბიოგენურ ნივთიერებებს მიეკუთვნება, აგრეთვე, რკინა და სილიციუმის შენაერთები. მათი რაოდენობა ბუნებრივ წყლებში მცირე რაოდენობითაა.

მიკროელემენტებს მიეკუთვნება ბრომი, იოდი, მანგანუმი, სპილენძი, ტიტანი, ფტორი, რადიუმი და ა.შ. რომლებიც, ასევე, მცირე რაოდენობით გვხვდება ბუნებრივ წყლებში.

ორგანული ნივთიერებები, რომლებიც გვხვდება ბუნებრივ წყლებში, სხვადასხვა მცენარეული და ცხოველური ორგანიზმების დაშლის პროდუქტებია. ისინი ბუნებრივ წყლებში არა მარტო წარმოიქმნება, არამედ ხვდება გარედანაც. ამ ნივთიერებების შედგენილობა მეტად რთულია, მათი წყალში ყოფნა წყალს აძლევს ყვითელ შეფერილობას.

ბუნებრივ წყლებში გახსნილ ნივთიერებათა განსაკუთრებულ ჯგუფს მიეკუთვნება ე.წ. გამაჭუჭყიანებელი ნივთიერებები, რომლებიც უარყოფითად მოქ-

მედებს ცოცხალ ბუნებაზე. ესენია ნავთობპროდუქტები, შხამქიმიკატები (პესტიციდები და ჰერბიციდები), სასუქები, სარეცხი საშუალებები (დეტერგენტები), ზოგიერთი მიკროელემენტები (ვერცხლისწყალი, კადმიუმი) და რადიოაქტიური ნივთიერებები. გამაჭუჭყიანებელი ნივთიერებების უდიდესი ნაწილი ანთროპოგენური წარმოშობისაა.

ბუნებრივი წყლების ქიმიური შემადგენლობა ფიზიკურ მახასიათებლებთან ერთად ერთიანდება „წყლის ხარისხის“ ცნებაში. წყლის ხარისხი – ბუნებრივი წყლების შემადგენლობისა და თვისებების მახასიათებელია, რომელიც განსაზღვრავს მის ვარგისიანობას კონკრეტული წყალმომხმარებლისათვის.

### 1.3. წყლის ფიზიკური თვისებები

**სიმკვრივე, კუთრი წონა და კუთრი მოცულობა.** წყლის სიმკვრივე წარმოადგენს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ფიზიკურ სიდიდეს. იგი განისაზღვრება მასის ფარდობით იმ მოცულობასთან, რომელიც მას უკავია მოცემული ტემპერატურის დროს:

$$\rho = m/v \quad (1.2)$$

სადაც  $\rho$  არის წყლის სიმკვრივე,  $m$  – მასა, ხოლო  $v$  – მოცულობა. სიმკვრივის ერთეულია გ/სმ<sup>3</sup>.

კუთრი წონა ეწოდება წყლის წონის შეფარდებას მის მოცულობასთან. თუ წყლის წონას აღვნიშნავთ  $F$  ასოთი, მაშინ კუთრი წონა

$$\gamma = F/v \quad (1.3)$$

რადგანაც სხეულის წონა  $F = mg$ , ამიტომ

$$\gamma = \frac{m}{v} g = \rho g \quad (1.4)$$

კუთრი წონის ერთეულია ნ/მ<sup>3</sup>.

წყლის სიმკვრივის შებრუნებულ სიდიდეს, ე.ი. წყლის მოცულობის ფარდობას მის მასასთან კუთრი მოცულობა ეწოდება:

$$v = \frac{V}{m} = \frac{1}{\rho} \quad (1.5)$$

თუ დავუშვებთ, რომ  $m=1$ , მაშინ  $v=V$ , ე.ი. კუთრი მოცულობა რიცხობრივად ერთეული მასის მოცულობის ტოლია.

წყლის სიმკვრივე დამოკიდებულია ტემპერატურაზე, წნევაზე, მინერალიზაციაზე და წყალში გახსნილი აირების რაოდენობაზე. ცნობილია, რომ ტემპერატურის მომატებით ყველა სითხის სიმკვრივე, როგორც წესი, კლებულობს. წყალი ამ მხრივ, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, წარმოადგენს გამონაკლისს, ვინაიდან +4°C-მდე მისი სიმკვრივე იზრდება, შემდეგ კი მცირდება.

წყლის სიმკვრივის ცვალებადობა ტემპერატურის ერთი გრადუსით შეცვლისას სხვადასხვა ინტერვალში არ არის ერთნაირი. იგი მცირეა უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურის მახლობლად და სწრაფად იზრდება მისგან დაშორებისას. მაგალითად,  $4^{\circ}\text{C}$  მახლობლად სიმკვრივის ცვალებადობა წყლის ტემპერატურის ერთი გრადუსით შეცვლისას შეადგენს  $8 \cdot 10^{-6}$ ,  $30^{\circ}\text{C}$  დროს კი  $3 \cdot 10^{-4}$  აღწევს.

მარილიანი წყლის სიმკვრივე ერთი და იგივე ტემპერატურის დროს მეტია სუფთა წყლის სიმკვრივესთან შედარებით. სიმკვრივე დამოკიდებულია არა მარტო მინერალიზაციის ხარისხზე, არამედ წყალში გახსნილი ნივთიერებების ქიმიურ შედგენილობაზე. ერთნაირი კონცენტრაციის მქონე სხვადასხვა მარილების ხსნარებს სხვადასხვა სიმკვრივე აქვთ. ქლორიდული და ჰიდროკარბონატული წყლების სიმკვრივე ყოველთვის ნაკლებია იმ წყლების სიმკვრივეზე, რომლებშიც ჭარბობს სულფატები და კარბონატები. ერთი და იმავე ტემპერატურის დროს მარილიანობის  $1^{\circ}/\text{‰}$ -ით გაზრდა იწვევს წყლის სიმკვრივის გადიდებას 0.0008 სიდიდით. წყალში გახსნილი აირების გავლენა წყლის სიმკვრივეზე უმნიშვნელოა. მაგალითად,  $5-8^{\circ}\text{C}$  დროს წყლის სიმკვრივე, რომელიც მდიდარია აირებით,  $3 \cdot 10^{-6}$  გრ/სმ<sup>3</sup>-ით ნაკლებია აირებით ღარიბ წყლის სიმკვრივეზე.

წყლის თხევადი მდგომარეობიდან მყარ მდგომარეობაში გადასვლისას წყლის სიმკვრივე ნახტომისებურად მცირდება, დაახლოებით 10%-ით, ე.ი. თუ წყლის სიმკვრივე  $0^{\circ}\text{C}$ -ის დროს ტოლია 0.9998-ის იმავე ტემპერატურის ყინულის სიმკვრივე ტოლი იქნება 0.9167-ის. ტემპერატურის შემდგომი შემცირებისას სუფთა ყინულის სიმკვრივე რამდენადმე იზრდება და  $-20^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურაზე აღწევს 0.920-ს.

**წყლის სიბლანტე.** სიბლანტე ეწოდება სითხის იმ თვისებას, რომლის საშუალებითაც მოძრაობის დროს მასში თავს იჩენს ხახუნის ძალები. სხვა სითხეებთან შედარებით წყლის სიბლანტე გაცილებით ნაკლებია, რაც წყლის ერთ-ერთ სპეციფიკურ მახასიათებლად შეიძლება ჩაითვალოს. სითხის სიბლანტე ხასიათდება სიბლანტის კინემატიკური  $\nu$  (მ<sup>2</sup>/წმ) და დინამიკური  $\mu$  კგ(მ·წმ) კოეფიციენტებით. ამ კოეფიციენტებს შორის არსებობს შემდეგი კავშირი:

$$\mu = \nu\rho \quad (1.6)$$

წყლის ტემპერატურის მატებასთან ერთად მცირდება მისი სიბლანტე. ამიტომ წლის ცივ პერიოდში ბუნებრივი წყლების სიბლანტე უფრო დიდია, ვიდრე თბილ პერიოდში.

მცირე სიბლანტის გამო წყალი დენადია, ამიტომ სულ მცირე გარე ძალებსაც ის მოჰყავს მოძრაობაში. წყალს დიდი რაოდენობით გადააქვს მასში გახსნილი და ატივენარებული ნივთიერებები, აგრეთვე, სითბო. მინერალიზაციის მატება რამდენადმე ზრდის წყლის სიბლანტეს. მაგალითად, მინერალიზაციის  $10^{\circ}/\text{‰}$ -ით გაზრდა 1.5%-თ ზრდის სიბლანტის კოეფიციენტს.

ყინული მყარი სხეულია, რომელსაც პლასტიკურობის თვისება გააჩნია. სწორედ პლასტიკურობა განაპირობებს მის მოძრაობას მყინვარებში. თვლიან, რომ ყინულის სიბლანტის კინემატიკური კოეფიციენტი იცვლება  $10^8-10^{11}$  მ<sup>2</sup>/წმ ფარგლებში.

**წყლის ზედაპირის დაჭიმულობა.** წყლის ზედაპირული დაჭიმულობა, სხვა სითხეებთან შედარებით, გაცილებით მაღალია. ტემპერატურის მატებასთან ერთად წყლის ზედაპირული დაჭიმულობა ოდნავ მცირდება. წყლის ზედაპირული დაჭიმულობის კოეფიციენტი იცვლება  $0^{\circ}C$  ტემპერატურაზე  $7.59 \cdot 10^{-2}$  H/მ-დან  $0^{\circ}C$  ტემპერატურაზე  $5.71 \cdot 10^{-2}$  H/მ-მდე. სითხეებიდან წყალზე უფრო დიდი ზედაპირული დაჭიმულობა მხოლოდ ვერცხლისწყალს აქვს.

ზედაპირული დაჭიმულობის სიდიდე, წყალს ხელს უწყობს ნიადაგისა და გრუნტის გარეცხვაში, წვიმის წვეთებს ზედაპირული დაჭიმულობის ხარჯზე გააჩნიათ უდიდესი დამანგრეველი ძალა.

**წყლის ოპტიკური თვისებები.** სინათლე წყლის ზედაპირიდან ნაწილობრივ აირეკლება, წყლისა და ჰაერის საზღვარზე გარდატყდება, შემდეგ კი წყლის მოცულობაში იფანტება და შთაინთქმება, რის შედეგადაც სუსტდება.

სინათლის არეკვლის კოეფიციენტი (ალბედო) დამოკიდებულია: განათებულობაზე (ცა ღრუბლიანია თუ უღრუბლო), წყლის ზედაპირის მდგომარეობაზე (წყნარია თუ ტალღიანი) და შეადგენს წყლის ზედაპირზე დაცემულ სინათლეს 4-11%-ს. რაც უფრო დიდია წყლის ტალღები და ცის ღრუბლიანობა, მით ნაკლებია წყლის ზედაპირიდან სინათლის არეკვლის კოეფიციენტი.

სინათლის გარდატეხვის კოეფიციენტი (წყლის ზედაპირზე სინათლის სხივის დაცემის კუთხის ფარდობა სინათლის სხივის გარდატეხის კუთხესთან) წყლისა და ჰაერის საზღვარზე საშუალოდ 1.33-1.34-ის ტოლია. ის რამდენადმე მცირდება წყლის ტემპერატურის მატებასთან ერთად და იზრდება წყლის მარილიანობის გაზრდასთან ერთად.

წყალში სინათლე მოკლე მანძილებზე ვრცელდება. იგი წყლის მასაში ექსპონენციალური კანონით ქრება:

$$I = I_0 e^{-(K+m)n} \quad (1.7)$$

სადაც  $I$  და  $I_0$  სინათლის ინტენსივობაა, შესაბამისად,  $h$  სიღრმეში და წყლის ზედაპირზე,  $K$  – სინათლის გაბნევის კოეფიციენტი,  $m$  – სინათლის შთანთქმის კოეფიციენტი,  $e$  – ნატურალური რიცხვის ლოგარითმი.

სუფთა წყალში 1 მ სიღრმეზე, სინათლის ინტენსივობა შეადგენს წყლის ზედაპირზე სინათლის ინტენსივობის 90%-ს, 2 მეტრზე 81%-ს, 3 მეტრზე 73%-ს, ხოლო 100 მეტრ სიღრმეზე კი მხოლოდ 1%-ს.

წყალში სინათლის სხივის გავრცელება, ძირითადად, დამოკიდებულია წყლის მიერ სინათლის შთანთქმაზე, ცნობილია, რომ წყალი ყველაზე კარგად ატარებს სინათლის სხივს, რომელთა ტალღის სიგრძე მერყეობს 0.38 მკმ-დან 0.77 მკმ-მდე. მაქსიმუმს აღწევს 0.42-0.44 მკმ დიაპაზონში.

ყოველივე ზემოთქმულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ წყალსატევებში სინათლის სხივი ვრცელდება მცირე სიღრმეებში (რამოდენიმე ათეულ მეტრამდე), სწორედ ამ სიღრმეებში მიმდინარეობს ფოტოსინთეზის პროცესები.

**წყლის აკუსტიკური თვისებები.** წყალი ბგერების კარგი გამტარია. გარკვეულ პირობებში წყალში ბგერები დიდი სიჩქარით საკმაოდ გრძელ მანძილზე ვრცელდება.

წყალში ბგერის გავრცელების სიჩქარე 1400-1600 მ/წმ-ია, რაც 4-5-ჯერ მეტია, ვიდრე ჰაერში. წყლის ტემპერატურის მომატებასთან ერთად იზრდება ბგერის გავრცელების სიჩქარეც (ყოველ  $1^{\circ}C$ -ზე მიახლოებით 3-3.5 მ/წმ), იგი იზრდება, აგრეთვე, მარილიანობის (მიახლოებით 1-1.3 მ/წმ  $1^{\circ}\text{‰}$ -ზე) და წნევის (მიახლოებით 1.5-1.8 მ/წმ ყოველ 100 მ-ზე) მატებასთან ერთად.

წყალში ბგერის გავრცელების სიჩქარე დამოკიდებულია განმსაზღვრელ ფაქტორებზე. ვილსონის ფორმულის თანახმად:

$$C = C_0 + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{TSP} \quad (1.8)$$

სადაც  $C_0$  ბგერის სიჩქარეა, როცა  $T = 0^{\circ}C$ ,  $S = 0^{\circ}\text{‰}$ , ატმოსფერული წნევა კი 1449.14 მ/წმ;  $\Delta C_T$ ,  $\Delta C_S$  და  $\Delta C_P$  - ბგერის სიჩქარეზე დადებითი ნამატები განპირობებულ ტემპერატურაზე, მარილიანობაზე და წნევაზე,  $\Delta C_{TSP}$  - ჯამური შემასწორებელი.

**წყლის ელექტროგამტარობა.** ქიმიურად სუფთა წყალი ელექტროდენის ცუდი გამტარია. მისი კუთრი ელექტროგამტარობა  $18^{\circ}C$  ტემპერატურაზე  $3.8 \cdot 10^{-6}$  (ომი.მ) $^{-1}$  ტოლია. წყლის ტემპერატურის მომატებასთან ერთად წყლის ელექტროგამტარობა მცირედ იზრდება, მაგრამ სწრაფად იზრდება წყლის მარილიანობის გაზრდასთან ერთად. ზღვის წყლის ელექტროგამტარობა 4-6 (ომი.მ) $^{-1}$  გაცილებით მეტია ვიდრე მდინარის. ოკეანეებში დიდ სიღრმეებზე წყლის ელექტროგამტარობა დაახლოებით 12%-ით უფრო დიდია ვიდრე ზედაპირულ ფენაში.

წყლის ელექტროგამტარობაზე მოქმედებს არა მარტო წყლის მინერალიზაცია, არამედ მისი ქიმიური შემადგენლობაც. აღმოჩნდა, რომ წყლის ელექტროგამტარობაზე სხვადასხვანაირად მოქმედებს წყალში გახსნილი თითოეული იონი. მაგალითად,  $Cl^{-}$  და  $K^{+}$  იონები წყლის ელექტროგამტარობაზე გაცილებით მეტად მოქმედებს ვიდრე  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  და  $Na^{+}$  იონები.

წყლის მნიშვნელოვან დამახასიათებელ თვისებას წარმოადგენს მასში გახსნილი შენაერთების იონიზაციის უნარი, რომელიც მჭიდროდაა დაკავშირებული წყლის განსაკუთრებით მაღალ დიელექტრულ მუდმივასთან. წყლის ეს თვისება დიდ როლს თამაშობს დედამიწაზე მოქმედ ყველა პროცესების ქიმიზაციაში, აგრეთვე, ცხოველთა და მცენარეთა ორგანიზმებში. მხოლოდ ძალზე მცირე რაოდენობის ქიმიური შენაერთები უახლოვდება წყალს ამ თვისებით.

## თავი 2. ჰიდროლოგიური პროცესების ფიზიკური საფუძვლები

ბუნებაში მიმდინარე ჰიდროლოგიური პროცესები დაფუძნებულია ფიზიკის ფუნდამენტურ კანონებზე. სწორედ ამიტომ, ჰიდროლოგიაში ფართოდ გამოიყენება კლასიკური ფიზიკის ისეთი კანონები, როგორიცაა მასის შენახვის, სითბური და მექანიკური ენერჯიის, მოძრაობის რაოდენობის და სხვა.

### 2.1. ფუნდამენტური ფიზიკის კანონების გამოყენება წყლის ობიექტების შესწავლის დროს

მასის შენახვის კანონი აღნიშნავს მასის მუდმივობას ჩაკეტილ სისტემაში. მისი გამოყენება ღია ბუნებრივ სისტემებში, კერძოდ წყლის ობიექტებში, განისაზღვრება შემომავალი და გამავალი ნივთიერების წონასწორობით და მისი მასის ცვლადობით წყლის ობიექტის ფარგლებში. ეს შეეხება არა მარტო წყალს, არამედ წყალში არსებულ ატივინარებულ ნაწილაკებს, მარილებს, აირებს და სხვა ნივთიერებებს.

წყლის ობიექტებისათვის მასის შენახვის კანონის რაოდენობრივი გამოსახულებაა წყლის, ატივინარებული ნაწილაკებისა და გახსნილი ნივთიერებების (მარილები, აირები) ბალანსის განტოლება. წყლის ობიექტის (ან მისი რაიმე ნაწილის) და დედამიწის ზედაპირზე არსებული ნებისმიერი ჩაკეტილი კონტურისათვის, დროის  $\Delta t$  შუალედში ნივთიერების ბალანსის განტოლება შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგი სახით:

$$\Delta m = m^+ - m^- \quad (2.1)$$

სადაც  $m^+$  არის ნივთიერების მასა, რომელიც გარედან შემოედინება მოცემულ ობიექტში (კონტურში);  $m^-$  – ნივთიერების მასა, რომელიც გაედინება მოცემული ობიექტიდან (კონტურიდან);  $\Delta m - \Delta t$  დროში ნივთიერების მასის ცვლილება ობიექტის (კონტურის) საზღვრებში, რომელიც ტოლია საბოლოო და საწყის მომენტებში ნივთიერების მასის სხვაობისა: ( $m_{საბ.} - m_{საყ.}$ ).

(2.1) განტოლების წევრთა განზომილებად გამოიყენება მასის ერთეული (კგ). ჰიდროლოგიაში ბალანსის განტოლების წევრთა განზომილებათ იყენებენ მოცულობის ერთეულებს, რომელიც დასაშვებია მხოლოდ იმ შემთხვევაში თუ ნივთიერების სიმკვრივე მუდმივია.

(2.1) განტოლება წარმოადგენს ნივთიერების მასის ბალანსის განტოლებას ინტეგრალური სახით, რადგანაც იგი განიხილავს მასის ჯამურ ცვლადობას დროის

$\Delta I$  შუალედში. თუ (2.1) განტოლების ყველა წევრს გავყოფთ  $\Delta t$ -ზე, მივიღებთ მასის ბალანსის განტოლებას დიფერენციური სახით. ამ შემთხვევაში განტოლების მარჯვენა წევრებს ექნებათ ნივთიერების ხარჯის განზომილება (კგ/წმ).

სითბური ენერგიის შენახვის კანონი ახასიათებს ენერგიის მუდმივობას ჩაკეტილ სისტემაში, მისი ერთი სახიდან მეორეში გადასვლის გათვალისწინებით. წყლის ობიექტებისათვის, როგორც ბუნების ღია სისტემისათვის, სითბური ენერგიის შენახვის კანონის გამოყენება განსაზღვრავს წყლის ობიექტში სითბოს შემოსვლისა და გასვლის ბალანსს და წყლის ობიექტის სითბოშემცველობის ცვალებადობას.

სითბური ენერგიის შენახვის კანონის რაოდენობრივი გამოსახულებაა სითბური ბალანსის განტოლება, რომელიც დროის  $\Delta t$  შუალედში შეიძლება ჩავწეროთ შემდეგი სახით:

$$\Delta \theta = \theta^+ - \theta^- \quad (2.2)$$

სადაც  $\theta^+$  სითბოს რაოდენობაა, რომელიც გარედან შემოედინება წყლის ობიექტში და გამოიყოფა მექანიკური ენერგიის გადასვლით სითბურში, ყინულწარმოქმნისას, წყლის ორთქლის კონცენტრაციის და ზოგიერთი ნივთიერების დაშლისას;  $\theta^-$  – სითბოს რაოდენობა, რომელიც წყლის ობიექტებიდან იხარჯება აორთქლებაზე, ყინულის დნობაზე, ქიმიურ და ბიოქიმიურ პროცესებზე;  $\Delta \theta - \Delta t$  დროის შუალედში წყლის ობიექტში სითბოს რაოდენობის ცვალებადობა, რომელიც გამოისახება ფორმულით  $mC_p\Delta T$ , სადაც  $m$  წყლის ობიექტის მასაა,  $C_p$  – მისი კუთარი სითბოტევადობა,  $\Delta T$  – ტემპერატურის ცვალებადობა ( $T_{საბ.} - T_{საწ.}$ ). (2.2) განტოლების წევრთა განზომილებაა სითბოს ერთეული ჯოული.

მექანიკური ენერგიის შენახვის კანონი აღნიშნავს, რომ რაიმე მექანიკური სისტემის ენერგია წარმოადგენს პოტენციური ( $E_p$ ) და კინეტიკური ( $E_k$ ) ენერგიების ჯამს. იგი ყოველთვის მუდმივია ხახუნის ძალებზე მისი დანაკარგების გათვალისწინებით:

$$E = E_p - E_k + E_{\text{გ}} \quad (2.3)$$

სადაც  $E_{\text{გ}}$  არის ენერგიის დისიპაცია (ხახუნის შედეგად მექანიკური ენერგიის ნაწილის გადასვლა სითბურ ენერგიაში).

მექანიკური ენერგიის შენახვის კანონი განსაზღვრავს პოტენციური ენერგიის (წონასწორობაში მყოფი წყლის ენერგია) გადასვლის ხასიათს მოძრავი სითხის კინეტიკურ ენერგიაში. (2.3) განტოლების წევრთა განზომილებაა ენერგიის ერთეული ჯოული.

მოძრაობის რაოდენობის (იმპულსის) შენახვის კანონის თანახმად, ჩაკეტილ მექანიკურ სისტემაში მოძრაობის რაოდენობა მუდმივია (უცვლელია):  $m \frac{dv}{dt} = 0$ ,

სადაც  $m$  სისტემის მასაა, ხოლო  $\frac{dv}{dt}$  კი მისი აჩქარება. ღია სისტემისათვის (წყლის ობიექტები) მოძრაობის რაოდენობის შენახვის კანონი ტრანსფორმირდება მოძრაობის რაოდენობის ცვლილების კანონად, რომელიც ნიშნავს, რომ ღია სისტემაში მოძრაობის რაოდენობის ცვლილება ტოლია ყველა გარე ძალების ჯამისა, რომლებიც მოქმედებენ სისტემაზე. ეს კანონი საფუძვლად უდევს წყლის ყველა ობიექტში წყლის დინამიკის კანონზომიერებებს.

მოძრაობის რაოდენობის ცვლილების კანონის რაოდენობრივი გამოსახულებაა მოძრაობის განტოლება, რომელიც გამოსაყენებელია ნებისმიერი წყლის ობიექტისათვის და ჩაიწერება შემდეგი სახით:

$$m \frac{dv}{dt} = \sum F \quad (2.4)$$

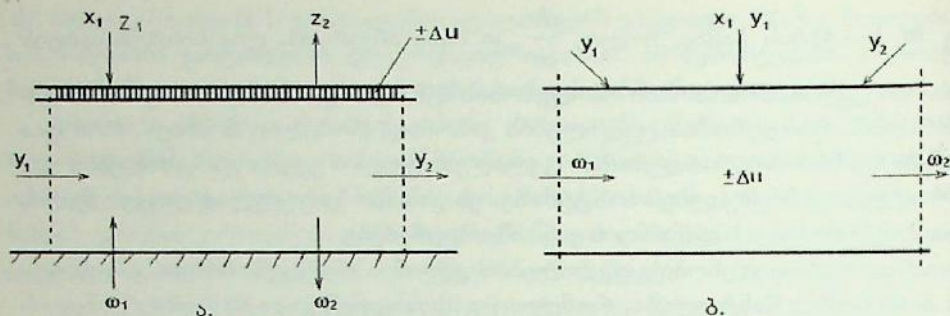
სადაც  $m$  გამოყოფილი მოცულობის მასაა,  $\frac{dv}{dt}$  – ამ მოცულობის მოძრაობის საშუალო სიჩქარე, ხოლო  $\sum F$  ამ მოცულობაზე მოქმედი გარე მოცულობითი და ზედაპირული ძალების ჯამი. მოცულობითი ძალები მოქმედებს წყლის მთელ მოცულობაზე, ხოლო ზედაპირული კი ამ მოცულობის წიბოებზე. (2.4) განტოლების ნევრთა განზომილებაა ნიუტონი ან კგ·მ/სმ<sup>2</sup>. ხშირად (2.4) განტოლების ნევრებს გამოხატავენ აჩქარების ერთეულებში (მასზე გაყოფის გზით), ან უგანზომილებო ფორმით (გამყოფილი მოცულობის  $mg$  წონაზე გაყოფით).

## 2.2. წყლის ბალანსი

წყლის ობიექტისათვის ან ხმელეთის ჩაკეტილი კონტურისათვის (ნახ. 2.1) დროს ნებისმიერი  $\Delta t$  შუალედისათვის ნივთიერების შენახვის განტოლება (2.1) შეიძლება ჩაწეროს წყლის ბალანსის განტოლების სახით:

$$x + y_1 + w_1 + z_1 = y_2 + w_2 + z_2 \pm \Delta u \quad (2.5)$$

სადაც  $x$  ატმოსფერული ნალექებია წყლის ობიექტის ზედაპირზე;  $y_1$  – წყლის ობიექტში ზედაპირული ჩამონადენის შემოღინება გარედან;  $w_1$  – წყლის ობიექტში მიწისქვეშა წყლების ჩამონადენი გარედან;  $z_1$  – წყლის ორთქლის კონდენსაცია;  $y_2$  – წყლის ობიექტიდან ზედაპირული ჩამონადენის გაღინება;  $w_2$  – წყლის ობიექტიდან მიწისქვეშა წყლების გაღინება;  $z_2$  – აორთქლება;  $\Delta u$  – წყლის რაოდენობის ცვლილება წყლის ობიექტში.



ნახ. 2.1. წყლის ობიექტის ნაწილისა (ა) და ხმელეთის ზედაპირის კონტურისათვის (ბ) წყლის ბალანსის სქემა

(2.5) განტოლების გამოყენებისას გათვალისწინებულ უნდა იქნეს შემდეგი მნიშვნელოვანი მომენტები:

1. ატმოსფერული ნალექების ( $x$ ) განსაზღვრისას უნდა ავიღოთ როგორც წვიმის, ასევე თოვლის მონაცემები; თოვლის მონაცემები იანგარიშება თოვლში წყლის ფენის სიმკვრივით, შემდეგი ფორმულით:

$$h = ah_0\rho_0/\rho \quad (2.6)$$

სადაც  $h_0$  - თოვლის ფენის სიმაღლეა,  $\rho_0$  - თოვლის სიმკვრივე,  $\rho$  - წყლის სიმკვრივე,  $a$  - კოეფიციენტი, რომელიც განისაზღვრება  $h$  და  $h_0$  ფარდობით; თუ წყლის ფენა მოცემულია მმ-ში, ხოლო თოვლის საბურველის სიმაღლე სმ-ში, მაშინ  $a=10$ . თუ ორივეს განზომილება ერთი და იგივეა, მაშინ  $a=1$ .

2. ზედაპირული და მინისქვეშა წყლების შენადენი ( $y_1, w_1$ ) და განადენი ( $y_2, w_2$ ) შეიძლება განხორციელდეს როგორც ბუნებრივი, ასევე ხელოვნური გზით;

3. კონდესაციას  $z_1$  ხშირად აერთიანებენ ატმოსფერულ ნალექებთან ან აკლებენ აორთქლებას ( $z_2$ );

4. აორთქლება ( $z_2$ ) შესაძლებელია წარმოდგენილ იქნას ჯამური აორთქლების სახით, რომელიც წარმოადგენს წყლის ზედაპირიდან აორთქლების, თოვლის ზედაპირიდან აორთქლების, ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების და ტრანსპირაციის ჯამს;

5. წყლის ობიექტში წყლის რაოდენობის ცვლილება  $\Delta u$  განისაზღვრება წყლის ბალანსის განტოლებაში შემავალი და გამავალი წევრების შეფარდებით; თუ შემავალი წყლის რაოდენობა მეტია გამავალზე, მაშინ წყლის ობიექტში ხდება წყლის დაგროვება და  $\Delta u > 0$ ; თუ გამავალი ნაწილი მეტია შემავალზე მაშინ  $\Delta u < 0$ .

(2.6) განტოლების წევრებს გამოხატავენ ან ფენის სიმაღლეში (მმ, სმ, მ) ან მოცულობებში (მ<sup>3</sup>, კმ<sup>3</sup>). ერთი განზომილებიდან მეორეში გადასასვლელად იყენ-

ნებენ  $X = axF$  ტიპის განტოლებას, სადაც  $F$  წყლის ობიექტის ზედაპირის ფართობია, თუ  $F$  მოცემულია კმ<sup>2</sup>,  $x$  მმ-ში, ხოლო  $X$  მ<sup>3</sup>-ში, მაშინ  $a = 10^3$ . თუ  $X$  გამოხატულია კმ<sup>3</sup>, მაშინ  $a = 10^{-6}$ .

ჰიდროლოგიაში წყლის ბალანსის მეთოდს ფართო გამოყენება აქვს მაგალითად, მდინარის აუზში ჩამონადენის ფორმირებისას, ზღვებსა და ტბებში წყლის დონეების რყევადობისას და ა.შ. განსაზღვრისას. წყლის ბალანსის მეთოდი მდგომარეობს საკვლევე ობიექტისათვის წყლის ბალანსის განტოლების შედგენაში, მისი წევრების ანალიზში, თანაფარდობის დადგენაში და წყლის ბალანსში მათი წილის განსაზღვრაში.

### 2.3. წყალში გახსნილი ნივთიერებების ბალანსი

წყალში გახსნილი და ატივნარებული სახით შეიძლება იყოს სხვადასხვა ნივთიერებები – ატივნარებული ნაწილაკები, გახსნილი მარილები, აირები და სხვ. მათი რეჟიმის შესწავლისას გამოიყენება ამ ნივთიერებების მასის შენახვის კანონი.

წყალში ეს ნივთიერებები ხვდება ეროზიული პროცესებით, ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვით, ატივოსფეროსთან ურთიერთქმედებით, ქიმიური და ბიოქიმიური პროცესებით და ა.შ. წყლის ობიექტებში, ძირითადად, ხვდება და გადის წყალთან ერთად (მაგალითად, ზედაპირული და მიწისქვეშა ჩამონადენი). ამიტომ წყალში გახსნილი და ატივნარებული ნაწილაკების ბალანსი უნდა გამოვიკვლიოთ წყლის ბალანსთან მიმართებაში, ე.ი. გამოვიყენოთ წყლის ბალანსის (2.5) განტოლება. მარილებისა და სხვა ქიმიური ელემენტების, აგრეთვე, აირების ბალანსის განხილვისას უნდა გავითვალისწინოთ წყალსატევებში მიმდინარე რთული ქიმიური და ბიოქიმიური პროცესები, რომლებიც ხელს უწყობს ამ ნივთიერებების დამატებით გაზრდას ან შემცირებას წყლის ობიექტებში. ქიმიური და ბიოქიმიური პროცესების რიცხვს მიეკუთვნება ორგანული ნივთიერებების წარმოქმნა ფოტოსინთეზისა და ორგანული ნივთიერების დაშლით.

წყალში ატივნარებული და გახსნილი ნივთიერებების ბალანსის შესწავლისას იყენებენ არა ამ ნივთიერებების მასებს, არამედ კონცენტრაციებს კგ/მ<sup>3</sup> ან მგ/ლ. ამ შემთხვევაში საკვლევე ნივთიერების მასა წყლის მოცულობაში ტოლი იქნება  $m = \alpha CV$ , სადაც  $V$  – წყლის მოცულობაა,  $C$  – წყალში გახსნილი ნივთიერების კონცენტრაცია,  $\alpha$  – კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია კონცენტრაციის განზომილებაზე. თუ კონცენტრაციის განზომილებაა კგ/მ<sup>3</sup>, მაშინ  $\alpha = 1$ ; თუ გ/მ<sup>3</sup> ან მგ/ლ, მაშინ  $\alpha = 10^{-3}$ .

## 2.4. სითბური ბალანსი

მრავალი ჰიდროლოგიური საკითხის გადაწყვეტისას ფართოდ გამოიყენება სითბური ბალანსის განტოლება. მისი გამოყენებით, შესაძლებელია წყლის ობიექტში წყლის გაციება-გათბობის, თოვლის დნობის, წყლის ზედაპირიდან აორთქლების, ყინულის სისქის ზრდის და სხვა ამოცანების გადაჭრა. ამავე დროს, მისი საშუალებით შესაძლებელია დავადგინოთ ჰიდროლოგიური პროცესების განვითარების კანონზომიერებანი, რომლებიც გამუდმებით მიმდინარეობს წყლის ობიექტებსა და მის გარემომცველ გარემოს შორის. ამ გარემოს, ერთი მხრივ, წარმოადგენს ატმოსფერო, ხოლო მეორე მხრივ, წყლის ობიექტი.

სითბური ბალანსის განტოლების შედგენისას აუცილებელია დავადგინოთ სითბოს სრული ნაკადი, რომელიც ინვეს წყლის ობიექტის გათბობას ან გაციებას. წყლის ობიექტსა და მის გარემომცველ გარემოს შორის სითბოს ცვლის ელემენტებია:

1. მზის რადიაცია ( $R$ ), იგი წარმოადგენს სხვაობას მოკლელტალიან რადიაციას, რომელიც შთაინთქმება წყლის ან ხმელეთის ზედაპირის მიერ ( $\theta_0$ ) და ამ ზედაპირის მიერ ეფექტურ გრძელტალიან გამოსხივებას ( $I$ ) შორის:

$$R = \theta_0 - I = (\theta + q)(1 - r) - I \quad (2.7)$$

(2.7) განტოლებაში  $\theta$  პირდაპირი, ხოლო  $q$  გაბნეული მზის რადიაციაა,  $r$  ზედაპირის ალბედო, ე.ი. ფარდობა არეკლილ და დაცემულ მზის რადიაციებს შორის;  $I$  კი ეფექტური გამოსხივებაა, იგი სხვაობაა წყლის ან ხმელეთის ზედაპირის გამოსხივებულ და შთანთქმულ რადიაციებს შორის;

2. სითბო, რომელიც შემოაქვთ ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყლებს ( $\theta_{\text{ზედ.}}$  და  $\theta_{\text{მქ.}}$ );

3. სითბო, რომელიც გადის ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყლებით ( $\theta_{\text{ზედ.}}$  და  $\theta_{\text{მქ.}}$ );

4. კონვექციის, მოლეკულური და ტურბულენტური სითბოგამტარობით ატმოსფეროსთან სითბოს ცვლა, რომელიც მიმდინარეობს წყალსა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის ( $\theta_s^+$  და  $\theta_s^-$ );

5. სითბოს გაცვლა ფსკერთან ( $\theta_{\text{ფ.}}^+$ ,  $\theta_{\text{ფ.}}^-$ );

6. სითბო, რომელიც იხარჯება ფაზური გადასვლების დროს ( $\theta_{\text{ფაზ.}}^+$ ,  $\theta_{\text{ფაზ.}}^-$ ).

$\theta_{\text{ფაზ.}}^+ = \theta_{\text{ყინ.}}^+ + \theta_{\text{კონ.}}^+$ . აქ  $\theta_{\text{ყინ.}}^+$  და  $\theta_{\text{კონ.}}^+$  სითბოს გამოყოფაა ყინულწარმოქმნისა და წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს.  $\theta_{\text{ფაზ.}}^- = \theta_{\text{ყინ.}}^- + \theta_s^-$  - სადაც  $\theta_{\text{ყინ.}}^-$  სითბოს ხარჯვაა ყინულის დნობასა და აორთქლებაზე;

7. სითბო, რომელიც მოდის ატმოსფერულ ნალექებთან ერთად  $\theta_x$ ;

8. სითბო, რომელიც გამოიყოფა კონეტიკური ენერჯიის გაბნევის დროს (ენერჯიის დისიპაცია  $\theta_{\text{ღ}}$ ).

ყოველივე ზემოთქმულის გათვალისწინებით, სითბური ბალანსის განტოლება  $\Delta T$  დროსათვის შეიძლება დაინეროს შემდეგი სახით:

$$R + \theta_{\text{ვ}}^+ + \theta_{\text{ს}}^+ + \theta_{\text{ფაზ.}}^+ + \theta_{\text{x}} + \theta_{\text{ღ}} = \theta_{\text{ვ}}^- + \theta_{\text{ს}}^- + \theta_{\text{ფ}}^- \pm \Delta\theta \quad (2.8)$$

(2.8) განტოლების ყველა წევრი გამოისახება სითბოს (ჯოული) ერთეულებში, ან მასის ერთეულებში (ჯ/კგ), მოცულობის (ჯ/მ<sup>3</sup>), ფართობის (ჯ/მ<sup>2</sup>). შესაბამისად, სითბოსშემცველობის ცვალებადობა ( $\Delta\theta$ ) გამოისახება როგორც  $C_p \rho V \Delta T$ ,  $C_p \Delta T$ ,  $C_p \rho \Delta t$ ,  $C_p \rho h \Delta T$ , სადაც  $V$  არის წყლის მოცულობა,  $\rho$  – მისი სიმკვრივე,  $h$  – ფენის სიმაღლე (იგი მიიღება მოცულობის  $V$  გაყოფით ზედაპირის ფართობზე  $F$ ,  $C_p$  – კუთრი სითბოტევადობა.

თუ გვეცოდინება სითბური ბალანსის განტოლების წევრთა რაოდენობრივი მნიშვნელობები, შესაძლებელია  $\Delta\theta$  სიდიდის გამოანგარიშება, ხოლო შემდეგ წყლის ტემპერატურის  $\Delta T$  ცვლილების განსაზღვრა. როდესაც  $\Delta\theta = 0$ , მაშინ  $\Delta T = 0$ , ე.ი. წყლის ტემპერატურა არ იცვლება. თუ  $\Delta\theta > 0$ , წყლის ტემპერატურა იზრდება ( $\Delta T > 0$ ), ხოლო როცა  $\Delta\theta < 0$ , წყლის ტემპერატურა კლებულებს ( $\Delta T < 0$ ).

## 2.5. წყლის მოძრაობის სახეები

წყალი, დენადობის თვისების გამო, ბუნებრივ ობიექტებში მუდმივ მოძრაობაშია. გარე და შიგა ძალების გავლენით ხდება მისი განაწილება დროსა და სივრცეში. პლასტიკურობის გამო მოძრაობაშია ყინულიც.

წყლის მოძრაობის ძირითადი კანონზომიერების გასაანალიზებლად შემოვიღოთ შემდეგი აღნიშვნები.  $u$ -თი გამოვსახოთ წყლის საშუალო სიჩქარე ნებისმიერ წერტილში,  $v$ -თი წყლის მთლიანი მასის მოძრაობის საშუალო სიჩქარე, ზოგადად  $u = f(x, y, z, t)$  და  $v = \varphi(x, t)$ , სადაც  $x, y, z$  – სივრცითი კოორდინატებია,  $t$  კი დრო.

წყლის მოძრაობის კლასიფიცირება შესაძლებელია წყლის ნაკადის ჰიდრაულიკური მახასიათებლების ცვალებადობით დროსა და სივრცეში, ჰიდროდინამიკური რეჟიმით (ლამინარული და ტურბულენტური), წყლის ზედაპირის მდგომარეობით, აგრეთვე, მომქმედი ფიზიკური ძალებით.

წყლის მოძრაობა დამყარებულია (სტაციონალურია), როდესაც ნაკადის მოძრაობის სიჩქარე როგორც სიდიდით, ასევე მიმართულებით დროში უცვლელია ( $\partial v / \partial t = 0$ ), დაუმყარებელია (არასტაციონალურია), როდესაც ნაკადის სიჩქარე როგორც სიდიდით, ასევე მიმართულებით დროში იცვლება ( $\partial v / \partial t \neq 0$ ). დამყა-

რებული მოძრაობა, თავის მხრივ, იყოფა თანაბარ (ნაკადის სიჩქარე ნაკადის გასწვრივ უცვლელია  $dv/dx = 0$ ) და არათანაბარ (ნაკადის სიჩქარე ნაკადის გასწვრივ იცვლება  $dv/dx \neq 0$ ) მოძრაობად. თანაბარი მოძრაობის დროს წულის ტოლია აგრეთვე სიჩქარის წარმოებული  $dv/dt = 0$ .

ბუნებაში არსებობს ერთმანეთისგან პრინციპულად განსხვავებული სითხის მოძრაობის ორი ძირითადი ჰიდროდინამიკური რეჟიმი – ლამინარული და ტურბულენტური. სითხის მოძრაობის ლამინარული რეჟიმის დროს სითხის ნაწილაკები გადაადგილდება ნაკადის ღერძის პარალელურად სიჩქარის ცვლილების გარეშე. ლამინარული მოძრაობა შეიძლება განხილულ იქნეს, როგორც სითხის ცალკეული შრეების მოძრაობა, რომელშიც ნაწილაკების განივი შერევა არ ხდება. სითხის მოძრაობის ტურბულენტური რეჟიმის დროს ადგილი აქვს სითხის ნაწილაკების ქაოტურ მოძრაობას და გაურკვეველი ტრექტორიებით გადაადგილებას, ნაკადის სიჩქარე უწყვეტად ცვალებადია როგორც დროში, ასევე მიმართულებით. ლამინარული რეჟიმი შეიძლება გადავიდეს ტურბულენტურ რეჟიმში ნაკადის სიჩქარის გაზრდით.

ნაკადის ჰიდროდინამიკური რეჟიმი ხასიათდება რეინოლდსის უგანზომილებო რიცხვით ( $Re$ ), რომელიც ტოლია:

$$Re = vh/\nu \quad (2.9)$$

სადაც  $v$  ნაკადის სიჩქარეა ( $m/s$ ),  $h$  – წყლის ნაკადის სიგრძე ( $m$ ),  $\nu$  – სიბლანტის კინემატიკური კოეფიციენტი ( $m^2/s$ ), რომელიც დამოკიდებულია სითხის ხასიათსა და ტემპერატურაზე.

რეინოლდსის რიცხვი გამოიყენება ნაკადის ჰიდროდინამიკური რეჟიმის ტიპის განსაზღვრისათვის. რეინოლდსის რიცხვის კრიტიკული მნიშვნელობა ( $Re_{კრიტიკული}$ ), შეესაბამება ნაკადის ლამინარული რეჟიმის გადასვლას ტურბულენტურ რეჟიმში. იგი იცვლება 300-დან 3000-მდე დიაპაზონში.

თუ წყლის ნაკადში რეინოლდსის ფაქტობრივი რიცხვი 3000-ზე მეტია, რეჟიმი ტურბულენტურია, თუ 300-ზე ნაკლებია ლამინარული. 300-დან 3000-მდე დიაპაზონში კი – გარდამავალი.

მდინარეებში, ტბებში, ზღვებსა და ოკეანეებში რეინოლდსის რიცხვი ( $Re$ ) ყოველთვის მეტია კრიტიკულ მნიშვნელობაზე და წყლის მოძრაობის რეჟიმი ტურბულენტურია. წყლის მოძრაობის ლამინარული რეჟიმით ხასიათდება მინის ქვეშა წყლები და მყინვარები.

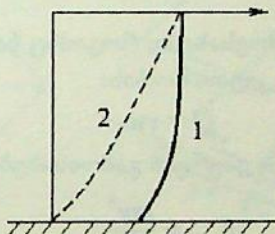
ლამინარულ ნაკადში წყლის მეზობელ ფენებს შორის წარმოქმნილი შიდა მხების დაძაბულობა (ხახუნი) დამოკიდებულია სიბლანტეზე, რომელიც, თავის მხრივ, იცვლება ტემპერატურის ცვალებადობასთან ერთად. იგი ტოლია

$$\tau = \mu \frac{du}{dz}, \text{ სადაც } \mu \text{ სიბლანტის დინამიკური კოეფიციენტი } (\mu = \rho\nu), du/dz -$$

ნაკადის სიჩქარის ვერტიკალური გრადიენტი. ტურბულენტურ ნაკადში შიდა მხების დაძაბულობა დამოკიდებულია არა სიბლანტეზე, არამედ ტურბულენტური გაცვლის კოეფიციენტზე ( $A$ ), რომელიც ახასიათებს წყლის ტურბულენტური არევის ინტენსივობას:  $\tau = A \frac{du}{dz}$ .  $A$  კოეფიციენტის განსაზღვრავად იყენებენ სიღრმის, ნაკადის სიჩქარის და ნაკადის სხვა მახასიათებლებს შორის ემპირიულ დამოკიდებულებებს.

ლამინარულ ნაკადში სიჩქარეების ვერტიკალური განაწილება აინერტა პარაბოლის განტოლებით ჰორიზონტალური ღერძით ნაკადის ზედაპირზე. მაქსიმალური სიჩქარე ნაკადის ზედაპირზეა, ხოლო ნაკადის ფსკერზე იგი ნულის ტოლია.

ტურბულენტური ნაკადისათვის ნაკადის სიჩქარის ვერტიკალური განაწილებისათვის, მეცნიერები გვთავაზობენ სხვადასხვა მათემატიკურ გამოსახულებებს: ლოგარითმულ მრუდს, ელიფსის ნაწილს, პარაბოლას და სხვა. ნაკადის სიჩქარის მაქსიმალური მნიშვნელობა აქაც წყლის ზედაპირზეა. რაც შეეხება ნაკადის ვერტიკალურ სიჩქარეებს, ისინი ტურბულენტურ ნაკადში იცვლება მდოვრედ თანაბრად ვიდრე ლამინარულში, ხოლო ფსკერზე ნულისგან განსხვავებულია (ნახ. 2.2). სწორედ ამით აიხსნება ფსკერზე ტურბულენტური ნაკადის გამრეცხი ზემოქმედება და ფსკერზე ნატანის გადაადგილების უნარი.



ნახ. 2.2. ნაკადის სიჩქარეების ვერტიკალური განაწილების სქემა ტურბულენტურ (1) და ლამინარულ (2) ნაკადებში

წყლის ზედაპირის მდგომარეობის მიხედვით ნაკადებს ჰყოფენ წყნარ და მშფოთვარე (მძაფრი) ნაკადებად. წყნარი ნაკადების თავისუფალი ზედაპირი მდორეა, წინააღმდეგობებს ისინი გარს უვლიან მდოვრედ. მშფოთვარე ნაკადების ზედაპირი არათანაბარია დამდგარი ტალღებით. წინააღმდეგობების ადგილას იქმნება დონეების მკვეთრი ვარდნები. ნაკადის მდგომარეობის განსაზღვრისათვის იყენებენ უგანზომილებო ფრუდის რიცხვს ( $Fr$ ):

$$Fr = \frac{v^2}{gh} \quad (2.10)$$

სადაც  $h$  ნაკადის სიღრმეა,  $g$  - თავისუფალი ვარდნის აჩქარება. ფრუდის რიცხვის კრიტიკული მნიშვნელობა ერთის ტოლია ( $Fr = 1$ ), ამ დროს ნაკადი კრიტიკულ მდგომარეობაშია. თუ  $Fr > 1$  ნაკადი მძაფრია, ხოლო როცა  $Fr < 1$  ნაკადი წყნარია. მძაფრი ნაკადები ახასიათებს მთის მდინარეებს, ხოლო წყნარი ვაკის მდინარეებსა და წყალსატევებს.

არ შეიძლება გავაიგივოთ მძაფრი და ტურბულენტური, წყნარი და ლამინარული ნაკადები, რადგანაც წყლის ამ მოძრაობების მახასიათებლები ხარისხობრივად განსხვავდება. წყნარი ნაკადები შეიძლება იყოს ლამინარულიც და ტურბულენტურიც. მძაფრი ნაკადები კი ყოველთვის ტურბულენტურია.

## 2.6. წყლის ნაკადის ხარჯი, ენერგია და სიმძლავრე

წყლის ხარჯი ეწოდება წყლის მოცულობას, რომელიც დროის ერთეულში გაედინება ნაკადის ცოცხალ კვეთში. იგი ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს ჰიდროლოგიურ და ჰიდრაულიკურ მახასიათებელს წარმოადგენს. წყლის ხარჯს გამოხატავენ მოცულობით ერთეულებში ( $m^3/წმ$ ). თუ განიხილავენ ნივთიერების მასის ხარჯს, მაშინ იყენებენ მასის ერთეულებს ( $R = \rho Q$ , კგ/წმ, სადაც  $\rho$  ნივთიერების სიმკვრივეა).

წყლის ხარჯი შეიძლება გამოვსახოთ, როგორც ნამრავლი ნაკადის საშუალო სიჩქარესა და ნაკადის ცოცხალ კვეთს შორის:

$$Q = v w \quad (2.11)$$

მოძრავი წყლის კინეტიკური ენერგია გამოისახება ფორმულით:

$$E_{კინ} = \frac{mv^2}{2} \quad (2.12)$$

$\Delta t$  დროში ცოცხალ კვეთში გადაადგილებული წყლის მასა ( $m$ ) ტოლია  $\rho Q \Delta t$ , ამიტომ ნაკადის კინეტიკური ენერგიისათვის მივიღებთ გამოსახულებას:

$$E_{კინ} = \rho Q v^2 \Delta t / 2 \quad (2.13)$$

წყლის მასის პოტენციური ენერგია ტოლია:

$$E_p = mgH \quad (2.14)$$

სადაც  $H$  წყლის მოცულობის სიმძიმის ცენტრის სიმაღლეა გარკვეული სიბრტყის მიმართ. თუ  $m = \rho Q \Delta t$ , მაშინ

$$E_p = \rho g Q \Delta t H \quad (2.15)$$

წყალი გადაადგილდება რა ქვემოთ  $\Delta H$  სიმაღლეზე, ასრულებს გარკვეულ სამუშაოს, რომელიც ტოლია:

$$A = \rho g Q \Delta t \Delta H \quad (2.16)$$

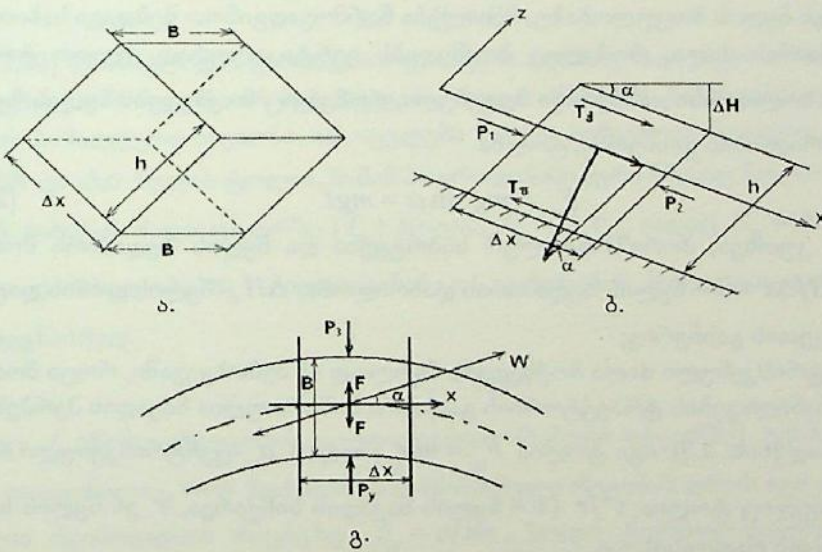
წყლის ასეთი ნაკადის სიმძლავრე  $N = A/\Delta t =$  ტოლია:

$$N = \rho g Q \Delta H \quad (2.17)$$

$A$  ისევე როგორც  $E_{\text{კინ}}$ ,  $E_{\text{პ}}$  გამოისახება ჯოულებში ( $\text{კვ}\cdot\text{მ}^2/\text{წმ}^2$ ),  $N$  – ჯ/წმ, ან ვტ ( $\text{კვ}\cdot\text{მ}^2/\text{წმ}^2$ ).

## 2.7. წყლის ობიექტებზე მოქმედი ძალები

წყლის მოძრაობის კანონების მკაცრი მათემატიკური ინტერპრეტაცია, ყველა ფიზიკური ძალების გათვალისწინებით, შეუძლებელია სამგანზომილებიანი ჰიდროდინამიკური ანალიზის გარეშე. ბუნებრივი წყლების მოძრაობის ზოგადი კანონზომიერებების გასაგებად განვიხილოთ გამარტივებული ამოცანა. წყლის ობიექტში გამოვყოთ წყლის მოცულობა პარალელეპიპედის სახით, რომლის გვერდებია  $\Delta x$  (სიგრძე),  $B$  (სიგანე),  $h$  (სიმაღლე) (ნახ. 2.3). კოორდინატთა  $x$  ღერძი მიემართოთ წყლის ზედაპირის პარალელურად.



ნახ. 2.3. წყლის ნაკადში მოქმედი ფიზიკური ძალების სქემა: ა) გამოყოფილი წყლის მოცულობა; ბ) იგივე მოცულობა კვეთში; გ) იგივე მოცულობა სიბრტყეზე

დავუშვათ, რომ გამოყოფილი წყლის მოცულობა, რომლის მასაა  $m$ , მოძრაობს  $v$  საშუალო სიჩქარით წყლის ზედაპირის ქანობის მიმართულებით. ამ შემთხვევაში, წყლის მოცულობაზე მოქმედებს მოცულობითი და ზედაპირული ძალები.

მოცულობით ძალებს, რომლებიც მოქმედებს წყლის მთელ მოცულობაზე და მიმართულია სიმძიმის ცენტრისაკენ, მიეკუთვნება სიმძიმის ძალა  $F_g$  და მისგანსწორივი მდგენელი  $F_g'$ . ცენტრისკენული ძალა  $F_c$  და დედამიწის ბრუნვის გამონვეული (კორიოლისის) ძალა  $F_j$ .

ზედაპირული ძალები, რომლებიც მოქმედებს წყლის მოცულობის ნახნაგებზე იყოფა ნორმალურ და მხებ ძალებად. ნორმალური ძალები (წნევის ძალები  $T$ ) მიმართული არიან ნახნაგების პერპენდიკულარულად, ხოლო მხები ძალები (ხახუნის ძალები  $T$ ) კი ნახნაგების გასწვრივ. მხებ ძალებში არჩევენ ხახუნის ძალებს ფსკერთან ( $T_{ფ}$ ) და წყლის ზედაპირზე ქარის მოქმედების შედეგად წარმოქმნილი ძალებს ( $T_{წ}$ ).

მოცულობითი, ნორმალური და მხები ზედაპირული ძალები მათემატიკურად შემდეგი გამოსახულებებით გამოიხატება:  $F = ma$ ,  $F = sp$  და  $F = s\tau$ , - სადაც  $m$  მასაა,  $a$  - აჩქარება,  $s$  - გვერდითი ნახნაგის ფართობი,  $p$  - წნევა ფართობის ერთეულზე,  $\tau$  - კუთრი ხახუნი.  $p$  და  $\tau$  განზომილებაა ნ/მ<sup>2</sup> ან კგ/(მ·მ<sup>2</sup>). როგორც ნახაზიდან (2.3) ჩანს, ზემოთ ჩამოთვლილი ყველა ძალა, რომლებიც მოქმედებენ წყლის მოცულობაზე, შეიძლება წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

1. სიმძიმის ძალა, რომელიც მოქმედებს ვერტიკალურად ქვევით ტოლია  $F_g' = mg$ , ხოლო მისი გასწვრივი მდგენელი, რომელიც მოქმედებს წყლის ზედაპირის დახრილობის გასწვრივ, ტოლია

$$F_g' = mg \sin \alpha = mgl \quad (2.18)$$

სადაც  $\alpha$  კუთხეა, შორიზონტალურ სიბრტყესა და წყლის ზედაპირს შორის,  $\sin \alpha = \Delta H / \Delta x = l$  - წყლის ზედაპირის დახრილობა,  $\Delta H$  - წყლის დონის დაცემა  $\Delta x$  მონაკვეთის გასწვრივ;

2. ცენტრისკენული ძალა მოქმედებს მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როცა მოძრავი წყლის ნაწილაკების ტრაექტორიის გადახრა მიმართულია ნაკადის პერპენდიკულარულად (ნახ. 2.3). იგი ტოლია  $F_c = ma_c$ , სადაც  $a_c$  ცენტრისკენული აჩქარებაა, რომელიც ტოლია  $v^2/r$  ( $v$  - წყლის ნაკადის სიჩქარეა,  $r$  კი წყლის ნაკადის მოღუნვის რადიუსი), ე.ი.

$$F_c = mv^2/r \quad (2.19)$$

3. კორიოლისის ძალა მოქმედებს ნებისმიერ მოძრავ სხეულზე და მიმართულია მოძრაობის პერპენდიკულარულად, რომელიც ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გადაიხრება მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში მარცხნივ. იგი ტოლია  $F_j = ma_j$ , სადაც  $a_j$  კორიოლისის აჩქარებაა და ტოლია  $2v\omega \sin \varphi$  ( $\omega$  დედამიწის

ნის ბრუნვის კუთხური სიჩქარეა, რომელიც ტოლია  $2\pi/86400 = 7 \cdot 27 \cdot 10^{-5}$ ,  $\varphi$  – ადგილის გეოგრაფიული განედი), ე.ი.

$$F_y = 2mv\omega \sin \varphi \quad (2.20)$$

გამოყოფილი წყლის მოცულობის მასა ( $m$ ) ზემოთ მოყვანილ ყველა ფორმულაში შეიძლება წარმოდგენილ იქნეს როგორც  $m = \rho sh = \rho \Delta x B h$ , სადაც  $\rho$  წყლის სიმკვრივეა,  $s$  – ზედა და ქვედა ნახნაგის ფართობი, რომელიც  $\Delta x B$ -ის ტოლია;

4. ჯამური წნევა მიმართულია გამოყოფილი წყლის მოცულობის ოთხივე ვერტიკალური ნახნაგის ცენტრში, იგი ტოლია  $P = Sp$ , სადაც  $p$  კუთრი წნევაა ფართობის ერთეულზე, იგი ტოლია  $p = \rho gh/2 + Pa$  ( $Pa$  ატმოსფერული წნევაა). აქედან გამომდინარე, ოთხივე ნახნაგზე მოქმედი წნევებისათვის მივიღებთ მსგავს გამოსახულებას:

$$P = S(\rho gh/2 + Pa) \quad (2.21)$$

წყლის მოძრაობისათვის მნიშვნელოვანია წნევათა სხვაობა წყლის მოცულობის სანინაალმდეგო ნახნაგებზე, ანუ ჰიდროდინამიკური წნევის გასწვრივი გრადიენტი წინა და უკანა ნახნაგებზე

$$\Delta P = P_2 - P_1 \quad (2.22)$$

(2.22) ფორმულიდან გამომდინარე, წნევის ასეთი გრადიენტის არსებობა, შესაძლებელია მხოლოდ ორ შემთხვევაში: როცა არსებობს ნახნაგების ცენტრებს შორის სიმაღლეთა სხვაობა, ან იცვლება წყლის სიმკვრივე ნაკადის გასწვრივ. თუ  $\Delta h$  და  $\Delta \rho$  ნულის ტოლია, მაშინ ჰიდროდინამიკური წნევაც ნულის ტოლია;

5. ხახუნის ძალა ფსკერზე ( $T_{\text{ფ}}$ ) ტოლია  $T_{\text{ფ}} = S_{\text{ფ}} \tau_{\text{ფ}}$ , სადაც  $S_{\text{ფ}} = \Delta x B$ , ხოლო მხები დაძაბულობა  $\tau_{\text{ფ}}$ , ჰიდროდინამიკის კანონების მიხედვით, გამოისახება შემდეგნაირად:

$$\tau_{\text{ფ}} = f_{\text{ფ}} \rho v^2 \quad (2.23)$$

სადაც  $f_{\text{ფ}}$  წინააღმდეგობის კოეფიციენტი (ხახუნი ფსკერზე). ექსპერიმენტებით დადგენილია, რომ მოძრაობის ლამინარული რეჟიმის დროს იგი დამოკიდებულია რეინოლდსის რიცხვზე:  $f_{\text{ფ}} = a/Re$ , ხოლო ტურბულენტური რეჟიმის დროს კი არა. (2.9) ფორმულის გაშლის შემდეგ, ფსკერზე მხები დაძაბულობისათვის ( $\tau_{\text{ფ}}$ ) ვიღებთ პრინციპულად განსხვავებულ ორ სხვადასხვა განტოლებას:

ლამინარული რეჟიმისათვის:

$$\tau_{\text{ფ}} = a\rho \frac{v^2}{Re} = \frac{a\rho v}{h} \quad (2.24)$$

ტურბულენტური რეჟიმისათვის:

$$\tau_{\text{ფ}} = f_{\text{ფ}} \rho v^2 \quad (2.25)$$

(2.24) და (2.25) ფორმულებში  $a$  და  $f_{\text{ფ}}$  კოეფიციენტები განისაზღვრება ცდების საშუალებით.  $f_{\text{ფ}}$  ხახუნის კოეფიციენტი დამოკიდებულია ფსკერის ზე-

დაპირის ხასიათზე. იგი, ჩვეულებრივ, იცვლება  $10^{-3}$ -დან  $8 \cdot 10^{-3}$ -მდე,  $a=3$ .

ლამინარული რეჟიმის დროს მხები დაძაბულობა ფსკერზე დამოკიდებულია ნაკადის სიჩქარის პირველ ხარისხზე და წყლის სიბლანტეზე, ხოლო ტურბულენტური რეჟიმის დროს ნაკადის მეორე ხარისხის სიჩქარეზე და არ არის დამოკიდებული წყლის სიბლანტეზე.

აქედან გამომდინარე, ლამინარული და ტურბულენტური რეჟიმებისათვის, ვიღებთ ფსკერზე ხახუნის ძალის ორ სხვადასხვა განტოლებას:

$$T_{\text{ფ}} = S_{\text{ფ}} \cdot a \rho v^3 / h \quad (2.26)$$

$$T_{\text{ფ}} = S_{\text{ფ}} \cdot f_{\text{ფ}} \rho v^2 \quad (2.27)$$

$$\text{სადაც } S_{\text{ფ}} = \Delta x B.$$

ხახუნის ძალა წყლის ზედაპირზე განპირობებულია ქარის მოქმედებით, ის გამოისახება შემდეგი სახით:  $T_{\text{ქ}} = S_{\text{ქ}} \tau_{\text{ქ}}$ ,

სადაც  $\tau_{\text{ქ}}$  არის

$$\tau_{\text{ქ}} = f_{\text{ქ}} \rho_{\text{ქ}} W^2 \cos \varphi \quad (2.28)$$

სადაც  $f_{\text{ქ}}$  ხახუნის კოეფიციენტი, მოძრავი წყლისა და ჰაერის საზღვარზე მიხედვით იგი  $2.6 \cdot 10^{-3}$  ტოლია.  $\rho_{\text{ქ}}$  – ჰაერის სიმკვრივე (ნორმალური ატმოსფერული წნევის დროს იგი  $1.293$  კგ/მ<sup>3</sup>-ის ტოლია),  $W$  – ქარის სიჩქარე მ/წმ,  $\varphi$  – კუთხე წყლის მოძრაობისა და ქარის მიმართულებას შორის. როცა ქარის მიმართულება წყლის მოძრაობის მიმართულებას ემთხვევა, მაშინ  $\cos \varphi > 0$ , როცა საწინააღმდეგოა, მაშინ  $\cos \varphi < 0$ ; უკანასკნელ შემთხვევაში,  $\tau_{\text{ქ}}$  გამოსახულება უარყოფითი ნიშნით გამოისახება. საბოლოოდ, წყლის ზედაპირზე ქარის ხახუნის ძალა შეიძლება ჩავწეროთ შემდეგი ფორმულით:

$$T_{\text{ქ}} = S_{\text{ქ}} f_{\text{ქ}} \rho_{\text{ქ}} W^2 \cos \varphi \quad (2.29)$$

$$\text{სადაც } S_{\text{ქ}} = \Delta x B.$$

ზემოთ განხილული ყველა ძალა შეიძლება დავაჯგუფოთ აქტიურ და პასიურ ძალებად. აქტიური ძალები ინვესტ წყლის მოძრაობას, ხოლო პასიური ძალები მხოლოდ წყლის მოძრაობის თანმხლები ძალებია. აქტიურ ძალებს მიეკუთვნება:

სიმძიმის ძალისა და ჰიდროდინამიკური წნევის გასწვრივი მდგენელები, ხახუნის ძალა თუ იგი განპირობებულია წყლის ზედაპირზე ქარის ზემოქმედებით. პასიური ძალებია: ხახუნის ძალა ფსკერზე, ცენტრისკენული ძალა და კორიოლისის ძალა. აღსანიშნავია, რომ ისინი აღიძვრება მხოლოდ წყლის მოძრაობის შემთხვევაში.

## 2.8. წყლის ნაკადის მოძრაობის განტოლება

თუ მოძრაობის რაოდენობის განტოლებაში (2.4) შევიტანთ წყლის მოცულობაზე მოქმედ ძალებს, მივიღებთ შემდეგ გამოსახულებას:

$$m \frac{dv}{dt} = F'_g - T_{\text{ფ}} - \Delta P + T_f \quad (2.30)$$

(2.30) განტოლების მარჯვენა ნაწილში აქტიური ძალები წარმოდგენილია პირველი, მესამე და მეოთხე წევრებით. ჰიდროდინამიკური წნევა,  $\Delta P$ , აღებულია უარყოფითი ნიშნით, რადგანაც წყლის მოცულობა ნაკადის გასწვრივ დადებით აჩქარებას ( $dv/dt > 0$ ) იღებს ჰიდროდინამიკური წნევის შემცირებისას, ე.ი. როცა  $\Delta P < 0$  ფსკერზე ხახუნის ძალა ყოველთვის მიმართულია ნაკადის საწინააღმდეგოდ, ამიტომ მასაც უარყოფითი ნიშანი აქვს. ცენტრისკენული და კორიოლისის ძალები (2.30) განტოლებაში არ არის ჩართული, რადგან ისინი ნაკადის განივ კვეთში მოქმედებენ, ხოლო (2.30) განტოლება კი ერთგანზომილებიანია და განიხილავს მხოლოდ ნაკადის გასწვრივ მოქმედი ძალების ბალანსს.

რეალურად, წყლის ნაკადის მოძრაობა განპირობებულია ამა თუ იმ განსაზღვრული ძალების მოქმედებით. ამიტომ წყლის მოძრაობა შეიძლება დავყოთ გამომწვევი აქტიური ძალების მიხედვით.

წყლის მოძრაობას, რომელიც გამოწვეულია წყლის ზედაპირის ქანობთან დაკავშირებული სიმძიმის ძალის გასწვრივი მდგენელით, გრავიტაციული ეწოდება. წყლის გრავიტაციულ მოძრაობას ადგილი აქვს მდინარეებში, მყინვარებში და უდაბნეო მიწისქვეშა წყლებში. არტეზიულ აუზებში წყლის მოძრაობა წნევის გრადიენტით არის გამოწვეული, ამიტომ წყლის ასეთ მოძრაობას დანწევითი ეწოდება. თუ წნევისა და დონეების გრადიენტი გამოწვეულია სიმკვრივის სხვაობით, მაშინ წარმოიქმნება სიმკვრივისეული მოძრაობა, რომელსაც, ძირითადად, ადგილი აქვს ტბებში, ზღვებსა და ოკეანეებში. ხშირად წყლის მოძრაობის გამომწვევი მიზეზია წყლის ზედაპირზე ქარის ხახუნის ძალა, ასეთ მოძრაობას ფრიქციულს უწოდებენ. მას ადგილი აქვს ტბებში, ზღვებსა და, აგრეთვე, მდინარეებში.

ზემოთ ჩამოთვლილი მოძრაობების გარდა, გამოყოფენ წყლის მოძრაობის ინერციულ სახეს. ის გვხვდება წყლის თითქმის ყველა ობიექტში, და იმ შემთხვევაში, როცა ერთ-ერთი აქტიური ძალა წყვეტს მოქმედებას ან საგრძნობლად მცირდება.

ბუნებაში წყლის ობიექტებზე რეალურად მოქმედებს რამოდენიმე აქტიური ძალა, ამიტომ წყლის მოძრაობას აქვს ძალზედ რთული ფიზიკური მექანიზმი. მაგალითისათვის განვიხილოთ ბუნებაში ყველაზე ხშირად შემხვედრი წყლის გრავიტაციული მოძრაობა, ისიც მისი უმარტივესი სახე – თანაბარი მოძრაობა ( $dv/dt = 0$ ). თანაბარი მოძრაობის დროს, ნაკადზე მოქმედი ძალები ერთმანეთს ანონასწორებენ. (2.4) და (2.30) განტოლებების მარცხენა ნაწილები ნულის ტოლია, ე.ი.  $\Sigma F = 0$ .

თუ წყლის ნაკადზე მოქმედებს მხოლოდ  $F'_g$  და  $T_{\text{ფ}}$  ძალები, მაშინ (2.30) განტოლებიდან მივიღებთ:

$$F'_g = T_{\text{ფ}} \quad (2.31)$$

გამოყოფილი წყლის მოცულობისათვის (ნახ. 2.3)  $F'_g = mgI = \rho g \Delta x B h l$ , ხოლო  $T_{\text{ფ}}$ -ს ექნება სხვადასხვა მნიშვნელობა ლამინარული და ტურბულენტური რეჟიმებისათვის (იხ. ფორმულები 2.26 და 2.27). შევცვალოთ  $S \Delta x B$ -ით, შევიტანოთ  $F'_g$  და  $T_{\text{ფ}}$  მნიშვნელობები (2.31)-ში და ამოვხსნათ ნაკადის სიჩქარის მართ, მივიღებთ ორ გამოსახულებას:

1. ლამინარული რეჟიმისათვის:

$$v = gh^2 I / a \nu \quad (2.32)$$

2. ტურბულენტური რეჟიმისათვის:

$$v = \sqrt{ghl / f_{\text{ფ}}} \quad (2.33)$$

პირველი განტოლება პუაზელის ფორმულის სახელითაა ცნობილი, ხოლო მეორე კი შეზის.

ლამინარული გრავიტაციული მოძრაობა დამახასიათებელია გრუნტის წყლებისათვის და მყინვარებისათვის, ტურბულენტური გრავიტაციული კი – მდინარეებისათვის.

## 2.9. წყლის ვერტიკალური მდგრადობა

წყლის მასის ვერტიკალური (სიღრმითი) მდგრადობა დამოკიდებულია წყლის სიმკვრივის ვერტიკალურ განაწილებაზე. მისი განსაზღვრა შესაძლებელია მდგრადობის კოეფიციენტით:

$$K = d\rho/dz \quad (2.34)$$

სადაც  $d\rho/dz$  სიმკვრივის ვერტიკალური გრადიენტი.

თუ წყლის სიმკვრივე სიღრმის მიხედვით იზრდება, მაშინ  $dp/dz > 0$  და  $K > 0$ . ამ შემთხვევას სიმკვრივის პირდაპირი სტრატოფიკაცია ეწოდება. თუ სიღრმის მიხედვით წყლის სიმკვრივე მცირდება მაშინ  $dp/dz < 0$  და  $K < 0$ . ამ შემთხვევაში, ადგილი აქვს წყლის სიმკვრივის უკუსტრატოფიკაციას და სიღრმის მიხედვით წყალი არამდგრადია. უნდა აღვნიშნოთ, რომ ამ დროს მაღალი სიმკვრივის წყლის ფენები იძირება, ხოლო მათ ადგილს იკავებს ნაკლები სიმკვრივის წყლის ფენები, ამ პროცესს სიმკვრივის ვერტიკალური კონვექცია ეწოდება. იგი ხელს უწყობს სიღრმის მიხედვით წყლის სიმკვრივის გათანაბრებას, რის შედეგადაც  $dp/dz = 0$  და  $K = 0$ . ამ დროს წარმოიქმნება ნეიტრალური მდგრადობის პირობები. წყლის ზედაპირულ ფენაში, წყლის სიმკვრივის შემცირებას (წყლის ზედაპირის ტემპერატურის გაზრდა, ნაკლებ მინერალიზებული წყლების შემოღინება) მოჰყვება სიმკვრივის პირდაპირი სტრატოფიკაციის წარმოქმნა და წყლების ვერტიკალური მდგრადობის გაზრდა. აღნიშნული პროცესები დამახასიათებელია ზღვებისა და ოკეანეებისათვის, ტბებისა და წყალსაცავებისათვის და ა.შ.

წყლის ობიექტებში, როცა სიღრმის მიხედვით წყლის სიმკვრივე იზრდება, წყლის მასები მიისწრაფვიან ვერტიკალური მდგრადობისაკენ. სიღრმის მიხედვით წყლის სიმკვრივის შრეობრივი დაყოფა დამოკიდებულია წყლის ტემპერატურასა და მარილიანობაზე.

მტკნარ ტბებსა და წყალსაცავებში წყლის სიმკვრივის ცვალებადობა დამოკიდებულია გაზაფხულსა და ზაფხულში ზედაპირული წყლების გათბობაზე და შემოდგომასა და ზამთარში ზედაპირული წყლების გაციებაზე. ზღვებსა და ოკეანეებში წყლის სიმკვრივეზე, ძირითადად, მოქმედებს სხვადასხვა მიზეზებით გამოწვეული წყლის მარილიანობის ცვალებადობა. მაგალითად, ზღვებისა და ოკეანეების წყლის ზედაპირს ამტკნარებს მდინარის ჩამონადენი და ატმოსფერული ნალექები, აგრეთვე, მყინვარების დნობა. ეს კი, თავის მხრივ, წყლების ვერტიკალური მდგრადობის ხარისხის მომატებას იწვევს. პირიქით, წყლის ზედაპირიდან მომატებულ აორთქლებას, უფრო მარილიანი წყლების შემოღინებას სხვა ზღვების აუზებიდან მოჰყვება წყლის ვერტიკალური მდგრადობის დარღვევა. ამ შემთხვევაში, უფრო დიდი სიმკვრივის წყლის მასები იწყებენ ფსკერისაკენ დაძირვას.

## თავი 3. წყლის ბრუნვა გუნებაში და დედამიწის წყლის რესურსები

### 3.1. წყლის რაოდენობა დედამიწაზე

დედამიწის ზედაპირის ფართობი 510 მლნ კმ<sup>2</sup>-ია. აქედან მსოფლიო ოკეანის წყლებით დაფარულია 361 მლნ კმ<sup>2</sup> (70.8%), ხმელეთს კი 149 მლნ კმ<sup>2</sup> (29.2%). ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში წყლისა და ხმელეთის ფართობთა შეფარდებაა 61:39, სამხრეთში კი 81:19. წყლით დაფარული ტერიტორია სამხრეთ ნახევარსფეროში ბევრად (4.3-ჯერ) აღემატება ხმელეთის ტერიტორიას. აღსანიშნავია, რომ ხმელეთის ზედაპირზე არსებულ წყლის ობიექტებს (მყინვარები, წყალსაცავები, ტბორები, ტბები, მდინარეები, ჭაობები) უჭირავს დაახლოებით 20 მლნ კმ<sup>2</sup> ტერიტორია. ამრიგად, დედამიწაზე წყლით დაფარულია 381 მლნ კმ<sup>2</sup>, რაც დედამიწის ზედაპირის ფართობის 74.7%-ს შეადგენს.

დედამიწაზე არსებულ წყლის ობიექტებში წყლის მთლიანი მოცულობა დაახლოებით 1.39 მლრდ კმ<sup>3</sup>-ია. აქედან მსოფლიო ოკეანის წილად მოდის დაახლოებით 1.34 მლრდ კმ<sup>3</sup> წყალი (96.4%). ხმელეთის წყლის ობიექტებიდან ყველაზე მეტ წყალს შეიცავს მყინვარები და მარადი თოვლი (25.8 მლნ კმ<sup>3</sup>). წყლის ამ რაოდენობიდან ანტარქტიდის მყინვარების წილად მოდის 89.8%.

საკმაოდ რთულია დედამიწის ქერქში არსებული წყლის რაოდენობის დადგენა. მიწისქვეშ არსებული ის კაპილარული და გრავიტაციული წყლები, რომლებიც მდებარეობს დედამიწის ზედაპირიდან დაახლოებით 2000 მ სიღრმემდე და მონაწილეობს წყლის გლობალურ წრებრუნვაში, მიეკუთვნება ჰიდროსფეროს. მეცნიერების გაანგარიშებით მისი რაოდენობა დაახლოებით 23.4 მლნ კმ<sup>3</sup>-ია. დედამიწის ქერქის მარადი მზრალობის სივრცეში ყინულების სახით არის თითქმის 300000 კმ<sup>3</sup> წყალი. წყლის რაოდენობა ცოცხალ ორგანიზმებში, ანუ „ბიოლოგიური წყლის“ მოცულობა, 1000 კმ<sup>3</sup>-ს აღემატება. ატმოსფეროში, საშუალოდ, არის დაახლოებით 13000 კმ<sup>3</sup> წყლის ტენის, ორთქლის, წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალების სახით. ამასთან, აღნიშნული წყლის მოცულობის დაახლოებით 90% ატმოსფეროს ყველაზე ქვედა ნაწილში 0-5 კმ სიმაღლეზეა. წყლის ამ მოცულობას დედამიწის ზედაპირზე შეუძლია მოგვცეს მხოლოდ 25 მმ წყლის ფენა. ჭაობებში არსებული წყლების მოცულობა დაახლოებით 11000 კმ<sup>3</sup>-ია, მდინარეებში კი 2120 კმ<sup>3</sup>. ძალზედ ძნელია წყალსაცავებში არსებული წყლების რაოდენობის შეფასება, რადგანაც ყოველწლიურად მათი რიცხვი მნიშვნელოვნად იზრდება.

1990 წლისათვის მათში არსებული წყლის მთლიანი მოცულობა 6000 კმ<sup>3</sup>-ს აღემატებოდა. აღსანიშნავია, რომ ტბებში არსებული და მიწისქვეშა წყლები არის როგორც მტკნარი, ასევე მლაშე, კერძოდ, ტბებში არსებული 176000 კმ<sup>3</sup> წყლიდან 91000 კმ<sup>3</sup> მტკნარია, მიწისქვეშ კი 10.53 მლნ კმ<sup>3</sup> მტკნარი წყალია.

ცხრილი 3.1

წყლის მარაგი დედამიწაზე

ბუნებრივი წყლების სახეები	ფართობი		მოცულობა, ათასი კმ <sup>3</sup>	წილი მსოფლიო მარაგში, %		წყლის მარაგის განახლების საშუალო პერიოდი
	მლნ კმ <sup>2</sup>	ხმელეთის ფართობი %		წყლის საერთო მარაგი	მტკნარი წყლის მარაგი	
<b>წყალი ლითოსფეროს ზედაპირზე</b>						
მსოფლიო ოკეანე	361	—	1338000	96.4	—	2650 წელი
მყინვარები	16.3	11	25800	1.86	70.3	9700 წელი
ტბები	2.1	1.4	176	0.013	—	17 წელი
მტკნარი ტბები	1.2	0.8	91	0.007	0.25	—
წყალსაცავები	0.4	0.3	6	0.0004	0.016	52 დღე
ჭაობები	2.7	1.8	11	0.0008	0.03	5 წელი
მდინარეები	—	—	2	0.0002	0.005	19 დღე
<b>წყალი ლითოსფეროს ზედა ნაწილში</b>						
მიწისქვეშა წყლები	—	—	23400	1.68	—	1400 წელი
მტკნარი მიწისქვეშა წყლები	—	—	10530	0.76	28.7	—
მიწისქვეშა ყინულები	2.1	14	300	0.022	0.82	10000 წელი
<b>წყალი ატმოსფეროსა და ორგანიზმებში</b>						
წყალი ატმოსფეროში	—	—	13	0.001	0.04	8 დღე
წყალი ორგანიზმში	—	—	1	0.0001	0.003	რამდენიმე საათი
<b>წყლის საერთო მარაგი</b>						
წყლის საერთო მარაგი	—	—	1388000	100	—	—
მათ შორის მტკნარი	—	—	36700	2.64	100	—

ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს ადამიანისათვის ყველაზე ძვირფასი რე-  
სურსის – მტკნარი წყლის რაოდენობის შეფასებას. მთლიანად დედამიწაზე 36.7  
მლნ კმ<sup>3</sup> მტკნარი წყალია (წყლის მთლიანი მოცულობის 2.64%). მტკნარი წყალი  
უმთავრესად თავმოყრილია მყინვარებში, მინის ქვეშ, მარადი მზრალობის ფენა-  
ში, მტკნარ ტბებში. ჩვენს პლანეტაზე მტკნარი წყლების საერთო რაოდენობიდან  
მყარ ფაზაზე (ყინული, მარადი თოვლი) მოდის მთლიანი წყლის მოცულობის  
71%, თხევად ფაზაზე კი – 29%.

გეოლოგების აზრით, დედამიწის მთლიანი ისტორიის მანძილზე მანტიის დე-  
გაზაციის შედეგად წელიწადში გამოიყოფა 0.5-1.0 კმ<sup>3</sup> წყალი. ვარაუდობენ, რომ  
თანამედროვე დროშიც დედამიწის ნიალიდან ჰიდროსფეროს ემატება დაახლოე-  
ბით ამდენივე მოცულობის წყალი. მეტეორიტებისა და კოსმოსური მტვრის მეშ-  
ვეობით დედამიწაზე ყოველწლიურად ხვდება დაახლოებით 0.5 კმ<sup>3</sup> წყალი. წყლის  
ეს რაოდენობა პლანეტაზე არსებული წყლის მთლიან მოცულობასთან მეტად  
უმნიშვნელოა. დაახლოებით წყლის ამდენივე რაოდენობა გაიბნევა დედამიწიდან  
კოსმოსურ სივრცეში. ამ წყლების სიმცირის გამო შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ  
გეოლოგიური თვალსაზრისით საკმაოდ ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში  
დედამიწაზე წყლის რაოდენობა პრაქტიკულად უცვლელია.

აღსანიშნავია, რომ თვით ჰიდროსფეროში მიმდინარეობდა წყლის პერიოდუ-  
ლი გადანაწილება უმთავრესად მსოფლიო ოკეანესა და მყინვარებს შორის. კერ-  
ძოდ, გამყინვარებათაშორის პერიოდში მყინვარები დნებოდნენ და ზრდიდნენ  
მსოფლიო ოკეანეში წყლის მოცულობას (დონეს), გამყინვარების პერიოდში კი  
მიმდინარეობდა შებრუნებული პროცესი – ტენი ყინულის სახით აკუმულირდება  
მყინვარებში, რის შედეგადაც მცირდება მსოფლიო ოკეანეში წყლის მოცულობა.

უკანასკნელი 18 ათასი წლის განმავლობაში მსოფლიო ოკეანის დონე დაახ-  
ლოებით 100 მეტრით ამაღლდა, რამაც, თავის მხრივ გამოიწვია მსოფლიო ოკეა-  
ნეში წყლის მოცულობის უზარმაზარი მატება – 37.5 მლნ კმ<sup>3</sup>. უკანასკნელი 5-6  
ათასი წლის განმავლობაში მსოფლიო ოკეანის დონე დასტაბილურდა მცირე  
ტენდენციით გაზრდისაკენ. მთლიანობაში სტაბილური გახდა ხმელეთის წყლის  
ობიექტებში წყლის მოცულობაც. უფრო დეტალური გამოკვლევებით დადგინდა,  
რომ სხვადასხვა ტიპის წყლის ობიექტებს შორის მაინც მიმდინარეობს შედარე-  
ბით უმნიშვნელო სიდიდის წყლების გადანაწილება.

მაგალითად, გასულ საუკუნეში, 1900 წლიდან 1975 წლამდე, ხმელეთის  
წყლების მარაგი შემცირდა 46400 კმ<sup>3</sup>-ით. შესაბამისად გაიზარდა წყლის მოცუ-  
ლობა მსოფლიო ოკეანეში. აღნიშნულმა გამოიწვია მსოფლიო ოკეანის დონის  
ანევა 11.4 სმ-ით, ანუ ყოველწლიურად 1.5 მმ-ით.

### 3.2. ტენზრუნვა

დედამინაზე უწყვეტად მიმდინარეობს წყლის ბრუნვა (ტენზრუნვა), რომელიც ურთიერთქმედებს ატმოსფეროსთან, ლითოსფეროსთან, ბიოსფეროსთან და ეს მთლიანობაში აერთიანებს ჰიდროსფეროს ყველა ნაწილს. ტენზრუნვის მამოძრავებელ ძალებად ითვლება სითბური ენერგია და სიმძიმის ძალა. სითბური ძალების ზემოქმედების შედეგად ხდება აორთქლება, წყლის ორთქლის კონდენსაცია, დნობა, გაყინვა და წყლის სხვადასხვა ფაზური გადასვლები. სიმძიმის ძალის გავლენით ხდება ატმოსფერული ნალექების მოსვლა, ზედაპირული და მინისქვეშა წყლების მოძრაობა და ა.შ.

მზის რადიაციის მოქმედებით ხმელეთიდან და მსოფლიო ოკეანის ზედაპირიდან ყოველწლიურად საშუალოდ ორთქლდება  $577 \cdot 10^3$  კმ<sup>3</sup> წყალი. აქედან 86.5% მსოფლიო ოკეანის ზედაპირიდან აორთქლებულ წყლის მასაზე მოდის, ხოლო 13.5% ხმელეთიდან ორთქლდება. მზის რადიაციის სიდიდე ძალიან დიდია. მზიდან დედამინაზე ყოველწლიურად  $13.4 \cdot 10^{20}$  კკალორია სითბო აღწევს. აქედან ბუნებაში წყლის ბრუნვაზე იხარჯება 22%.

ატმოსფეროში მოხვედრილი წყლის მასა ორთქლის სახით ჰაერის დინების საშუალებით ხმელეთზე გადაიტანება. აქ ხელსაყრელ პირობებში ხდება მისი კონდენსაცია და დედამინის ზედაპირზე მოდის ატმოსფერული ნალექების (წვიმის, თოვლის, სეტყვის) სახით. დედამინის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი ისევ აორთქლდება, ნაწილი გრუნტში ჩაიჭონება და მინისქვეშა წყლებს ასაზრდოებს, რომელიც შემდეგ მდინარეებსა და ზღვებს უერთდება. მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი მდინარეებში ჩაედინება, რომლებიც ოკეანეებსა და ზღვებს უერთდება. ამგვარად მთავრდება წყლის ბრუნვა ბუნებაში. მზის რადიაციის მუდმივი მოქმედებით დედამინის ზედაპირზე გამუდმებით წარმოებს აორთქლების პროცესი და მასთან დაკავშირებული წყლის ბრუნვაც.

ამგვარად, მზის რადიაციის გავლენით დედამინის წყლები მთლიანობაშია. მზის რადიაციით წყლის მასები ორთქლად იქცევა, ორთქლი კონდენსაციის შემდეგ წყლად და პირველად მდგომარეობას უბრუნდება, ისევ იწყებს აორთქლებას და ა.შ. წყლის ბრუნვის პროცესით დედამინის წყლები დაკავშირებულია ერთიმეორესთან და ერთიან კომპლექსს წარმოადგენს.

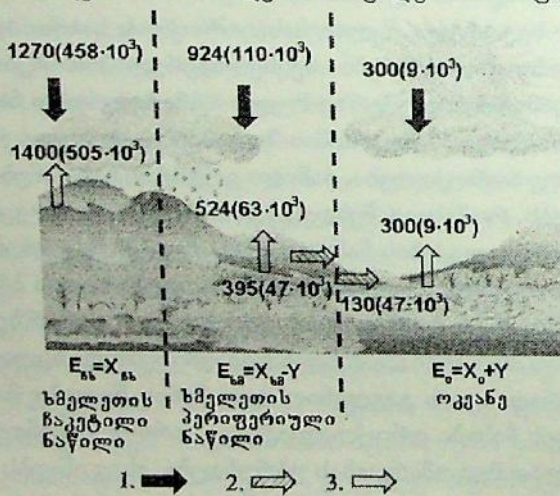
სქემატურად წყლის ბრუნვა შეიძლება წარმოვადგინოთ ისე, როგორც ნახ. 3.1-ზეა მოცემული. წყლის დიდი ნაწილი, რომელიც ორთქლდება მსოფლიო ოკეანის ზედაპირიდან, ადის ატმოსფეროში, განსაზღვრულ სიმაღლეზე აღწევს კონდენსაციის ზონას, რომლიდანაც ატმოსფერული ნალექების სახით უბრუნდება ოკეანის ზედაპირს და ა.შ. ამგვარად იკვრება წყლის ბრუნვის მცირე (ოკეანური) წრე, რომელშიც მონაწილეობს ოკეანე და ატმოსფერო.

თუ აღვნიშნავთ მსოფლიო ოკეანის ზედაპირიდან აორთქლებას  $E_0$ -ით, ოკეანის ზედაპირზე მოსულ ატმოსფერულ ნალექებს  $X_0$ -ით და მდინარეების ჩამონადენის რაოდენობას  $Y$ -ით, შეიძლება დაინეროს წყლის ბრუნვის მცირე წრის ბალანსის განტოლება:

$$E_0 = X_0 + Y \quad (3.1)$$

ე.ი. აორთქლება ოკეანის ზედაპირიდან უდრის ოკეანის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და ხმელეთიდან ჩამონადენის ჯამს.

დედამიწაზე წყლის ბრუნვის დიდი წრე, რომელშიც მონაწილეობს მსოფლიო ოკეანე, ატმოსფერო და ხმელეთი, შეიძლება წარმოვადგინოთ შემდეგნაირად. ატმოსფეროში ასული წყლის ორთქლის ნაწილი ჰაერის დინებათა საშუალებით გადის ხმელეთზე, სადაც ხდება მისი კონდენსაცია და ატმოსფერული ნალექების სახით მოდის ხმელეთის ზედაპირზე, რომლის ნაწილი მდინარეების საშუალებით უბრუნდება ზღვებსა და ოკეანეებს. რამდენჯერაც არ უნდა განმეორდეს ნალექების მოსვლის პროცესი და მისი აორთქლება, საბოლოოდ ჰაერის დინებათა მიერ ხმელეთზე მოტანილი წყლის რაოდენობა ჩამონადენის საშუალებით მაინც უერთდება ოკეანეს.



ნახ. 3.1. წყლის ბრუნვის სქემა

ხმელეთის ზედაპირის უდიდესი ნაწილი (78%) დახრილია ზღვებისა და ოკეანეებისაკენ. ხმელეთის ამ პერიფერიულ ნაწილს მდინარეების ჩამონადენი უშუალოდ ჩააქვთ მსოფლიო ოკეანეში. ხმელეთის ზედაპირის მცირე ნაწილი (22%) წარმოადგენს ჩაკეტილ უჩამონადენო აუზებს. ამ ჩაკეტილი აუზების როგორც ზედაპირული, ასევე მიწისქვეშა წყლები ჩაედინება და აკუმულირდება დიდ გაუდინარ ტბებში. აქ წყლის ბრუნვას ნაწილობრივ დამოუკიდებელი ხასიათი აქვს,

მაგრამ მას მაინც აუცილებლად კავშირი აქვს ბუნებაში საერთო წყლის ბრუნვასთან. ჩაკეტილი უჩამონადენო მხარეების წყლის ბრუნვის თავისებურება არის ის, რომ აქედან წყალი მოხვდება ოკეანეებში არა ზედაპირული ჩამონადენის სახით, არამედ ჰაერის დინებით გადატანილი წყლის ორთქლის საშუალებით.

უჩამონადენო ტერიტორიის საერთო ფართობი დედამიწაზე დაახლოებით 32 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს უდრის.

ჩაკეტილი, უჩამონადენო მხარეებიდან აღსანიშნავია არალისა და კასპიის ზღვების აუზი, ჩადის ტბის აუზი აფრიკაში, დიდი წყალშემკრები აუზი ჩრდილოეთ ამერიკაში, საჰარის უდაბნო, არაბეთის და ცენტრალური ავსტარლიის უდაბნოები, ცენტრალური აზიის ბევრი რაიონი.

### 3.3. დედამიწის სფეროს წყლის ბალანსი

ჰიდროსფეროს წყლის საერთო მარაგი  $14 \cdot 10^6$  კმ<sup>3</sup>-ის ტოლია. აქედან, ყოველწლიურად, წყლის ბრუნვის პროცესში მონაწილეობს 577 ათასი კმ<sup>3</sup> ან ჰიდროსფეროს საერთო წყლის მარაგის 0.037%.

წყლის ბრუნვის პროცესი (ნახ. 3.1) შეიძლება წარმოვადგინოთ წყლის ბალანსის განტოლებით როგორც დედამიწის სფეროსთვის მთლიანად, ასევე მისი ცალკეული ნაწილებისათვის. ვიგულისხმობთ, რომ ჰიდროსფეროს წყლის მარაგი არ იცვლება და წყლის მოცულობა, რომელიც მონაწილეობს საერთო წყლის ბრუნვაში, უცვლელი რჩება. აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია ვივარაუდოთ, რომ ბუნებაში გასული წყლის რაოდენობა (აორთქლება) ტოლია შემოსული წყლის რაოდენობისა (ატმოსფერული ნალექები). ეს კი საშუალებას გვაძლევს დავწეროთ წყლის ბალანსის განტოლებები:

მსოფლიო ოკეანისათვის (წყლის ბრუნვის მცირე წრე):

$$E_0 = X_0 + Y \quad (3.2)$$

ხმელეთის პერიფერიული ნაწილებისათვის (ხმელეთის ფარგლებში):

$$E_{36} = X_{36} - Y \quad (3.3)$$

ხმელეთის ჩაკეტილი, უჩამონადენო ნაწილებისათვის:

$$E_{66} = X_{66} \quad (3.4)$$

თუ გავაერთიანებთ (3.2), (3.3) და (3.4) განტოლებებს, მივიღებთ წყლის ბრუნვის დიდი წრის განტოლებას:

$$E_0 + E_{36} + E_{66} = X_0 + X_{36} + X_{66} \quad (3.5)$$

როგორც განტოლებიდან ჩანს, დედამიწის სფეროდან აორთქლებული წყლის მასა ტოლია დედამიწის სფეროზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა.

ცხრილი 2.2-ში მოცემულია წყლის საშუალო წლიური მოცულობები, რომლებიც მონაწილეობს წყლის ბრუნვაში.

## დედამინის სფეროს და მისი ცალკეული ნაწილების წყლის ბალანსი

მხარე	ფართობი, მლნ კმ <sup>2</sup>	ნალექები		აორთქლება		ჩამონადენი	
		ათასი კმ <sup>3</sup>	მმ	ათასი კმ <sup>3</sup>	მმ	ათასი კმ <sup>3</sup>	მმ
მსოფლიო ოკეანე	361	458	1270	505	1400	47	130
ხმელეთის პერიფერიული ნაწილი	119	110	924	63	529	47	395
ხმელეთის ჩაკეტილი ნაწილი	30	9	300	9	300	—	—
მთლიანად ხმელეთი	149	119	800	72	485	47	315
დედამინის სფერო	510	577	1130	577	1130	—	—

## 3.4. წყალში გახსნილი ნივთიერებების წრებრუნვა

წყალში გახსნილი და, მასთან ერთად, გლობალურ წრებრუნვაში მონაწილე ნივთიერებებს შორის ყველაზე გავრცელებულია მარილები, ატივენარებული ნაწილაკები და აირები. წყლის გარდა ამ ნივთიერებების გადატანის სხვა წესებიც არსებობს.

**მარილების წრებრუნვა.** ოკეანის ზედაპირიდან ღელვისა და ფიზიკური აორთქლების დროს ყოველწლიურად ატმოსფეროში საშუალოდ ხვდება 5.0 მლრდ ტონა მარილები, უკან ატმოსფერულ ნალექებთან ერთად ბრუნდება მხოლოდ 4.5 მლრდ ტონა. სხვაობა 0.5 მლრდ ტონა ეს იმ მარილების რაოდენობაა, რომელიც გადაიტანება ატმოსფეროში ოკეანიდან ხმელეთზე. ყოველწლიურად გაცილებით მეტი მარილები შემოდის ხმელეთიდან ოკეანეში (4.53 მლრდ ტონა). ეს სიდიდე წარმოადგენს მდინარეების (3.1 მლრდ ტონა), მყინვარების (0.03 მლრდ ტონა) და მიწისქვეშა წყლებიდან (1.2 მლრდ ტონა) გახსნილი მარილების ჯამს, აგრეთვე, მდინარეებში ატივენარებულ ნაწილაკებში არსებული მარილების (0.2 მლრდ ტონა) რაოდენობას. ამ მარილების ძირითად წყაროს წარმოადგენს ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლებით ქანების გარეცხვის პროცესი.

დედამინაზე მარილების გადატანის გაანგარიშება ხდება მათი საშუალო კონცენტრაციებით ატმოსფერულ ნალექებსა და მყინვარულ წყლებში (8-10 მგ/ლ), მდინარისა და მიწისქვეშა წყლებში (75-545 მგ/ლ).

ყოველივე ზემოთქმულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ დედამინაზე მიმდინარეობს მარილების გადატანის მიმართული პროცესი ხმელეთიდან ოკეანეში (მიახლოებით 4 მლრდ ტონა წელიწადში).

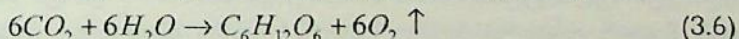
**ნატანის წრებრუნვა.** ნატანი არის წყლის ობიექტებში არსებული მყარი, ძირითადად, მინერალური ნაწილაკები, რომლებიც წყალში ხვდება დედამინის ზედაპირის ეროზიისა და გრუნტის გამორეცხვის შედეგად. ისინი წყლის მიერ გადაიტანება ატივენარებული ან ფსკერული ნატანის სახით.

დედამინაზე ნატანის წრებრუნვის გამოვლინება შესაძლებელია დროის გეოლოგიურ მასშტაბში, როდესაც პლანეტის სხვადასხვა რეგიონებში იცვლება ეროზიულ-აკუმულაციური ციკლის ხასიათი: კონტინენტზე დანალექი ქანების ეროზია – ეროზირებული ნატანის გადატანა ოკეანეში და ოკეანის ფსკერზე დანალექი შრის ფორმირება – ოკეანის ფსკერზე დანალექი შრეების ტექტონიკური ამონევა და ხმელეთად გადაქცევა – ამ შრეების ეროზია და ა.შ. დროის კონკრეტული მომენტისათვის შეიძლება ითქვას, რომ ნატანი მასალა მიმართულად ხვდება ხმელეთიდან მსოფლიო ოკეანეში. ხმელეთის ზედაპირზე ეროზიული ნატანის ძირითადი გადამტანია თოვლისა და მყინვარების ნადნობი და წვიმის წყლები.

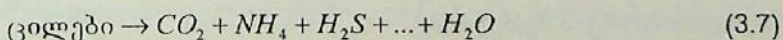
დედამინის მდინარეების ნატანის წლიური ჩამონადენი დაახლოებით 15.7 მლრდ ტონაა, ეს კი იმას ნიშნავს, რომ დედამინის ზედაპირის 1 კმ<sup>2</sup> ფართობიდან საშუალოდ გადაირეცხება 150 ტონა ეროზირებული ნატანი ან 0.1 მმ/წ. დედამინის ზედაპირის ფაქტობრივი ეროზია რამდენიმეჯერ აღემატება მდინარეთა შესართავ კვეთებში ნატანის მიხედვით გაანგარიშებულ ეროზიას. ეს აიხსნება იმით, რომ ზედაპირული წყლებით ეროზირებული გრუნტის უდიდესი მასა გროვდება ფერდობების ძირში, მდინარეთა შესართავებში, ქალებში, ხრამების, წყაროებისა და შენაკადების გამოზიდვის კონუსებში. რაც უფრო დიდია წყალშემკრები აუზი, მით უფრო დიდია განსხვავება ფაქტობრივი და გაანგარიშებულ ეროზირებული ნატანის სიდიდეებს შორის.

**აირების წრებრუნვა.** აირებიდან, რომლებიც მონაწილეობენ ნივთიერებათა წრებრუნვაში, დიდი მნიშვნელობა აქვთ ჟანგბადს ( $O_2$ ) და ნახშირორჟანგს ( $CO_2$ ). ბუნებრივ წყლებში ამ აირების ბალანსი განისაზღვრება ფოტოსინთეზის დროს ჟანგბადის  $O_2$  გამოყოფის (ნახშირორჟანგის  $CO_2$  შთანთქმა), ორგანული ნივთიერების ჟანგვის და ორგანიზმების სუნთქვის დროს ჟანგბადის მოთხოვნის ( $CO_2$  გამოყოფის) პროცესების თანაფარდობით.

ფოტოსინთეზი, რომლის დროსაც წარმოიქმნება ორგანული ნივთიერება და გამოიყოფა ჟანგბადი, მიმდინარეობს მზის სინათლის გავლენით და ლურჯ-მწვანე ორგანიზმებში ქლოროფილის არსებობით, შემდეგი ფორმულის შესაბამისად:



ცილების დაშლა კი, თავის მხრივ, იწვევს შემდეგი დაშლის პროდუქტების წარმოქმნას:



ატმოსფერო შეიცავს  $1184 \cdot 10^{12}$  ტონა ჟანგბადს, ოკეანე კი  $7.5 \cdot 10^{12}$  ტონას, ე.ი. თითქმის 160-ჯერ ნაკლებს.

ოკეანეში ჟანგბადი, ძირითადად, გამოიყოფა ფიტოპლანქტონის (154 მლრდ ტ/წელიწ.) ფოტოსინთეზით, აგრეთვე, წვიმისა და მდინარეების წყლებით (3.6

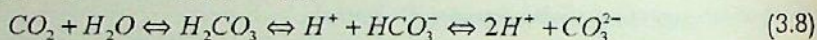
მლრდ ტ/წელინ.) და ატმოსფეროდან შთანთქმით (54.8 მლრდ ტ/წელინ.). ოკეანეში ჟანგბადის ძირითადი მომხმარებელია ბიოქიმიური პროცესები, რომელზედაც იხარჯება 151 მლრდ ტონა წელიწადში. ყოველწლიურად ოკეანედან ატმოსფეროში გამოიყოფა 61.4 მლრდ ტონა ჟანგბადი. საბოლოოდ, შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ოკეანე ყოველწლიურად ატმოსფეროს აწვდის 6.6 მლრდ ტონა ჟანგბადს.

ყოველწლიურად ხმელეთზე ფოტოსინთეზის შედეგად წარმოიქმნება 150 მლრდ ტონა ჟანგბადი, თითქმის იგივე რაოდენობა, რაც ოკეანეში. მისი ნაწილი იხარჯება ბიოქიმიურ პროცესებზე (მისი ზუსტი მნიშვნელობა ჯერჯერობით დაუდგენელია, მაგრამ გაცილებით ნაკლებია ვიდრე ოკეანეში). ხმელეთზე ჟანგბადის ხარჯვის სიდიდეზე შეიძლება ვიმსჯელოთ ზომიანის ფარდობით ოკეანის (6 მლრდ ტონა) და ხმელეთის (0.5 მლრდ ტონა) გადაანგარიშებულ მშრალ ნივთიერებასთან.

დედამიწაზე საწვავი ნივთიერებების წვაზე იხარჯება დაახლოებით 50 მლრდ ტონა.

მაშასადამე, ჟანგბადის საერთო ბალანსი დედამიწაზე დადებითია, ატმოსფეროში მისი ძირითადი მიმწოდებელია ფოტოსინთეზი.

ჟანგბადისაგან განსხვავებით, ნახშირორჟანგი ( $CO_2$ ) ნაწილობრივ ურთიერთქმედებს წყალთან და მასში გახსნილ კარბონატებთან, წარმოქმნის ნახშირის მჟავას და ერთეუბა კარბონატულ სისტემაში:



წყლის ობიექტებში ნახშირორჟანგი ( $CO_2$ ) ხვდება ორგანული ნივთიერებების დაჟანგვით (წყლის ორგანიზმების სუნთქვა, სხვადასხვა სახის ბიოქიმიური დამლებით და ა.შ.), წყალქვეშა ვულკანების ამოფრქვევით, მდინარის ჩამონადენით. ფოტოსინთეზის შედეგად  $CO_2$ -ის შემცველობა წყალში მცირდება. ის, აგრეთვე, მცირდება კარბონატების გახსნის დროს და მინერალების ქიმიური გამოფიტვით.

ნახშირორჟანგის შემცველობა იცვლება წყლის ობიექტებსა და ატმოსფეროს ურთიერთზემოქმედების დროს: ატმოსფეროც და ჰიდროსფეროც ურთიერთრეაგირებენ ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროში ნახშირორჟანგის შემცველობაზე. მეცნიერები ფიქრობენ, რომ ოკეანე ნახშირორჟანგის უზარმაზარი პლანეტარული ტუმბოა: ის შთანთქავს ნახშირორჟანგს მაღალ განედებში, სადაც წყლის დაბალი ტემპერატურის გამო მნიშვნელოვნად იზრდება აირების ხსნადობა და გამოყოფს მას ატმოსფეროში დაბალ განედებში.

ატმოსფეროში ნახშირორჟანგი ( $CO_2$ ) ხვდება წიაღისეული საწვავის (ნახშირი, ნავთობი) წვის შედეგადაც.

დედამიწის ისტორიის მანძილზე ნახშირორჟანგის შემცველობა ატმოსფეროში მცირდება, ხოლო ჟანგბადის კი იზრდება.  $CO_2$ -ის შემცირებას თან სდევდა ჰაერის ტემპერატურის შემცირება: მაგალითად,  $CO_2$ -ის კონცენტრაციის შემცირებას 0.06%-დან 0.03%-მდე მოჰყვა ჰაერის ტემპერატურის შემცირება  $2.5^\circ C$ -ით. ცარცუ-

ლი პერიოდიდან დედამიწის საშუალო ტემპერატურა შემცირდა  $11^{\circ}C$  -ით. ამჟამად „სათბურის ეფექტის“ გამო ატმოსფეროში გაიზარდა  $CO_2$  -ის შემცველობა, ეს კი აუცილებლად გამოიწვევს ჰაერის საშუალო ტემპერატურის გაზრდას დედამიწაზე.

### 3.5. ჰიდროლოგიური პროცესების გავლენა ბუნებრივ პირობებზე

დედამიწაზე წყალი, სპეციფიკური ფიზიკური თვისებების გამო, ფართოდ არის გავრცელებული მყარ, თხევად და აირისებრ მდგომარეობაში – მყინვარებში, ოკეანეებში და ხმელეთის წყლებში, მინისქვეშა წყლებში, ორთქლის სახით – ატმოსფეროში. ეს კი ჩვენი პლანეტის გეოგრაფიულ იერსახეს განაპირობებს.

**თანამედროვე კლიმატური პირობები.** ჰიდროსფერო არეგულირებს სითბურ პროცესებს დედამიწაზე. იგი საშუალოდ დედამიწის ზედაპირზე მოსული მზის ენერჯის 77%-ს შთანთქავს, რომელსაც გადასცემს ატმოსფეროს აორთქლებისა და წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს (დედამიწის რადიაციული ბალანსის 84%), აგრეთვე, ტურბულენტური სითბოგაცვლის დროს. ჰიდროსფერო ატმოსფეროსა და მთელი დედამიწის მძლავრი გამათბობელია.

დედამიწის განედური კლიმატური ზონალობა მზის რადიაციის არათანაბარი განაწილების შედეგია, რომელიც, თავის მხრივ, განპირობებულია დედამიწის სფერულობითა და ღერძის დახრილობით. მიუხედავად ამისა, ბუნებრივი წყლები, რომელთა სითბური თვისებები დამოკიდებულია მზის რადიაციის განედურ განაწილებაზე, თვითონ ახდენენ სითბოს გადანაწილებას განედური მიმართულებით: სითბო ოკეანური დინებებით დაბალი განედებიდან გადაიტანება მაღალი განედებისაკენ და აწონასწორებს სითბურ განსხვავებას სხვადასხვა განედებზე.

**მეტეოროლოგიური პირობები.** დედამიწის მეტეოროლოგიური პირობები და მისი ცვალებადობა, ძირითადად, განისაზღვრება ატმოსფეროს ცირკულაციით; მაგრამ არანაკლები როლი აქვს ბუნებრივ წყლებს. ატმოსფეროს თვისებათა უმრავლესობა ჰიდროსფეროს ზემოქმედების შედეგია. ატმოსფერული წნევის განაწილების ზოგადი კანონზომიერებანი, პასატები და მუსონები, ღრუბლიანობა და სხვა ფაქტორები დამოკიდებულია დედამიწაზე წყლისა და ხმელეთის განაწილებასა და გათბობაზე. ატმოსფეროს ცირკულაციით გამოწვეულ ჰაერის მასების გადაადგილებას წყლის ობიექტების თავზე თან სდევს მათი ტრანსფორმაცია (გათბობა ან გაცივება, გატენიანება და სხვა.). დედამიწაზე ატმოსფერული ნალექების დიდი წყაროა მსოფლიო ოკეანე.

**კლიმატის მნიშვნელოვანი ცვლილებები.** კლიმატური პირობების მნიშვნელოვანი ცვლილებები, კერძოდ, აცივება ცარცულ პერიოდში და პერიოდულმა გამყინვარებამ მეოთხეულ პერიოდში მნიშვნელოვანი გავლენა მოახდინა დედამიწის იერსახეზე, სიცოცხლის განვითარებაზე. ამის ახსნას მეცნიერები ცდილობენ ასტრონომიული (დედამიწის ორბიტის პარამეტრების ცვალებადობა, დედამიწის ბრუნვის სიჩქარე, დედამიწის ღერძის დახრილობა), გეოლოგიური (ტიქ-

ტონიკური პროცესები; ვულკანური ამოფრქვევები, რომლის შედეგადაც მცირდება ატმოსფეროს გამჭვირვალობა), რადიაციული (მზის რადიაცია, ალბედო) და სხვა მოვლენებით. მიუხედავად ამისა, ზოგ „ჰიპოტეზებში“ არ ხდება კლიმატის ცვლელეებში „გარე“ მიზეზების გათვალისწინება. ძირითადად, მას ეძებენ „შიგა“ მიზეზებში, ანუ ატმოსფეროსა და ოკეანის ურთიერთზემოქმედების მოვლენებში. ძალზედ საინტერესოა ჰიპოტეზა სისტემის ატმოსფერო  $\leftrightarrow$  ჰიდროსფეროს და მისი ქვესისტემების ატმოსფერო  $\leftrightarrow$  ოკეანე, ატმოსფერო  $\leftrightarrow$  მყინვარები და მყინვარები  $\leftrightarrow$  ოკეანე გლობალური ავტორეგულაცია.

დღეს კლიმატის მნიშვნელოვანი დათბობა შეინიშნება. მცირდება კონტინენტური მყინვარების მოცულობა, რაზეც მეტყველებს მსოფლიო ოკეანის დონის ნელი მატება (ცხრ. 3.2). ალბათ, ეს პროცესი კვლავაც გაგრძელდება, ამიტომ ძალზედ მნიშვნელოვანია კლიმატზე და მის განმაპირობებელ ფაქტორებზე მიზანდასახული მეცნიერული კვლევების წარმოება.

**ეროზიულ-აკუმულაციური პროცესები დედამიწაზე.** ხმელეთისა და ოკეანეების სანაპირო ხაზის თანამედროვე გეომორფოლოგიური იერსახე ჩამოყალიბდა ჰიდროლოგიური პროცესების ზეგავლენით. ქარის ეროზიის გარდა, თითქმის ყველა სხვა ბუნებრივ ეგზოგენურ პროცესებში, პირდაპირ ან ირიბად მონაწილეობს წყალი. მაგალითად, წარმოდგენილია ქანების ფიზიკურ-ქიმიური გამოფიტვა წყლის გარეშე; ხმელეთზე ეროზიულ-აკუმულაციური პროცესები, ზღვის ნაპირების აბრაზია, დელტური დაბლობებისა და შელფის ფორმირება, წყალქვეშა კანიონებისა და ღრმანწყლიანი გამოზიდვის კონუსები – ყველა ეს მოვლენა დაკავშირებულია ჰიდროლოგიური პროცესების ზემოქმედებასთან. ეროზიულ-აკუმულაციური პროცესები მდინარეთა წყალშემკრებ აუზებში ცვლის ენდოგენური პროცესებით შექმნილ მთიან სისტემებს.

ცხრილი 3.3

წყლის ობიექტების მოცულობის ცვალებადობა რ. კლიგეს მიხედვით

წყლის ობიექტები	წყლის მოცულობების ცვლილება			
	საერთო, ათასი კმ <sup>3</sup>	კმ <sup>3</sup> /წელი	მსოფლიო ოკეანის დონის ცვალებადობასთან მიმართებაში	
			საერთო, სმ	მმ/წელი
ტბები	-4.79	-63	1.29	0.17
მიწისქვეშა წყლები	-10.34	-136	2.89	0.38
ანტარქტიდის მყინვარები	-23.94	-315	6.61	0.87
გრენლანდიის მყინვარები	-6.23	-82	1.75	0.23
არქტიკის კუნძულების მყინვარები	-0.91	-12	0.23	0.03
მთის მყინვარები	-0.23	-3	0.08	0.01
წყალსაცავები	5.24	69	-1.44	-0.19
მსოფლიო ოკეანე	41.19	542	11.40	1.50

ხმელეთის თანამედროვე რელიეფის მრავალრიცხოვანი ფორმები ჩამოყალიბდა წყლის ნაკადის ეროზიული, ტრანსპორტირებისა და აკუმულაციის უნარით (ხრამები, მდინარეთა ხეობები, მდინარეთა კალპოტები და ქალები, დელტური დაბლობები და სხვა.). მყინვარებიც მოძრაობისას ქმნიან რელიეფის სპეციფიკურ ფორმებს (ტროგები, მორენები და სხვა.).

**ბუნებრივი წყლების ურთიერთკავშირი ბიოსფეროსთან.** ბიოსფერო დედამიწის გეოგრაფიული ვარსის შემადგენელი ნაწილია, რომლის შემადგენლობა, სტრუქტურა და ენერგეტიკა მნიშვნელოვანწილად განპირობებულია ძველი და თანამედროვე ცოცხალი ორგანიზმების საქმიანობით. ბიოსფერო მოიცავს ატმოსფეროს ნაწილს, ზედაპირული წყლების და ლითოსფეროს ზედა ნაწილს, რომლებიც ურთიერთდაკავშირებულნი არიან რთული ბიოქიმიური პროცესებით – ნივთიერებათა მიგრაციით და ენერგიით. დედამიწაზე სიცოცხლის გაჩენაში, მის განვითარებასა და გავრცელებაში დიდი როლი აქვს წყალს. ბიოსფეროსა და ჰიდროსფეროს საზღვრები პრაქტიკულად ერთმანეთს ემთხვევა.

დედამიწაზე ორგანიზმების განვითარება დამოკიდებულია კლიმატურ ზონალობაზე, მაგრამ მნიშვნელოვნად დამოკიდებულია წყალზე და მის ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებებზე. ცხოველები და მცენარეები გავრცელებულნი არიან როგორც ოკეანეებში, ასევე ხმელეთზე. მათი ხმელეთზე გავრცელება დამოკიდებულია სამ ძირითად ფაქტორზე: სითბოს რაოდენობაზე, ნიადაგის ტიპზე და ყველაზე მნიშვნელოვან წყლის არსებობაზე.

წყლის ობიექტები წარმოადგენს მრავალი ორგანიზმის – ჰიდრობიონტების საცხოვრებელ გარემოს. ჰიდრობიონტები იყოფა: პლანქტონებად (ორგანიზმები, რომლებიც წყალში არსებობენ ატივანარებული სახით, არ გააჩნიათ დიდ მანძილებზე დამოუკიდებლად გადაადგილების უნარი და, ძირითადად, გადაადგილდებიან დინებების საშუალებით), ნექტონად (ცხოველები, რომლებიც კარგად ცურავენ და გადაადგილდებიან დიდ მანძილზე) და ბენტოსებად (ორგანიზმები, რომლებიც არსებობენ ფსკერზე).

პლანქტონი იყოფა ფიტოპლანქტონად (სხვადასხვა წყალმცენარეები), ზოოპლანქტონად (უმარტივესი ორგანიზმები) და ბაქტერიოპლანქტონად (ბაქტერიები). ნექტონი წყლის გარემოში წარმოდგენილია უმაღლესი ცხოველებით (ვეშაპი, სელაპი და სხვა.), თევზებით და ზოგიერთი მოლუსკებით.

ბენტოსი იყოფა ფიტობენტოსად (უმაღლესი წყლის მცენარეები) და ზოობენტოსად (ფსკერზე მცხოვრები ჭუბი, მოლუსკები და სხვა.).

წყლის მცენარეები იყოფა ჰიდროფიტებად (წყალმცენარეები, რომლებიც ნაწილობრივ არიან წყალში ჩაძირული) და ჰიდრატოფიტებად (წყალმცენარეები, რომლებიც მთლიანად წყალში არიან ჩაძირული).

ჰიდრობიონტების ნაწილი მიეკუთვნება ავტოტროფულ ორგანიზმებს. ისინი იკვებებიან და ვითარდებიან წყალში გახსნილი ნივთიერებებითა და ორგანული

ნივთიერებების სინთეზით (მაგალითად, ფიტოპლანქტონი). ორგანიზმებს, რომლებიც იკვებებიან სხვა ორგანიზმებითა და წყალმცენარეებით – ჰეტეროტროფულ ორგანიზმებს უწოდებენ (თევზები, კიბოსნაირები და სხვ.). ჰეტეროტროფებს მიეკუთვნება, აგრეთვე, ბაქტერიები, სოკოები. ისინი ორგანული დეტრიტი იკვებებიან.

წყლის ობიექტებში ბიოლოგიური პროცესების ძირითადი რაოდენობრივი მაჩვენებელია ბიომასა და პროდუქცია.

ბიომასა არის მოცემულ წყლის ობიექტში დროის გარკვეულ მომენტში, ცოცხალ ორგანიზმებში ორგანული ნივთიერების საერთო რაოდენობა. ბიომასას გამოხატავენ მასის ერთეულებში, ან წყლის მოცულობის და ფსკერის ფართობის ერთეულებში (გრ/მ<sup>3</sup>, კგ/ჰა). ბიომასის გადიდება დაკავშირებულია ორგანიზმების ზრდასა და გამრავლებაზე, შემცირება კი, ორგანიზმების სიკვდილზე, განსახილველი აკვატორიიდან მათ გადაადგილებაზე, სამეურნეო საჭიროებისათვის მათი გამოყენების დროს (ჭერა).

წყლის ობიექტების თვისებას, აღადგინოს ორგანული ნივთიერება ცოცხალი ორგანიზმების სახით, ბიოლოგიური პროდუქტიულობა ეწოდება. მისი რაოდენობრივი მახასიათებელია პროდუქცია. იგი ბიომასის ნამატია დროის გარკვეულ შუალედში. ამ პროცესებში ძალზე დიდია პირველადი პროდუქციის როლი, რომელიც ფოტოსინთეზის პროცესში ავტოტროფული ორგანიზმებით შექმნილი ორგანული ნივთიერებაა. ჰეტეროტროფული ორგანიზმები კი მხოლოდ გარდაქმნიან ორგანულ ნივთიერებებს.

სანინაალმდეგო ხასიათი აქვს დესტრუქციის (ორგანული ნივთიერებების დაშლა) პროცესს, რომლის ძირითადი მექანიზმია ჟანგვითი პროცესები. ორგანული ნივთიერებების სრული დაშლის პროდუქტებია  $CO_2$ ,  $NH_4$ ,  $H_2O$  და სხვა. არასრული დაშლის დროს გახრწნილი მცენარეების ნარჩენები ქმნის ტორფის ფენას, საპროპელიტს, სანვავ ფიქლებს, მურანახშირსა და ქვანახშირს. წყლის ცოცხალი ორგანიზმების ნარჩენები კი – ოკეანური დანალექი ქანების ფენას.

წყლის ობიექტები, ჰიდრობიონტების კვების მიხედვით, იყოფა ოლიგოტროფულ (ბიოგენური ნივთიერებები ცოცხა, პლანქტონი სუსტად არის განვითარებული), ევტროფულ (ბიოგენური და ორგანული ნივთიერებების შემცველობა დიდია, ფიტოპლანქტონი ვითარდება დიდი ტემპებით), დისტროფულ (წყალი შეიცავს სიციცხლისათვის მავნე ნივთიერებებს, შეიმჩნევა ჟანგბადის უკმარისობა) და მეზოტროფულ (წყლის ობიექტები კვების საშუალო პირობებით) წყალსატევებად.

ევტროფიკაცია არის წყლის ობიექტებში ბიოლოგიური პროდუქტიულობის გაზრდის პროცესი, გამოწვეული ბიოგენური ელემენტების დაგროვებით.

წყლის ობიექტებში წყალმცენარეებისა და მიკროორგანიზმების მომატებული განვითარება და, შემდეგ, დალუპვა, იწვევს წყლის ხარისხის გაუარესებას. მცირ-

დება წყლის გამჭვირვალობა, წყალს უჩნდება არასასიამოვნო გემო და სუნი, იზრდება *PH*-ის მნიშვნელობა, ჩნდება ჟანგბადის დეფიციტი.

წყალი ცოცხალი ორგანიზმების მნიშვნელოვანი ნაწილია (60-99.7%). ხმელეთის მცენარეები შეიცავს 70-90% წყალს, წყალმცენარეები – 90-98%-ს, მეღუზეები – 95-98%, ხოლო თევზები – 70%-ს. ძუძუმწოვრები შეიცავენ 63-68%-ს. ადამიანის ორგანიზმის 70% წყალია.

წყლის შემცველობა ადამიანის ორგანიზმში სიცოცხლის სხვადასხვა პერიოდში სხვადასხვაა: ემბრიონში იგი შეადგენს 97%, ახალდაბადებულის ორგანიზმში – 77%, 18-დან 50 წლამდე ასაკის მამაკაცებში მთელი მასის 61%-ს შეადგენს (ქალებში 54%-ს), 50 წლის შემდეგ ადამიანი იწყებს „გამოშრობას“ და წყლის შემცველობა კლებულობს.

### 3.6. დედამიწის წყლის რესურსები

დედამიწის ბუნებრივი რესურსების ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ნაწილს წარმოადგენს წყლის რესურსები. ისინი დედამიწაზე წარმოდგენილია მდინარეების, ტბების, წყალსაცავების, ჭაობების, მყინვარების, მიწისქვეშა წყლების, ზღვებისა და ოკეანეების წყლებით.

წყლის რესურსებიდან ყველაზე ფასეულია მტკნარი წყლების რესურსები. ისინი, ძირითადად, შედგება სტატიკური (საუკუნებრივი) მტკნარი წყლის მარაგისა და მუდმივად განახლებადი წყლის რესურსებისგან.

მტკნარი წყლის სტატიკური (საუკუნებრივი) მარაგი ძირითადად თავმოყრილია მყინვარებსა და მიწისქვეშა წყლებში, აგრეთვე ტბებში. (იხ. ცხრილი 3.1).

განახლებადი წყლის რესურსები წყლის ის რესურსებია, რომელთა აღდგენაც ყოველწლიურად დედამიწაზე წყლის ბრუნვის შედეგად მიმდინარეობს. მათი განზომილებაა მ<sup>3</sup>/წმ, მ<sup>3</sup>/წელი, კმ<sup>3</sup>/წელი (იხ. ცხრილი 3.2).

განახლებად წყლის რესურსებს აფასებენ წყლის ბალანსის განტოლებით. ხმელეთისათვის ატმოსფერული ნალექები, კონტინენტური ჩამონადენი და აორთქლება შეადგენს 119, 47 და 72 ათას კმ<sup>3</sup> წელიწადში. მაშასადამე, ხმელეთზე მოსული ატმოსფერული ნალექების მთლიანი მოცულობის 61% იხარჯება აორთქლებაზე, ხოლო 39% ხვდება ოკეანეში. კონტინენტური ჩამონადენი წარმოადგენს დედამიწაზე განახლებად წყლის რესურსებს. ხშირად, განახლებად წყლის რესურსებად თვლიან კონტინენტური ჩამონადენის ნაწილს, მდინარეთა ჩამონადენს (41.7 კმ<sup>3</sup> წყალი წელიწადში, ან დედამიწაზე მოსული ატმოსფერული ნალექების 35%). მდინარის ჩამონადენი ყოველწლიურად განახლებადი ბუნებრივი რესურსია, რომელიც შესაძლებელია უმტკივნეულოდ გამოვიყენოთ სამეურნეო მიზნებისათვის. მდინარის ჩამონადენისაგან განსხვავებით, სტატიკური (საუკუ-

ნებრივი) წყლების გამოყენება სამეურნეო მიზნებისათვის ზიანის მიუყენებლად იმ წყლის ობიექტისადმი, საიდანაც ვიღებთ წყალს, შეუძლებელია.

**კონტინენტების წყლის რესურსები.** კონტინენტების (გარდა ანტარქტიდისა) მტკნარი წყლის რესურსების მარაგი შეადგენს 16 მლნ კმ<sup>3</sup>-ს. ისინი, ძირითადად, თავმოყრილია დედამიწის ქერქის ზედა ფენაში, ტბებსა და მყინვარებში. კონტინენტების მიხედვით წყლის რესურსები განაწილებულია არათანაბრად. ყველაზე დიდი რაოდენობის სტატიკური (საუკუნებრივი) მტკნარი წყლის მარაგი გააჩნია ჩრდილოეთ ამერიკასა და აზიას, შედარებით ნაკლები – სამხრეთ ამერიკასა და აფრიკას. ყველაზე ცოტა ამ ტიპის მტკნარი წყლის მარაგი აქვს ევროპასა და ავსტრალიას.

განახლებადი წყლის რესურსების (მდინარის ჩამონადენი) მარაგიც არათანაბრად არის განაწილებული. მდინარის ჩამონადენის ყველაზე დიდი მარაგი აქვს აზიასა (დედამიწის ყველა მდინარის ჩამონადენის 30%) და სამხრეთ ამერიკას (26%). ყველაზე ცოტა – ევროპასა (7%) და ავსტრალიას (5%).

## თავი 4. მყინვარები

### 4.1. მყინვარების წარმოქმნა და გავრცელება დედამიწაზე

მყინვარი არის ფირნისა და ყინულის ბუნებრივი მოძრავი მასა, რომელიც წარმოქმნილია მუდმივი თოვლის ხაზის ზევით მყარი ატმოსფერული ნალექების დაგროვებისა და გარდაქმნის შედეგად.

მყინვარები და მათ მიერ დაკავებული ფართობები დედამიწის ლანდშაფტების განუყოფელ ნაწილს წარმოადგენენ. ისინი ყოველთვის დიდ როლს თამაშობდნენ ბუნებრივ პროცესებში. მყინვარები წყლის დიდი მოცულობის აკუმულატორები არიან და მონაწილეობენ ბუნებაში წყლის წრებრუნვაში, ახდენენ მნიშვნელოვან მარეგულირებელ გავლენას დედამიწაზე მიმდინარე ბუნებრივ პროცესებზე (დედამიწის სითბურ ბალანსზე, ოკეანეების წყლის ტემპერატურასა და მარილიანობაზე, მთის მდინარეთა ჩამონადენზე და სხვ.).

მოსახლეობის მზარდი განვითარება დღის წესრიგში აყენებს სასამელი წყლის მოძიების პრობლემებს, რაც პირდაპირ კავშირშია საუკუნეების განმავლობაში მყინვარებში დაგროვილი წყლის მარაგების ათვისებასთან.

მყინვარების წარმოქმნისათვის ყველაზე ხელსაყრელია ზღვიური ჰავა ნალექების დიდი რაოდენობით და გრილი ზაფხულით, აგრეთვე, დიდი სიმაღლე ზღვის დონიდან. კალთების ექსპოზიცია, ქედების ორიენტაცია, ბრტყელი ან ჩაზნექილი რელიეფის ფორმა და სხვ.

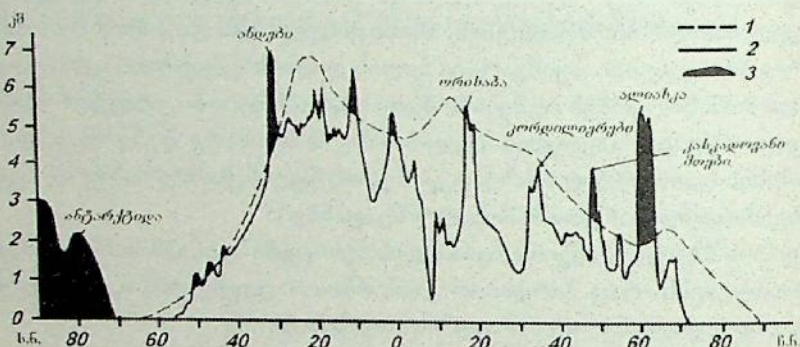
მუდმივი თოვლის ხაზი არის საზღვარი, რომლის ზემოთ მყარი ატმოსფერული ნალექების შემოსავალი აღემატება მათ დნობას და აორთქლებას. მის ზევით მყინვარის ზედაპირზე მოსული და მიმდებარე კალთებიდან თოვლზვავების და ქარის მიერ შემოტანილი თოვლი თანდათან ჯერ მარცვლიან თოვლად, შემდეგ ფირნად გარდაიქმება. ზემდებარე ფენების დაწნევის, რეკრისტალიზაციის, ზედაპირული ფენის დნობის და სიღრმეში ჩაჟონილი წყლის მეორადი გაყინვის შედეგად.

ფირნი გერმანული სიტყვაა და ნიშნავს შარშანდელს, დაგროვებულს და შემორჩენილ თოვლს. მისი სიმკვრივეა 450-800 გრ/მ<sup>3</sup>. ფირნი წარმოიქმნება ისეთ მთიან ოლქებში და პოლარულ მხარეებში, სადაც ატმოსფერული ნალექები უპირატესად მყარი სახით მოდის და ზაფხულის პერიოდში გადნობას ვერ ასწრებს.

მუდმივი თოვლის ხაზის მაღლა შეინიშნება თოვლის დადებითი ბალანსი, ხოლო დაბლა უარყოფითი, თვით ხაზზე კი ნულოვანი.

ტროპოსფეროს ნაწილი, რომელიც თოვლის კლიმატური ხაზის მაღლა მდებარეობს, სადაც თოვლის ბალანსი დადებითია და მყარი ატმოსფერული ნალექების დაგროვება ხდება ჰიონოსფერო ეწოდება.

მუდმივი თოვლის ხაზის სიმაღლეებივი მდებარეობა კლიმატური პირობებით განისაზღვრება. ყველაზე დაბალი სიმაღლეებივი მდებარეობა თოვლის კლიმატურ ხაზს პოლარულ რაიონებში აქვს. ანტარქტიდაში იგი ზღვის დონემდე ეშვება, ხოლო მაქსიმალურ სიმაღლეს (6500 მ) სუბტროპიკებში აღწევს, სადაც ჰაერის ყველაზე მაღალი ტემპერატურა, არასკმარისი ატმოსფერული ნალექები და ჰაერის მომატებული სიმშრალეა. სამხრეთ ნახევარსფეროში, სადაც უფრო ზღვიური კლიმატია და მეტი ატმოსფერული ნალექი, მუდმივი თოვლის ხაზი გავრცელებულია უფრო დაბალ სიმაღლეზე, ვიდრე ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში (ნახ. 4.1).



ნახ. 4.1. მუდმივი თოვლის ხაზის მდებარეობა:

- (1) - ანდებისა და კორდილიერების განედებზე (ვ.მ. კოტლიაკოვის მიხედვით);  
 (2) - დედამიწის რელიეფი; (3) - თანამედროვე გამყინვარების ოლქები

თუ დედამიწის ამა თუ იმ რაიონის სიმაღლე აღემატება თოვლის კლიმატური ხაზის სიმაღლეს, სწორედ აქ ხდება თოვლის დაგროვება, გადაიქცევა ფირნად და ყინულად, რის შედეგადაც წარმოიქმნება მყინვარი. თოვლის კლიმატური ხაზის მაღლა ანტარქტიდა, ანდებისა და კორდილიერების მწვერვალები, ალასკის ზოგიერთი მთა და თავმოყრილი მყინვარები. მათ ვხვდებით, აგრეთვე, ფრანც-იოსების მიწაზე (50-100 მ სიმაღლეზე), შპიცბერგენზე (დაახლოებით 450 მ), კავკასიონზე (2700-3800 მ), ჰიმალაებში (4900-6000 მ) და ა.შ.

მაშასადამე, მყინვარების წარმოშობის ძირითადი მიზეზი კლიმატურია. მათი არსებობის მთავარი პირობაა დადებითი თოვლის ბალანსი, რომელსაც განაპირობებს დიდი რაოდენობით მყარი ატმოსფერული ნალექები და ჰაერის ტემპერატურების უარყოფითი მნიშვნელობები დიდი ხნის განმავლობაში.

მყინვარების წარმოშობაზე კლიმატური ფაქტორების გარდა მოქმედებს ოროგრაფიული და გეომორფოლოგიური პირობები: დიდი სიმაღლეები, ფერდო-

ბების ექსპოზიცია (ჩრდილოეთი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და სამხრეთი სამხრეთ ნახევარსფეროში), ქედების (მთათა სისტემების) ხელსაყრელი ორიენტაცია ტენიანი ჰაერის მასების გადაადგილების მიმართ, რელიეფის ბრტყელი ან ჩაზნექილი ფორმები.

თოვლის დაგროვება თოვლის კლიმატური ხაზის ზემოთ არ შეიძლება უსასარულობამდე გაგრძელდეს. უნდა მოხდეს მისი „დაცლა“. ეს ხდება დაგროვილი თოვლის მასისა და ყინულის გადაადგილებით, თოვლის კლიმატური ხაზის დაბლა და შედარებით თბილ პირობებში მისი შემდგომი დნობა და აორთქლება, მყინვარების დნობა თოვლის ხაზის ზევით, ზვავების ჩამონოლით, ზედაპირული მყინვარების გახლეჩვა ყინულის მასებად და აისბერგების წარმოქმნა.

მყინვარის ტანზე ნულოვანი თოვლის ბალანსის ხაზი გადის თოვლის კლიმატური ხაზის დაბლა. მისი მრავალწლიანი მდებარეობა ემთხვევა ფირნის ხაზს, რომელიც ყოფს ფირნის ზედაპირს ყინულიანი ზედაპირისგან.

დედამინაზე თანამედროვე გამყინვარების უმსხვილესი რაიონები და მათი ფართობები მოცემულია ცხრილში 4.1.

ცხრილი 4.1

#### დედამინის თანამედროვე გამყინვარების უმსხვილესი რაიონები

გამყინვარების რაიონები	გამყინვარების ფართობი, ათასი კმ <sup>2</sup>
ანტარქტიდა	13980
გრენლანდია	1803
კანადის არქტიკული არქიპელაგი	150
ალასკა	103.7
რუსეთის არქტიკული კუნძულები	56.4
შპიცბერგენის არქიპელაგი	35.2
ჰიმალაი	33.0
ტიან-შანი	17.9
ყარაყორუმი	16.3
სანაპირო ქედები (ჩრდ. ამერიკა)	15.4
ნანშანი	13.0
პამირ-ალაი	12.1
ირლანდია	11.8
კუნლუნი	11.6

#### 4.2. მყინვარის ტიპები

დედამინის მყინვარები იყოფა ორ ჯგუფად: საფარული (ზენრული) და მთის.

საფარული მყინვარები, ძირითადად, მოიცავს კონტინენტებისა და კუნძულების ვრცელ ტერიტორიებს. მათ მიეკუთვნება ანტარქტიდის, გრენლანდიისა და არქტიკული კუნძულების (ფრანც-იოსების მინა, ახალი მინა და სხვ.) მყინვარები. საფარული მყინვარების ფორმა დამოკიდებულია ქვეფენილი ზედაპირის

რელიეფზე და, ძირითადად, განპირობებულია მყინვარის თოვლით საზრდოობის განაწილებით. მათ აქვთ დიდი სისქე და ამოზნექილი ფორმა.

ზენრული მყინვარები რთული მყინვარული წარმონაქმნია. იგი შედგება მყინვარული ფარისაგან, მყინვარული გუმბათისაგან, გამომტანი მყინვარისაგან და მცურავი შელფური მყინვარისაგან.

მყინვარული ფარი ვრცელი ამოზნექილი მყინვარის ტიპია. მისი სისქე 1000 მეტრის ფარგლებშია, ფართობი კი 50 ათას კმ<sup>2</sup>-ზე მეტია. მისი ზედაპირის ფორმა განსაზღვრავს ყინულის მოძრაობას ცენტრიდან კიდეებისაკენ. მყინვარული ფარი წარმოიქმნება როგორც ხმელეთზე, ასევე თხელწყლიან ზღვებში.

მყინვარული გუმბათი ამოზნექილი სწორი გუმბათისებრი მყინვარია, ფორმით მყინვარულ ფარს გავს, მაგრამ უფრო მცირე ზომით ხასიათდება, ამიტომ უფრო ამოზნექილია. ისინი არქტიკაში და ანტარქტიკაში ცალკეულ კუნძულებს ფარავენ.

გამომტანი მყინვარი მოძრავი ყინულის ნაკადია, რომლის მეშვეობითაც ხდება ძირითადი ყინულის მასის გადასვლა მყინვარული საფარის ყინულშემკრები აუზიდან. ისინი ფართოდ არის გავრცელებული ანტარქტიკაში და გრელანდიაში, სადაც მათი სიგანე რამდენიმე კილომეტრია და მოძრაობენ წელიწადში ერთ კილომეტრამდე სიჩქარით (გრელანდიაში 5-10 კმ/წელიწადში). გამომტანი მყინვარის სწრაფი მოძრაობის გამო მის გვერდებში და სათავეში ნაპრალების სისტემა წარმოიქმნება. გამომტანი მყინვარების ენები, რომლებიც ზღვაში ეშვებიან, მცურავ მყინვარის ენას წარმოქმნიან და პროვოცირებენ მრავალრიცხოვან, მცირე ზომის აისბერგების წარმოქმნას.

შელფური მყინვარი მცურავია ან ნაწილობრივ ეხება ფსკერს. ის წარმოადგენს ხმელეთზე არსებული მყინვარული საფარის გაგრძელებას. შელფური მყინვარები მოძრაობს ხმელეთიდან ზღვისკენ 300-800 მ/წელიწადში სიჩქარით და ქმნიან დიდი ზომის აისბერგებს.

შელფური მყინვარები, ძირითადად, ანტარქტიკაშია გავრცელებული, მცირე ზომის სახით არქტიკაშიც. მათი ფართობი 1460 ათასი კმ<sup>2</sup>-ია, მოცულობა კი დაახლოებით 0.6 მლნ მ<sup>3</sup>. უდიდესი შელფური მყინვარებია როსი და ფილხერ-რონე.

მთის მყინვარებია მწვერვალების, ფერდობებისა და ხეობის მყინვარები.

მწვერვალის მყინვარები განლაგებულნი არიან მთების, ქედების ან ცალკე მდგომ მწვერვალებზე. ამ ჯგუფში არჩევენ კონუსისებრი მწვერვალის, ბრტყელი მწვერვალების და კალდერულ მყინვარებს.

ფერდობის მყინვარები ქედების ფერდობებზე იკავებენ ჩადაბლებულ ფორმებს. ამ ჯგუფში შედის კარული, კარული ხეობის, ფერდობის და დაკიდული ტიპის მყინვარები.

ხეობის მყინვარები განლაგებულნი არიან მთაში ხეობის სათავეებში და ხეობის შუა მონაკვეთებში. ამ ჯგუფს მიეკუთვნება ხეობის, ხეობის რთული, დატოტვილი, ბოლოგანიერი, მთისპირა და ქვაბულის მყინვარები.

მთის მყინვარების სიმრავლით და გამყინვარების ფართობით გამოირჩევა ჰიმალაი, ტიან-შანი, ყარაყორუმი, ჩრდილოეთ ამერიკის სანაპირო ქედები, პამირი, კუნლუნი და სხვა მთიანი სისტემები. მთის მყინვარებს შორის სიგრძით მსოფლიოში უდიდესია ბერინგის მყინვარი ალიასკაზე (170კმ). აღსანიშნავია, აგრეთვე, მყინვარი ფედრენკო პამირზე, რომლის მთლიანი ფართობი 652 კმ<sup>2</sup>-ია, სიგრძე კი 77 კმ.

მყინვარებსა და მარად თოვლს ამჟამად ხმელეთის 10.9% უკავია (16.2 მლნ კმ<sup>2</sup>). გეოლოგიური ისტორიის განმავლობაში დედამიწაზე გამყინვარების ფართობი მნიშვნელოვნად იცვლებოდა. ბოლო გამყინვარების ეპოქაში მისი ფართობი 34 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს აღწევდა (2-ჯერ მეტი ვიდრე თანამედროვე), ხოლო მაქსიმუმს 55 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს (3.4-ჯერ მეტს ვიდრე თანამედროვე) მეოთხეული გამყინვარების ეპოქაში.

### 4.3. მყინვარების წარმოქმნა და აგებულება

მყინვარებზე გამოიყოფა ორი არე: ზემო, სადაც წარმოებს თოვლის, ფირნის და ყინულის დაგროვება და ქვედა, სადაც მყინვარი დნება. მათ შესაბამისად საზრდოობის (აკუმულაციის) და აბლაციის (დნობის) არე ეწოდება.

მყინვარის ზედაპირზე მოსული და მიმდებარე ფერდობებიდან თოვლზვავებისა და ქარის მიერ მოტანილი თოვლი ზემოთ მდებარე ფენების დაწნევის, რეკრისტალიზაციის, ზედაპირული ფენის დნობის და სიღრმეში ჩაჟონილი წყლის მეორადი გაყინვის შედეგად თანდათან ჯერ მარცვლოვან თოვლად, შემდეგ კი ფირნად გარდაიქმნება. ფირნის შემდგომი გამკვრივება და რეკრისტალიზაცია იწვევს მყინვარული (გლექტიერული) ყინულის წარმოქმნას, რომლის სიმკვრივე 0.80-0.91 გრ/სმ<sup>3</sup>-ს შეადგენს. აღსანიშნავია, რომ სუფთა ყინულის სიმკვრივე ნორმალური ატმოსფერული წნევის დროს დაახლოებით 0.917 გრ/სმ<sup>3</sup>-ია. მყინვარის წარმოქმნისათვის არსებითია, აგრეთვე, რეჟელაცია (ყინულის თვისება შეეყინოს ერთმანეთს), დაწნევის გაზრდით დნობის ტემპერატურის შემცირება და ყინულის ზედაპირზე არსებული ნადნობი წყლის განმეორებითი გაყინვა. მყინვარის ძირითადი მასაზრდოებელი წყაროა მის ზედაპირზე მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექები, აგრეთვე, ნვიმის წყლები, წყლის ორთქლის კონცენტრაცია, მყინვარის ზედაპირზე მიმდებარე ფერდობებიდან ქარის მიერ გადატანილი თოვლი, თოვლის ზვავები და სხვა.

განსხვავებულ კლიმატურ პირობებში, აგრეთვე, ერთი და იმავე მყინვარის სხვადასხვა ნაწილებში ყინულწარმოქმნის პროცესი სხვადასხვანაირად მიმდინარეობს. გლაციოლოგების (ვ. შუმსკი და ა. კრენკე) მიერ შემუშავებულია ყინულწარმოქმნის ზონების სისტემა, რომლებიც განსხვავდება ყოველწლიური თოვლის დნობის ხასიათით, წყალგაცემის ხარისხით და ყინულწარმოქმნის სახით:

1. თოვლის (რეკრისტალიზაციის) ზონა. ამ ზონაში დნობა წლის თბილ დროსაც არ ხდება. ყინულწარმოქმნა მთლიანად დაბალი უარყოფითი ტემპერატურის დროს რეკრისტალიზაციისა და დალექვის გზით ხდება. თოვლისა და ფირნის სის-

ქე 50-150 მეტრამდეა. ზონის ქვედა საზღვარი შეესაბამება საშუალო წლიურ ტემპერატურას  $-25^{\circ}C$ . ამ ზონას განეკუთვნება: ანტარქტიდის შიდა რაიონები, რომელთა სიმაღლე აღემატება 900-1350 მ ზღვის დონიდან; გრენლანდიის ყინულოვანი საფარი 2000-3000 მეტრზე მაღლა; ალასკის მთის ყველაზე მაღალი მწვერვალები; იუკონის, პიმალაის, ყარაყორუმის, პამირის და ტიან-შანის მაღალმთიანი ტერიტორიები. კავკასიონზე ეს ზონა 4300-4500 მეტრზე მაღლა მდებარეობს.

2. თოვლ-ფირნული (რეკრისტალიზაციურ-რეჟელაციური) ზონა. ამ ზონაში დნობა უმნიშვნელოა (მთელი წლის განმავლობაში დალექილი თოვლის 0.1 ნაწილზე ნაკლები). ნადნობი წყალი მთლიანად იყინება წლიური ფენის შიგნით. ყინულწარმოქმნა მიმდინარეობს, ძირითადად, დალექვისა და რეკრისტალიზაციის გზით. თოვლისა და ფირნის სისქე აღწევს 20-100 მ. ამ ზონას ეკუთვნის: ანტარქტიდის ყინულოვანი საფარის პერიფერია 500-1100 მეტრ სიმაღლეზე; გრენლანდიის ყინულოვანი საფარის ნაწილი ჩრდილოეთში 1000-2000 მეტრს შორის, სამხრეთში 2000-3000 მეტრს შორის. ის გავრცელებულია არქტიკაშიც ზოგიერთ მყინვარულ გუმბათზე; პამირში 6200 მ სიმაღლეზე მაღლა.

3. ცივი ფირნული ზონა (ცივი ინფილტრაციულ-რეკრისტალიზაციური). ამ ზონაში დნობა თოვლის წლიური აკუმულაციის 0.1-0.5 ნაწილს მოიცავს. ნადნობი წყალი თოვლის წლიურ ფენას ასველებს, უფრო ღრმა ფენაში ჩაიჭონება და იყინება. ამ მომენტში თოვლის და ფირნის ტემპერატურა შესამჩნევად მატულობს. ყინულწარმოქმნის 2/3 ინფილტრაციის გზით ხდება, ხოლო 1/3 დალექვისა და რეკრისტალიზაციის მეშვეობით. ფირნის სისქე 10-20 მეტრს შეადგენს. ცივი ფირნული ზონა ფართოდაა გავრცელებული კონტინენტური კლიმატის მთიან რეგიონებში, აგრეთვე, არქტიკის მყინვარულ გუმბათებზე, ანტარქტიდისა და გრენლანდიის მყინვარული საფარის პერიფერიაში ვიწრო ზოლის სახით.

4. თბილი ფირნული (ინფილტრაციულ-რეკრისტალიზაციური) ზონა. ამ ზონაში თოვლის წლიური აკუმულაციის 0.4-0.7 ნაწილი დნება. ყინულწარმოქმნა ინფილტრაციული გაყინვისა და რეკრისტალიზაციური დალექვის გზით თანაბრად ხდება. ყინულის ტემპერატურა  $0^{\circ}$ -ია. ფირნის სისქე ყინულიანი ფენით 20-40 მეტრია. ზონა გავრცელებულია ისეთ მყინვარულ რაიონებში, სადაც ზღვიური კლიმატია დამახასიათებელი.

5. ფირნულ-ყინულოვანი (ინფილტრაციული) ზონა. ამ ზონაში მყინვარები თავისი არსებობის ზღვარზე დგანან. მთელი წლის განმავლობაში დაგროვილი თოვლის ნახევარი დნება. ყინულწარმოქმნა ინფილტრაციულია. ფირნის სისქე 5-10 მეტრია. ზონა დამახასიათებელია მთის მყინვარებისათვის კონტინენტური კლიმატის პირობებში.

6. ყინულოვანი კვების (ინფილტრაციულ-კონჟელაციური) ზონა. ამ ზონაში დნობა აჭარბებს, აკუმულაციის ყინულწარმოქმნა მთლიანად ინფილტრაციული გზით მიმდინარეობს. ეს ზონა ფირნის ხაზსა და მყინვარის საზრდოობის საზღ-

ვარს შორის მდებარეობს. ფირნი ამ ზონაში არ არის. ზონა დამახასიათებელია მთის მყინვარებისათვის კონტინენტური კლიმატის პირობებში.

7. აბლაციის ზონა. აბლაციის ზონა მყინვარის ის ნაწილია, სადაც ყინულის დნობის შედეგად მყინვარის მასა მცირდება. აბლაციის ზონის შევსება ხდება მყინვარის აკუმულაციის ზონიდან ყინულის ახალი მასის გადაადგილებით.

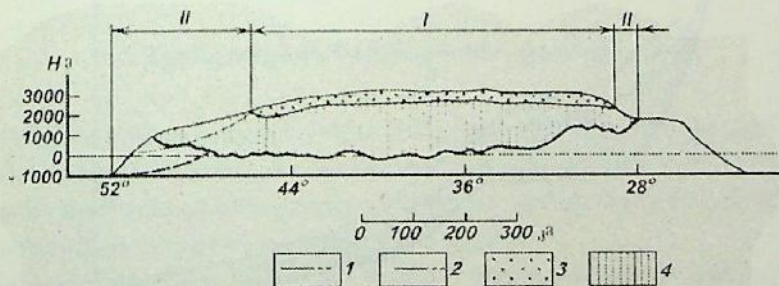
ზემოთ ჩამოთვლილი ზონები ქმნიან მყინვარის საზრდოობის (აკუმულაციის) არეს. მათი ზედაპირი წარმოდგენილია ან თოვლით, ან ფირნით ან ყინულით.

რადგანაც თოვლის დაგროვება და ყინულის დნობა ხდება წლიური პერიოდულობით, ხოლო დაგროვების, ყინულის დნობის და ნადნობი წყლის გაყინვის პირობები წლიდან წლამდე იცვლება, ამიტომ მყინვარს საზრდოობის არეში აქვს ფენობრივი ვერტიკალური აგებულება.

კლიმატურ და ოროგრაფიულ პირობებზეა დამოკიდებული ყინულწარმოქმნის ზონების „შერჩევა“ კონკრეტული მყინვარისათვის. ასე მაგალითად, თოვლის ზონა მთის მყინვარებისათვის არ არსებობს (ზოგიერთი პამირის, ელბრუსის და კავკასიონის მწვერვალებისათვის). კავკასიონის მყინვარებზე არ არის, აგრეთვე, ცივი ფირნული ზონა.

მყინვარის საზრდოობის არეში თოვლისა და ყინულის მუდმივ დაგროვებას მოჰყვება სიმძიმის ძალის გავლენით და პლასტიკურობის გამო ჭარბი ყინულის გადაადგილება აბლაციის არეში, სადაც თანდათან ხდება ყინულის დნობა. მთის მყინვარების აბლაციის არეს მყინვარის ენას უწოდებენ.

ზეწრული და მთის მყინვარების ტიპური აგებულება მოცემულია ნახაზებზე 4.2 და 4.3.

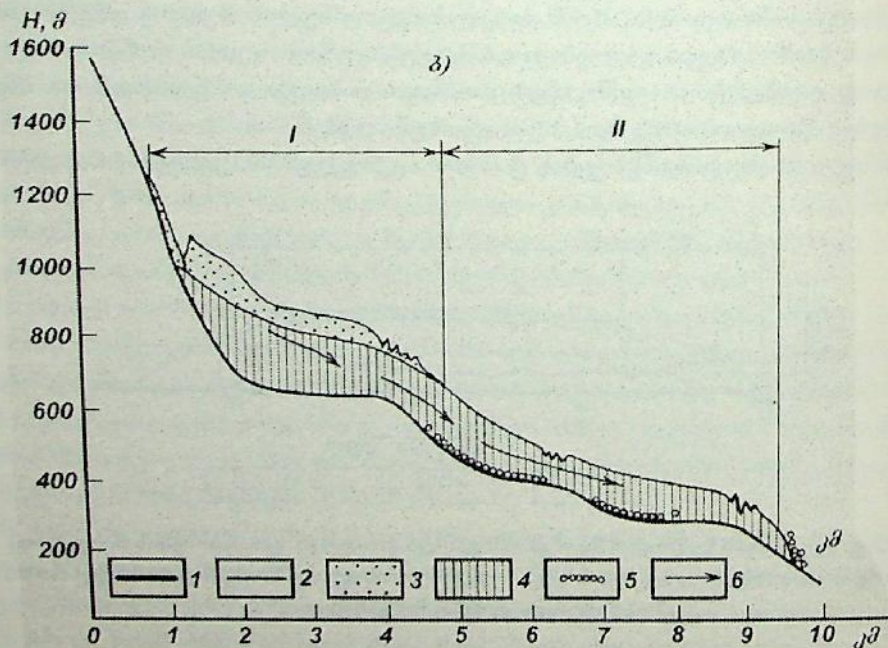
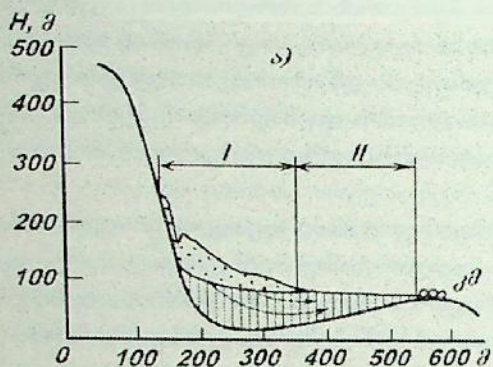


ნახ. 4.2. გრელანდიის ზეწრული მყინვარის განივი ჭრილი (ბ. ფრისტრუპის მიხედვით)  
 I – საზრდოობის არე; II – აბლაციის არე; 1 – მყინვარის ფუძე; 2 – მყინვარის ზედაპირი;  
 3 – თოვლი და ფირნი; 4 – ყინული

მყინვარის საზრდოობის (აკუმულაციის) ფართობის ( $F_{აა}$ ) შეფარდებას აბლაციის ( $F_{აბ}$ ) ფართობთან მყინვარის კოეფიციენტი ეწოდება:

$$K_{\eta} = F_{აა} / F_{აბ} \quad (4.1)$$

მყინვარული კოეფიციენტის მნიშვნელობა ყველა მყინვარს სხვადასხვა აქვს. თანამედროვე პირობებში ალპების, კავკასიონისა და სკანდინავიის ხეობის მყინვარების მყინვარული კოეფიციენტი ( $K_9$ ) იცვლება 1-დან 2-მდე. კარულ მყინვარებს  $K_9$  კოეფიციენტი უფრო ნაკლები აქვთ (0.5-1).

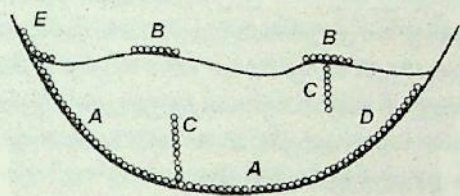


ნახ. 4.3. კარული (ა) და ხეობის (ბ) მყინვარების გრძივი ჭრილები. I – საზრდლობის არე; II – აბლაციის არე.

1 – მყინვარის განთავსების ზოლი; 2 – მყინვარის ზედაპირი; 3 – თოვლი და ფირნი; 4 – ყინული; 5 – მორენა; 6 – მყინვარის მოძრაობის ხაზი

მყინვარები ხასიათდება საკმაოდ რთული ჰიდროგრაფიული ქსელით, რომლებიც წარმოადგენს მთლიანად ან ნაწილობრივ წყლით შევსებული ღრუების, ნაპრალების, ჭების, წყლის ლინზების, ნაკადულების ურთიერთდაკავშირებულ სისტემებს. გარდა ამისა, მყინვარის კალაპოტის მნიშვნელოვნად გაფართოების ან შევიწროების, აგრეთვე, მოხრის ადგილებში წარმოიქმნება გასწვრივი და განივი ნაპრალები, ყინულვარდნილები.

მყინვარის ზედაპირზე ან მასთან ახლოს გვხვდება ქანების ნატეხი მასალის გროვები, რომლებიც, ძირითადად, გამოფიტვის პროდუქტს წარმოადგენენ. მათ მორენები ეწოდებათ. ზოგიერთი მორენა გადაადგილდება მყინვარის მიერ. მათ ნატაცებული მორენა ეწოდება. ხოლო მყინვარის მიერ ადრე მოტანილ, შემდეგ კი დალექილ ნატეხი მასალის გროვას – დანალექი მორენა. პირველს მიეკუთვნება გვერდითი, შუა, ყინულშიგა, ფსკერისპირა და სხვა მორენები, მცირეს კი ნაპირის და ბოლო მორენები (ნახ. 4.3; ნახ. 4.4).



ნახ. 4.4. მყინვარის აგებულების განივი სქემა.

მორენები: A – ფსკერისპირა; B – შუა; C – ყინულშიგა; D – განივი; E – გვერდითი

#### 4.4. მყინვარების საზრდოობა და აბლაცია

მყინვარებზე ახალი თოვლის მასის მოსვლისა და მის ყინულად გარდაქმნას, მყინვარის საზრდოობა ეწოდება. მყინვარების საზრდოობის ძირითადი წყაროებია: თხევადი და მყარი ატმოსფერული ნალექები, ქარის მიერ მოტანილი თოვლი (ნაქარი თოვლი) და თოვლისა და ყინულის ზვავები.

მყარი ატმოსფერული ნალექები მთავარ როლს თამაშობს მყინვარის წარმოქმნაში. იგი იყოფა: მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექი, რომელიც ჰაერში კონდენსაციის და სუბლიმაციის გზით წარმოიქმნება და დედამიწაზე თოვლის, სეტყვის, თოვლის ხორხოშელის და ყინულოვანი მტვერის სახით ეფინება; ზრდადი მყარი ნალექი, რომელსაც მიეკუთვნება თრთვილი, ჭირხლი და ლიპყინული.

თოვლის წარმოქმნისათვის საჭიროა, რომ ჰაერის ტემპერატურა იმ სივრცეში, სადაც ღრუბელია, უარყოფითი იყოს. ასეთ პირობებში ღრუბლები, ძირითადად, ნემსისებრი ყინულის კრისტალებისგან შედგება, რომლებიც ერთდებიან და წარმოქმნიან თოვლის ფიფქებს. ყველა თოვლის ფიფქს ექვსნახნაგა ფორმა აქვს.

ისინი სიმძიმის ძალის გამო ეშვებიან დედამიწის ზედაპირისაკენ. გზაში ერთმანეთს ეკვრიან და წარმოქმნიან თოვლის ფანტელებს. გადაცივებული წყლის წვეთები ხშირად გადაიქცევა წვრილ სფეროსებრ წარმონაქმნებად (სფეროკრისტალებად), რომლებიც დედამიწაზე ცვივა  $1+15$  მმ დიამეტრის თოვლის ხორხოშელის სახით. ბევრად რთულია სეტყვის ჩამოყალიბების პროცესი. მას აქვს ფენობრივი აგებულება, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ცენტრალური სფეროკრისტალის წარმოქმნის შემდეგ ის რამდენჯერმე დაეშვა ღრუბლებში და ისევ ზემოთ გადაადგილება ჰაერის ვერტიკალური აღმავალი დინებებით. შედეგად სეტყვის მარცვალი თანდათანობით იზრდება და იწყებს ცვენას. სეტყვა უმეტესად თბილ პერიოდში წვიმასთან ერთად მოდის.

თრთვილი კრისტალური ყინულის არათანაბარი თხელი ფენაა, რომელიც წარმოიქმნება ჰაერიდან წყლის ორთქლის სუბლიმაციის გზით ნიადაგზე, ბალახზე, თოვლის საფარზე და სხვა. ძირითადად ისეთ საგნებზე, რომელთა ტემპერატურა უფრო დაბალია ვიდრე ჰაერის. ცივ პერიოდში წყნარ ყინვიან, ნისლიან ამინდში ჰაერის ტემპერატურის კლებისას წყლის ორთქლის სუბლიმაციის შედეგად ხეების ტოტებზე, გადამცემ ხაზებზე და სხვა საგნებზე წარმოიქმნება ფხვიერი თოვლისმაგვარი ყინულის პატარა კრისტალები, რომელსაც ჭირხლი ეწოდება. ზოგჯერ ჭირხლის მასა ისე დიდდება, რომ მისი სიმძიმით ტყდება ხის ტოტები, წყდება ტელეფონისა და ელექტრო ხაზები.

ლიპყინული არის მკვრივი ყინულის ფენა, რომელიც წარმოიქმნება როგორც დედამიწის ზედაპირზე, ისე სხვა საგნებზე წვიმის ან ნისლის გაცივებული წვეთების მოყინვის შედეგად. ლიპყინული უმეტესად სუსტი ყინვების ( $0^{\circ}$ -დან  $-3^{\circ}$ -მდე), ზოგჯერ კი საკმაოდ დაბალი ტემპერატურის დროს ჩნდება. მისი ყინულის ქერქის სისქე ხშირად რამდენიმე სანტიმეტრს აღწევს.

დედამიწის ზედაპირზე ქარის მიერ გადატანილ თოვლს ნაქარი თოვლი ჰქვია. ქარის მიერ თოვლის გადატანას ქარბუქი ჰქვია. ფირნში მყინვარის ზედაპირზე ნაქარი თოვლი უშუალოდ ქარბუქის გზით ხვდება ან იგი ფირნის აუზის ფერდობზე გროვდება და შემდეგ თოვლის ზვავების მეშვეობით მყინვარზე გადაიტანება. ნაქარი თოვლი მყინვარის ზედაპირზე არა მარტო ფირნის აუზიდან, არამედ ფირნის გარეთა ტერიტორიიდანაც ხვდება.

მყინვარის წარმოქმნასა და საზრდოობაში დიდი როლი თოვლისა და ყინულის ზვავებს ეკუთვნის. მყინვარების საზრდოობაში ისეთი ზვავები მონაწილეობს, რომლებიც მყინვარის ფირნის აუზში წარმოიქმნება. თოვლის ზვავების წარმოქმნას იწვევს:

1. ფერდობებზე მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა;
2. ნაქარი თოვლის დაგროვების ინტენსივობა ფერდობების გარკვეულ მონაკვეთებში;

3. თოვლის დნობის შედეგად თოვლის ფენასა და ქვეფენილ ზედაპირს შორის წყლის ფენის გაჩენა.

პირველი და მეორე მიზეზით თოვლის ზვავები უმეტესად ზამთრის პერიოდში წარმოიქმნება და მათ მშრალ ზვავებს უწოდებენ. მესამე მიზეზით თოვლის ზვავები გაზაფხულზე წარმოიქმნება (სველი ზვავები). ფირნის აუზში ფერდობებიდან ზვავებით ჩამოტანილი თოვლი გროვდება ფერდობების ძირში, შემდეგ ქარის მეშვეობით ფირნში მყინვარის ზედაპირზე გადანაწილდება.

მყინვარების საზრდოობაში თოვლის ზვავების მნიშვნელობას განსაზღვრავს მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა, ფირნის აუზში ფერდობების მორფოლოგია და მორფომეტრია, ჰაერის მასების ცირკულაცია. კავკასიონზე მყინვარების კვების ზონაში ზვავებით ჩამოტანილი თოვლის მოცულობა 200 მ<sup>3</sup>-დან 20000 მ<sup>3</sup>-მდე მერყეობს, ზოგჯერ, ცალკეულ შემთხვევაში, 2-3 მლნ მ<sup>3</sup> თოვლი გროვდება.

მყინვარების საზრდოობაში გარკვეული როლი ყინულის ზვავებს ეკუთვნით. მყინვარის ენის მექანიკური ნგრევით გამოწვეული ყინულის ზვავების მეშვეობით წარმოიქმნება რეგენირებული (აღდგენილი) მყინვარები. ფირნის აუზში ისინი მონაწილეობენ მყინვარის საზრდოობაში.

ვ.მ. კოტლიაკოვის მონაცემებით ხეობის ტიპის მყინვართა საზრდოობაში ძირითადი წილი, 80%, ატმოსფერულ ნალექებს უკავიათ, ნაქარ თოვლს 15%, ხოლო ზვავებს 5%. პატარა მყინვარებისათვის ნალექების წილი 20-30%-მდე მცირდება, ხოლო ნაქარი თოვლისა და ზვავების წილი იზრდება, შესაბამისად, 50-60% და 20%.

დნობით, აორთქლებით, თოვლის გადაქარვით, ყინულზვავებისა და აისბერგების მოწყვეტით მყინვარის მასის შემცირებას აბლაცია ეწოდება. აბლაციის სხვადასხვა სახეებს არჩევენ: მყინვარქვეშა, მყინვარშიდა, ზედაპირული და მექანიკური.

მყინვარქვეშა აბლაციას ადგილი აქვს მყინვარისა და ფსკერის საზღვარზე გეოთერმული სითბოს ნაკადით, რომელიც მყინვარის ფსკერზე ყინულის ხახუნით და ნაპრალებიდან მყინვარის ქვეშ ჩაჟონილი წყლით წარმოიქმნება.

მყინვარშიდა აბლაცია ხდება მყინვარის შიგნით. იგი გამოწვეულია მყინვარის ცალკეული ფენების ხახუნით, მყინვარის სიცარიელეებში ჰაერისა და წყლის ცირკულაციით.

მყინვარქვეშა და მყინვარშიდა აბლაციის ორივე ტიპზე მოდის მყინვარის საერთო აბლაციის მხოლოდ 5%.

მყინვარული აბლაციის ძირითადი სახეა ზედაპირული აბლაცია. იგი მყინვარის ზედაპირიდან თოვლისა და ყინულის გასავალს წარმოადგენს. ზედაპირული აბლაციის პროცესზე უდიდეს გავლენას ახდენს მზის რადიაცია, აორთქლება და კონდენსაცია, ჰაერის ტემპერატურა და ტენიანობა, ატმოსფერული ნალექები. მყარი ატმოსფერული ნალექები – თოვლი, მყინვარის ზედაპირზე ზრდის ალბედოს და, შესაბამისად, ამცირებს დნობის პროცესს, თხიერი ატმოსფერული ნალექები – წვიმები კი, პირიქით აჩქარებს დნობის პროცესს.

ჩვეულებრივ აბლაციას გამოსახვენ მასის ან მოცულობის ერთეულებში (მლნ ტონა წელიწადში ან მლნ მ<sup>3</sup> წყალი წელიწადში), ზოგჯერ იხმარება კუთრი აბლაციის (ტ/მ<sup>3</sup> წელიწადში) ან აბლაციის ფენის სიმაღლის (მმ/წელიწადში) სიდიდე.

კლიმატური მიზეზების გარდა, მყინვარის მასის შემცირება ხდება მყინვარის ზედაპირიდან ყინულის ჩამონგრევით, აისბერგების მოწყვეტით და თოვლის გადაქარვით. ამ პროცესს მყინვარის მექანიკური აბლაცია ეწოდება.

მყინვარის საზრდოობისათვის არ არის საკმარისი ატმოსფერული ნალექების მოსვლა, საჭიროა რომ მყარი ნალექი დარჩეს მყინვარზე. მასზე თოვლის დამაგრებას ხელს უშლის ქარი. იალბუზის ფირნის ველიდან ქარს ყოველწლიურად მოსული თოვლის საერთო რაოდენობის 50% გააქვს. განსაკუთრებით დიდია ქარის როლი შპიცბერგენის, გრენლანდიისა და ანტარქტიდის პოლარული მხარის მყინვარებიდან თოვლის გადაქარვაში. მყინვარის მასის შემცირებაში დიდი როლი ყინულის ზეგავებს ეკუთვნის. მისი წარმოქმნის მიზეზი სხვადასხვაგვარია: მყინვარების წინ წამოწევა, ყინულჩანჩქერები, მიწისძვრები, მყინვარების პულსაცია და სხვა.

მყინვარები, რომელთა ენები ჩამოდის ფიორდებში, ზღვებში და წყალსატევებში, ენის ბოლოს ყინულები მოტყედება და ზღვაში ცურავს აისბერგების სახით. აისბერგები, ყველაზე ხშირად, ფორმირდება ანტარქტიდაზე, გრენლანდიაში, შპიცბერგენზე, ალასკაზე, კანადის არქიპელაგზე და სხვაგან. აღსანიშნავია, რომ აისბერგის მოცულობის 70-90% წყალქვეშაა, წყლის ზედაპირზე კი მისი მხოლოდ 10-20% მოჩანს. გრენლანდიის მყინვარული ფარი ყოველწლიურად აისბერგების სახით კარგავს 240 კმ<sup>3</sup> ყინულს ან დაახლოებით 215 კმ<sup>3</sup> წყალს, რაც მთელ გრენლანდიის მყინვარული მასის გასავლის 40%-ია. ანტარქტიდის აღმოსავლეთ სანაპიროზე ყოველწლიურად 356 კმ<sup>3</sup> მოცულობის აისბერგები წყდება. აისბერგებს ფორმების მიხედვით არჩევენ მაგადისებურს, გუმბათისებურს, პირამიდისებურს და ფრთისებურს.

ყველაზე დიდი ზომის აისბერგი დაფიქსირებული აქვს ყინულმჭრელ „გლემერს“ კუნძულ სკოტიდან დაახლოებით 250 კმ-ზე. აისბერგის სიგრძე იყო 375 კმ, სიგანე კი 100 კმ. არსებობს აისბერგების ტრანსპორტირების პროექტები ანტარქტიდიდან ავსტრალიის, აფრიკის, აზიის ქვეყნებში მტკნარი წყლის მომარაგების მიზნით.

#### 4.5. მყინვარების ყინულისა და წყლის ბალანსი

მყინვარებში მუდმივად მიმდინარეობს ყინულის გადასვლა წყალში და, პირიქით, წყლის გადასვლა ყინულში, ხოლო ყინულისა და წყლის სიმკვრივეები სხვადასხვაა, ამიტომ ნივთიერების ბალანსი მყინვარებში ხელსაყრელია გამოვსახოთ მასის ერთეულებში. წყლის ბალანსის საერთო განტოლების თანახმად, მთის მყინვარების მასის ბალანსის განტოლება შეიძლება გამოვსახოთ შემდეგ-

ნაირად. განტოლების შემოსავალი წევრებია: ნალექები  $X$ , რომელიც წარმოადგენს მყარი და თხევადი ნალექების ჯამს  $X = X_{\text{მყ}} + X_{\text{თხ}}$ , ქარის მიერ მოტანილი თოვლი  $Y_{\text{თ}}$ , ზვავის მიერ მოტანილი  $Y_{\text{ზ}}$ , წყლის ორთქლის კონცენტრაცია მყარ ფაზაში  $Z_{\text{მ}}$ . განტოლების გასავალი წევრებია: მყინვარის ნადნობი წყალი  $Y_{\text{ნ}}$  და ორთქლება თოვლიდან და ყინულიდან  $Z_{\text{თ}}$ .

აქედან გამომდინარე, მყინვარის მასის ბალანსის განტოლებას ექნება შემდეგი სახე:

$$X + Y_{\text{მყ}} + Y_{\text{ზ}} + Z_{\text{მ}} = Y_{\text{ნ}} + Z_{\text{თ}} \pm \Delta U \quad (4.2)$$

სადაც  $\pm \Delta U$  მყინვარის მასის ცვალებადობაა დროის  $\Delta t$  შუალედში.

მყინვარი შედგება მყარი (თოვლი, ფირნი, ყინული) და თხევადი (წყალი) ფაზებისაგან. ამიტომ მყინვარის მასის ბალანსის (4.2) განტოლება შეიძლება გაიყოს ორ ნაწილად. მყინვარის წყლის ბალანსის (თხევადი ფაზა) განტოლება იქნება:

$$X_{\text{თხ}} + Y_{\text{თხ}} = Y_{\text{ნ}} + Y_{\text{ფ}} \pm \Delta U_{\text{თხ}} \quad (4.3)$$

სადაც  $Y_{\text{თხ}}$  არის თოვლის, ფირნის და ყინულის დნობა მყინვარის ზედაპირზე და ტანში,  $Y_{\text{ნ}}$  – ნადნობი და წვიმის წყლების ხელმეორედ გაყინვა,  $Y_{\text{ფ}}$  – წყლის ჩამონადენი მყინვარიდან (მდინარის წყლის ჩამონადენი, რომელიც სათავეს მყინვარიდან იღებს),  $\pm \Delta U_{\text{თხ}}$  – თხევადი წყლის მარაგი მყინვარში.

მყინვარის ყინულის ბალანსისათვის (მყარი ფაზა) მივიღებთ:

$$X_{\text{მყ}} + Y_{\text{მყ}} + Y_{\text{ფ}} + Y_{\text{ფ}} + Z_{\text{მ}} = Y_{\text{ნ}} + Z_{\text{თ}} \pm \Delta U_{\text{მყ}} \quad (4.4)$$

სადაც  $\pm \Delta U_{\text{მყ}}$  მყინვარში ყინულის მასის (მოცულობის) ცვალებადობაა.

თუ (4.3) და (4.4) განტოლებებს შევკრებთ, მივიღებთ (4.2) განტოლებას. ამასთან, უნდა გავითვალისწინოთ, რომ  $X = X_{\text{თხ}} + X_{\text{მყ}}$ ,  $\pm \Delta U = \pm U_{\text{თხ}} \pm U_{\text{მყ}}$ .

მყინვარის მასის ბალანსის გამოთვლა შესაძლებელია როგორც მთლიანად მყინვარისათვის, ისე მისი ცალკეული ნაწილებისათვის. პირველ შემთხვევაში, მასის მთლიან ბალანსს უწოდებენ, მეორე შემთხვევაში – მასის ხვედრით ბალანსს.

მყინვარის მასის ბალანსის საველე გამოთვლის ორი ხერხი არსებობს: სტრატეგრაფიული და ფიქსირებული თარიღების სისტემა. სტრატეგრაფიული სისტემა გულისხმობს მონაცემების მიღებას შურფებში გაზომვის გზით ან ქაბურღილებში ნახევრად სტაციონალური კვლევისას. ამ დროს სამარკერო ჰორიზონტად ზაფხულის ზედაპირი გამოიყენება. ფიქსირებული თარიღების სისტემა მიიღება გარკვეულ პერიოდში მყინვარზე სტაციონალური მუშაობისას რეგულარული დაკვირვების გზით.

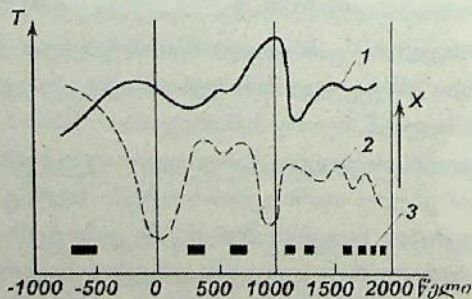
## 4.6. მყინვარების რეჟიმი და მოძრაობა

მყინვარის რეჟიმში იგულისხმება მისი მოცულობისა (მასის) და ფორმის ცვალებადობის ხასიათი, რომელიც გამოიხატება მყინვარის წინ წამოწევისა და უკან დახევაში.

თუ მყინვარში აკუმულაცია აბლაციის ტოლია ( $\Delta U_y = 0$ ), მაშინ მყინვარი სტაბილურია (მყინვარის ენის ზომები და მდგომარეობა არ იცვლება). თუ აკუმულაცია აღემატება აბლაციას ( $\Delta U_y > 0$ ) მყინვარი იზრდება და წინ წამოიწევის. თუ აკუმულაცია ნაკლებია აბლაციაზე ( $\Delta U_y < 0$ ), მყინვარის ზომები მცირდება და უკან იხევს. მაშასადამე, მყინვარის მასის ბალანსის დადებითი პერიოდისათვის ის წინ მოიწევის, ხოლო უარყოფითი პერიოდისათვის უკან იხევს. მყინვარის ზომების (ფართობი, სიგრძე, სისქე) გაზრდას წინ წამოწევას უწოდებენ; შემცირებას, უკან დახევას, უცვლელობას კი სტაციონალურ მდგომარეობას.

მყინვარების წინ წამოწევისა და უკან დახევის რეჟიმს მყინვარების რყევა ეწოდება. მყინვარების რყევის შემდეგ სახეებს გამოყოფენ:

1. სეზონური, რომელიც აკუმულაციისა და აბლაციის სეზონური ცვლილებებით არის გამოწვეული. ზაფხულში მყინვარის ენის ინტენსიური აბლაციის გამო მყინვარის ენა უკან იხევს, ზამთარში კი წინ მოიწევის;
2. ციკლური – შედარებით მოკლევადიანი, დამოკიდებულია კლიმატის ციკლურ რყევაზე;
3. შემთხვევითი – დანარჩენი ყველა, რომელიც არ მიეკუთვნება სეზონურს, ციკლურს და საუკუნებრივს. მყინვარების შემთხვევითი რყევა შეიძლება ტექტონიკურმა, ვულკანურმა, სეისმურმა და სხვა მოვლენებმა გამოიწვიოს;
4. საუკუნებრივი და მრავალსაუკუნებრივი – ძალიან ხანგრძლივია, განსაზღვრულია კლიმატის დიდი რყევებით და რელიეფის გარდაქმნით.



ნახ. 4.5. ევროპაში ზოგიერთი ბუნებრივი პირობების ცვალებადობის სქემა ბოლო 25000 წლის განმავლობაში (ვ.ი. თურმანიის მიხედვით):

1 – ჰაერის ტემპერატურა; 2 – ტენიანობა; 3 – მყინვარების წინ წამოწევის პერიოდები

მცინვარების ციკლური რყევა პერიოდულია, ვინაიდან დროის გარკვეულ შუალედში ისინი რიტმულად მეორდება. გამოკვლევებმა აჩვენა, რომ რყევის რიტმულობა შეიმჩნევა ყოველ 11, 22, 35, 45 და 90-წლიან ციკლებში. არის უფრო გრძელპერიოდიანი ციკლებიც, მაგალითად 1850-წლიანი (სტადიალური ციკლი). 1850-წლიანი ციკლები პოლოცენში რამდენჯერმე მოხდა და რელიეფში სტადიალური მორენებით დაფიქსირდა. ბოლო სტადიალური გამყინვარება XVI-XIX საუკუნეებში მოხდა. ამის შემდეგ XIX-XX საუკუნეებში, მცინვარები უკან იხვევნ, რომლის ფონზეც შეიმჩნევა მცინვარების რყევის 20-25-წლიანი ციკლები. ისინი რელიეფში მიკროსტადიალური მორენებით არის ფიქსირებული.

თანამედროვე გეოლოგიურ ეპოქაში მცინვარების რყევის სურათს იძლევა ევროპის ბუნებრივი პირობების ცვალებადობის სქემა (ნახ. 4.5). ამ სქემის მიხედვით, მცინვარების მნიშვნელოვანი წინ წამოწევა, გამოწვეული საგრძნობი აცივებითა და ტენიანობის გაზრდით, შეინიშნება IX-VIII საუკუნეებში ჩვენს წელთაღრიცხვამდე. მცინვარების წინ წამოწევას ადგილი ჰქონდა აგრეთვე 100-დან 750 წლამდე ჩვენი წელთაღრიცხვით. IX-XII საუკუნეებში კლიმატის დათბობამ ევროპაში გამოიწვია მცინვარების სრული დეგრადაცია. XII საუკუნის ბოლოს და XIII საუკუნის დასაწყისში მცინვარებმა კავკასიონზე და ალპებში კვლავ დაიწყეს წინ წამოწევა. XIX საუკუნეში კვლავ შეიმჩნევა მცინვარების წინ წამოწევა, რომელიც XX საუკუნის დასაწყისამდე გაგრძელდა და პიკს 1907-1913 წლებში მიაღწია. შემდგომ პერიოდში თითქმის მთელს ევროპაში დაიწყო მცინვარების უკან დახევა, რომელიც დღემდე გრძელდება.

მცინვარის მოძრაობა მისი არსებობის და ცხოვრების უმთავრესი პროცესია. ის მცინვარის ყინულის სტრუქტურის ცვლილების ძირითადი წყაროა, მოქმედებს მცინვარის სითბურ მდგომარეობაზე, განტვირთავს აკუმულაციის არეს ყინულისაგან და მცინვარქვეშა რელიეფის ეგზარაციას (ეროზიას) აწარმოებს.

მცინვარში ყინულის გადაადგილება ხდება ფსკერზე ბლანტი პლასტიკური დინებით, ან შიდა ფენებში სიმძიმის ძალის მოქმედებით. თანამედროვე წარმოდგენით მცინვარის მოძრაობა ხდება ორი ძირითადი მექანიზმის კომბინაციით:

1. დეფორმაციით, რომელიც დამოკიდებულია ტემპერატურაზე და სხეულზე ყინულის დანოლის შედეგად შეკუმშვაზე და გაფართოებაზე;

2. ფსკერზე დაცურებით.

მცინვარების მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია მცინვარის მასაზე და მორფოლოგიურ ტიპზე. მცირე სისქის კარული ტიპის მცინვარები წელიწადში 2-3 მეტრით გადაადგილდებიან, ხოლო მთის დატოტვილი მცინვარები 700-1500 მეტრით წელიწადში. გრენლანდიაში მცინვარული ფარები გადაადგილდებიან 10-130 მეტრით წელიწადში, ხოლო გამომტანი მცინვარების მოძრაობის სიჩქარე ზოგჯერ 10 კმ-ის ტოლია წელიწადში. მცინვარების ნელ მოძრაობას ფარულ დინებას უწოდებენ, ხოლო ჩქარ მოძრაობებს ნაკადურ დინებას.

#### 4.7. მყინვარების როლი მდინარის ჩამონადენში

მყინვარების როლი მდინარეთა საზრდოობაში შედარებით უმნიშვნელოა – მდინარეთა წლიური ჩამონადენის 1%-ზე ნაკლებია (412 კმ<sup>3</sup>). ამასთან, მდინარის ჩამონადენში მყინვარის ნადნობი წყლის წვლილი და ჩამონადენზე მყინვარის მარეგულირებელი გავლენა იმდენად მეტია, რამდენადაც დიდია წყალშემკრებ აუზში მყინვარის მიერ დაკავებული ტერიტორიის შეფარდებითი ფართობი (მყინვარების მიერ დაკავებული ტერიტორიის ფართობის შეფარდება წყალშემკრები აუზის ფართობთან).

მრავალწლიანი პერიოდის გვალვიან წლებში მყინვარის ნადნობი წყალი აკომპენსირებს მდინარეში წყლის უკმარისობას, რითაც არეგულირებს ამ მდინარის ჩამონადენს. გვალვიან წლებში მყინვარის მიერ წყალგაცემა გაძლიერებულია ნორმასთან შედარებით მომატებული ჰაერის ტემპერატურით. უმთავრესად აღნიშნული მიზეზი განაპირობებს ჩამონადენის სეზონურ რეგულირებას წლის თბილ და გვალვიან პერიოდში. გარდა ამისა, თვით მყინვარი მასში არსებული წყლით სავსე ღრუებით, ასევე თოვლფირნის წყობით, რომელიც შეიცავს გრავიტაციულ წყალს, არეგულირებს მდინარის ჩამონადენს. მყინვარებით ჩამონადენის რეგულირებას მეტად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მაგალითად, შუა აზიაში არსებული მყინვარები მდინარეთა ჩამონადენს განსაკუთრებით ზრდიან ივლისის მეორე და აგვისტოს პირველ ნახევარში, როცა მდინარეთა საზრდოობაში სეზონური თოვლის ნადნობი წყლები აღარ მონაწილეობს, წვიმა კი იშვიათია. სწორედ ამ პერიოდში აღნიშნული მდინარეებიდან იღებენ დიდი როდენობის წყალს მოსარწყავად. ეს წყლები გამოიყენება, აგრეთვე, მთიან და მთისწინა რეგიონებში განლაგებული დასახლებული პუნქტების წყალმომარაგებისათვის. მყინვარული მდინარეების ჩამონადენი ფართოდ გამოიყენება, აგრეთვე, ჰიდროენერგეტიკაში.

მეტად თავისებურია მყინვარული მდინარეების ჩამონადენის ცვალებადობა დღე-ღამის განმავლობაში. მთიან რეგიონებში ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურა უმეტესად 13-15 საათზე აღინიშნება, მინიმალური კი გამთენიისას (4-5 საათზე). ძირითადად, ამავე პერიოდს ემთხვევა მყინვარის ნადნობი წყლების უდიდესი და უმცირესი მნიშვნელობები. მაღალმთიან რეგიონებში აღნიშნული ჰაერისა და მყინვარული ჩამონადენის ექსტრემალური სიდიდეები უფრო გვიან აღინიშნება.

მყინვარის ნადნობი წყლის ტემპერატურა მყინვარის მახლობლად ახლოსაა 0°-თან. ზაფხულში, დღისით იგი ჩვეულებრივ არ აღემატება 0.4°-ს. აღსანიშნავია, რომ მყინვარის ნადნობი წყლის მინერალიზაცია საკმაოდ მცირეა და არ აღემატება 30-100 მგ/ლ-ს.

მყინვარები იშვიათად, მაგრამ მაინც აყალიბებენ კატასტროფულ წყალმომარდნებს და დატბორვებს. აღნიშნულის გამომწვევი ძირითადი მიზეზებია: 1.

მყინვართან არსებული ტბების გარღვევა; 2. მყინვარებზე არსებული გარღვევა; 3. მყინვარშიგა ღრუების გარღვევა და 4. კატასტროფული დნობა, რომელსაც იწვევს ვულკანის ამოფრქვევა.

მყინვართან არსებული ტბები წარმოიქმნება ბოლო მორენის სერებს შორის ან მყინვარის მიერ მთის მდინარის შეგუბებით. მყინვარის აქტიური დნობის პერიოდში ასეთი ტბების შევსებამ შეიძლება გამოიწვიოს ტბის გარღვევა და, შესაბამისად, წყალმოვარდნის ან ღვარცოფის ჩამოყალიბება. ასეთ გარემოებას ადგილი ჰქონდა მდ. პატარა ალმაატინკის აუზში 1976 წლის ზაფხულში, როცა გაირღვა მორენული ტბა და მდინარის აუზში ჩამოყალიბდა კატასტროფული ღვარცოფი. მყინვარზე არსებული ტბები, უმეტესად, წარმოიქმნება მყინვარის მიერ ნადნობი წყლის შეტბორვით. გარკვეულ პირობებში ყინულხერგილის ყინულები შეიძლება ატივტივდეს და, შესაბამისად, გამოიწვიოს მძლავრი წყალმოვარდნა.

## თავი 5. მინისქვეშა წყლები

### 5.1. მინისქვეშა წყლების წარმოშობა და განაწილება დედამიწაზე

დედამიწის ქერქში წყლის დიდი რაოდენობაა თავმოყრილი. მათგან აღსანიშნავია ჰიგროსკოპული, აფკისებრი, კაპილარული, კრისტალიზაციური, გრავიტაციული, ორთქლისებრი, ყინულის სახით არსებული და სხვა წყლები. მათგან მხოლოდ გრავიტაციული წყლები მოძრაობს სიმძიმის ძალის გავლენით. დანარჩენი წყლები კი ქანებში და ნიადაგში შეკავებულია მოლეკულური ძალებით. კაპილარული წყლების გარდა მათი მონაწილეობა დედამიწაზე წყლის ბრუნვაში მეტად უმნიშვნელოა. ამიტომ მიზანშეწონილია ბმული (კაპილარულის გარდა), ყინულის სახით არსებული და ზოგიერთი სხვა სახის მინისქვეშა წყლები არ მივაკუთვნოთ ჰიდროსფეროს. ასეთი გაგებით, მინისქვეშა წყლები ეწოდება წყლებს, რომელსაც შეიცავს დედამიწის ქერქი, აქტიურ ურთიერთკავშირშია ატმოსფეროსთან და ზედაპირულ წყლებთან და მონაწილეობს დედამიწაზე წყლის ბრუნვაში. ასეთია გრავიტაციული და კაპილარული წყლები, აგრეთვე, ნიადაგ-გრუნტის ფორებში არსებული წყლის ორთქლი.

მინისქვეშა წყლები წარმოიქმნება როგორც გარეგანი (ეგზოგენური), ისე შინაგანი (ენდოგენური) პროცესების შედეგად. პირველს მიეკუთვნება ის წყლები, რომლებიც ინფილტრაციის (ინფილტრაციული წყლები), კონდენსაციის (კონდენსაციური წყლები) და სედიმენტაციის (სედიმენტაციური წყლები) შედეგად არის წარმოშობილი.

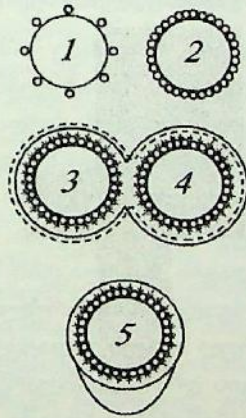
ინფილტრაციული მინისქვეშა წყლები ატმოსფერული ნალექების და ზედაპირული წყლების ინფილტრაციის გზით წარმოიშობა. მათგან ძირითადია ფორების, ბზარების, ნაპრალების მეშვეობით ინფილტრაციული მტკნარი ატმოსფერული ნალექები. კონდენსაციური მინისქვეშა წყლები წარმოიქმნება გრუნტის ფორებში წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად. მათი როლი მინისქვეშა წყლების საზრდოობაში უმეტესად უმნიშვნელოა, განსაკუთრებული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გარდა. მაგალითად, ზოგიერთ უდაბნოში იგი მინისქვეშა წყლების ერთადერთი მასაზრდოებელი წყაროა. სედიმენტაცია ბუნებრივ პირობებში ყველა სახის დანალექის წარმოქმნის პროცესია. სედიმენტაციური მინისქვეშა წყლები წარმოიქმნება იმ წყლის ობიექტებიდან, სადაც წარმოებს მყარი ნატანის დალექვა. შინაგანი პროცესების შედეგად, მინისქვეშა წყლები წარმოიქმნება მინერალების, ქანების და ნიადაგის დეჰიდრატაციის საფუძველ-

ზე, აგრეთვე, მაგმის კრისტალიზაციის და ქანთა მეტამორფიზმის შედეგად. ამ უკანასკნელს იუვენური წყლები ეწოდება.

## 5.2. წყლის სახეები ნიადაგსა და გრუნტის ფორებში

წყალი ნიადაგისა და გრუნტის ფორებში შეიძლება სხვადასხვა სახით იყოს: ჰიგროსკოპულ, აფსკისებრ, გრავიტაციულ, ორთქლისებურ, კოლოიდურ, ყინულოვან და სხვა მდგომარეობაში.

**ჰიგროსკოპული წყალი** არასრული აფსკის სახით მოლეკულური ძალებითაა დაკავებული ნიადაგისა და გრუნტის შემადგენელი ნაწილაკის ზედაპირზე. ეს მოლეკულები ზოგჯერ შეერთებისას წარმოქმნის წყლის თხელ აფსკს ერთი ან ორი მოლეკულის სისქით. ნიადაგის უნარს დაიკავოს თავისი ნაწილაკების ზედაპირზე ჰიგროსკოპული წყლის გარკვეული რაოდენობა – ნიადაგ-გრუნტის ჰიგროსკოპულობას უწოდებენ. თიხიანი ნიადაგები დიდი ჰიგროსკოპულობით ხასიათდება, ხოლო ქვიშა, ხვინჭკა და სხვა პირიქით, მცირე ჰიგროსკოპულობით გამოირჩევა. როდესაც ნიადაგისა და გრუნტის ნაწილაკების ზედაპირი დაფარულია ერთიანი ჰიგროსკოპული წყლის ერთი-ორი ან მეტი მოლეკულის სისქის ფენით, მაშინ მას მაქსიმალურ ჰიგროსკოპულ წყალს უწოდებენ. ჰიგროსკოპული წყალი ქანებიდან გამოიდევენება ქანის გახურებით  $105^{\circ}-110^{\circ}$ -ზე ან გამოშრობით მის მულმივ წონამდე.

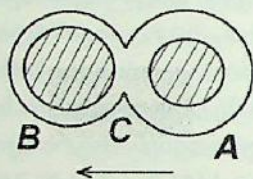


ნახ. 5.1. ნიადაგში წყლის სხვადასხვა სახე (ა. ლებედევის მიხედვით). 1 – წყალი არასრული ჰიგროსკოპულობით; 2 – წყალი მაქსიმალური ჰიგროსკოპულობით; 3,4 – ნაწილაკი აფსკისებრი წყლის ფენით; 5 – ნაწილაკი გრავიტაციული წყლით

**აფსკისებრი წყალი.** თუ ნიადაგის ნაწილაკები შემოკრულია ჰიგროსკოპული წყლის ერთი-ორი და მეტი მოლეკულის სისქის მთლიანი ფენით, იგი აფსკისებრ წყლად გადაიქცევა.

აფსკისებრი წყალი შეიძლება წარმოვიდგინოთ წყლის სფეროდ, რომელიც შედგება წყლის რამდენიმე ფენის მოლეკულისაგან, რომლებიც ერთმანეთს იჭერს. აფსკისებრი წყლის ფენით დაფარულ ნიადაგ-გრუნტის ნაწილაკებს შორის მოთავსებული ჰაერი გრუნტს მშრალ სახეს აძლევს. აფსკისებრი წყალი მოლეკულური მიზიდულობის ძალთა მოქმედებით მოძრაობს. მოლეკულური ძალებით წყალი აფსკის სქელი ფენიდან თხელი ფენისაკენ გადაინაცვლებს.

წარმოვიდგინოთ ნიადაგის ორი თანაბარდიამეტრიანი ნაწილაკი *A* და *B*. დავუშვათ, რომ *A* ნაწილაკი დაფარულია აფსკისებრი წყლის სქელი ფენით. თუ *C* წერტილის წყლის მოლეკულა *B* ნაწილაკის ცენტრთან უფრო ახლოსაა, ვიდრე *A* ნაწილაკის ცენტრთან, მაშინ *A* მოლეკულა მოლეკულური მიზიდულობის ძალებით მოძრაობას დაიწყებს *B* ნაწილაკის მიმართულებით. ეს პროცესი გაგრძელდება მანამ, სანამ ორივე ნაწილაკზე აფსკისებრი წყლის სისქე ერთნაირი არ გახდება (ნახ. 5.2).



ნახ. 5.2. აფსკისებრი წყლის განაწილების სქემა (ა. ლებედევის მიხედვით)

წყალი ქვემოთ გადაადგილდება, როდესაც სიმძიმისა და მოლეკულური მიზიდულობის ძალები თანამოქმედია. ამ შემთხვევაში, სიმძიმის ძალა განაპირობებს (დინების შედეგად) ნიადაგის მარცვლის ქვედა ნაწილში წყლის აფსკის გასქელებას. თუ ნიადაგის ზედა მარცვლის ქვედა ნაწილში წყლის აფსკი უფრო სქელი აღმოჩნდა, ვიდრე ნიადაგის ქვედა მარცვლის ზედა ნაწილში, აფსკისებრი წყლის გადაადგილება უფრო ინტენსიური გახდება.

**კაპილარული წყალი.** ნიადაგის ნაწილაკებს შორის უწვრილეს ფორებში, ანუ კაპილარებში მოთავსებულ წყალს კაპილარული წყალი ეწოდება. კაპილარული კვეთის შევსებისას კაპილარულ წყალს გადაეცემა ჰიდროსტატიკური წნევა. ორ წერტილში სხვადასხვა წნევის დროს კაპილარული წყალი კაპილარული ძალების გავლენით გადაინაცვლებს იწყებს ნიადაგში.

კაპილარული ძალები შეიძლება სხვადასხვა მიმართულებით მოქმედებდეს, მათ შორის, ზევითაც. იმ შემთხვევაში, როდესაც კაპილარული წყლის ზემოთ არის ჰაერი, იგი სიმძიმის ძალის საწინააღმდეგოდ მოქმედებს. ამ დროს კაპილარულ წყალს არ შეუძლია ნიადაგიდან გამოსვლა.

წყალი კაპილარული ძალების მოქმედებით გრუნტის წყლების მთლიანი ფენიდან ზევით ამოიწევს, კაპილარული შეწოვის თვისებათა გავლენით, და კაპილარულ არშიას ქმნის.

ნიადაგ-გრუნტში, რომელსაც წვრილი კაპილარები აქვს (თიხები), კაპილარულ და აფსკისებრ წყლებს შორის სხვაობა იკარგება. მართალია, წყალი ყველა ფორის კვეთებს ავსებს, მაგრამ ფორების კედელთა მიზიდულობის ძალები იმდენად ძლიერია, რომ წყალი მტკიცედ არის დაჭერილი.

**გრავიტაციული წყალი** გრუნტში ავსებს დიდი ზომის ფორებს. ასეთ მდგომარეობაში მყოფი წყალი არ განიცდის მოლეკულური მიზიდულობის ძალთა გავლენას, ემორჩილება სიმძიმის ძალას და ჩამოედინება ზემოდან ქვემოთ ცალკეული ჭავლების სახით, ან იფილტრება წყლით გაჯერებული ნიადაგიდან იმ მიმართულებით, სადაც გრუნტის წყლების დონეები დაბლა არის დაწეული. გრავიტაციულ წყლებს გადაეცემა ჰიდროსტატიკური წნევა, რომლის მოქმედებითაც წყალმა შეიძლება ზევით ამოინიოს.

**იმბიბიციური წყალი** ეწოდება ნიადაგის მიერ შეწოვილ წყალს. შეწოვის შედეგად წყალი ახალ თვისებებს იძენს. იმბიბიციურ წყლებს დიდი მნიშვნელობა აქვს მცენარეებისათვის. მცენარეთა უჯრედები თითქმის მთლიანად არის გაჟღენთილი იმბიბიციური წყლით. მცენარეებს მოქნილობის უნარი მათი წყალობით აქვს.

**კოლოიდური წყალი.** ნიადაგების ფიზიკურ-ქიმიური თვისებებიდან უდიდესი მნიშვნელობა აქვს ნიადაგების კოლოიდურ შემადგენლობას. ნიადაგში ზედა ფენებში, სადაც განვითარებულია ფესვთა სისტემა და მიმდინარეობს ბაქტერიული პროცესები, გრუნტის ნაწილაკები ერთმანეთს ენებება ორგანული წარმოშობის ნივთიერებებით (კოლოიდებით), რომლებიც ავსებს ფორების ნაწილს. ნიადაგის კოლოიდები წყლის შეწოვის დროს ინვევს ნიადაგის მოცულობის გადიდებას და გაჯირჯევებას, რაც ამცირებს წყლის ინტენსიური შეწოვის უნარს.

**ორთქლისებრი წყალი** გრუნტის ნაწილაკებს შორის (ფორებში) მყოფ ჰაერშია. ღამით წყლის ორთქლის წნევა ატმოსფეროში უფრო მეტია ვიდრე გრუნტის ფორებში. ამის შედეგად ადგილი აქვს ორთქლისებრი წყლის გადანაცვლებას ატმოსფეროდან გრუნტის ღრმა ფენებში, სადაც, ტემპერატურის დაწევასთან ერთად, ხდება ორთქლის კონდენსაცია და იგი წვეთობრივ-სითხისებრ წყლად გადაიქცევა. თუ გრუნტის ტემპერატურა მაღალია, მაშინ პირიქით, გრუნტის ფორებში მოთავსებული წყალი ორთქლის მდგომარეობაში გადავა.

**წყალი მყარ მფგომარეობაში (ყინული).** ყინული ნიადაგსა და გრუნტში მზრალი ან ყინულის ლინზების სახით გვხვდება. ნამარხი ყინულები, წარმოადგენს მეოთხეული გამყინვარების რელიქტებს, რომლებიც, დროთა განმავლობაში, დაიფარება ნიადაგით და გრუნტით იმ სისქემდე, სადაც ჰაერის ტემპერატურა ვეღარ აღწევს. მუდმივი ტემპერატურის შედეგად ნამარხი ყინულები ცალკეული ფრაგმენტების სახით დღემდე შემორჩენილი.

### 5.3. ნყლისა და გრუნტის ფიზიკური თვისებები

მინისქვეშა ნყლები, ძირითადად, გავრცელებულია დედამინის ქერქის ზედა ფენაში, რომელიც მოიცავს გამოფიტვის ქერქს და ნიადაგს. გეოლოგიაში ამ ფენას ქანებს უწოდებენ, ჰიდროლოგიაში კი ნიადაგ-გრუნტს. სიმარტივისათვის შემდგომში მას გრუნტს ვუნოდებთ. მინისქვეშა ნყლების რეჟიმი დამოკიდებულია გრუნტის ფიზიკურ და ნყლის თვისებებზე.

გრუნტის ძირითადი ფიზიკური თვისებებია: სიმკვრივე, გრანულომეტრული შემადგენლობა და ფორიანობა.

გრუნტის სიმკვრივე არის ერთგვაროვანი გრუნტის მასის შეფარდება მის მოცულობასთან:

$$\rho_{gr} = m_{gr} / V_{gr} \quad (5.1)$$

განასხვავებენ მშრალი და ბუნებრივად დატენიანებული გრუნტის სიმკვრივეს. გრუნტის სიმკვრივე განსხვავდება გრუნტის „ჩონჩხის“ სიმკვრივისაგან, რომელიც დამოკიდებულია მისი ამგები ნივთიერების ან მინერალის ხასიათზე. მაგალითად, კვარცული ქვიშის ნაწილაკის სიმკვრივე მიახლოებით 2650 კგ/მ<sup>3</sup>-ია, ქვიშნარის – 2700, თიხნარის – 2710, თიხის – 2740 კგ/მ<sup>3</sup>.

გრუნტის აგებულება შედგება არა მარტო „ჩონჩხისგან“, არამედ ფორებისგანაც, რომელიც შევსებულია ნყლით, ჰაერით, ან ყინულით. მშრალი და დატენიანებული გრუნტების სიმკვრივე ყოველთვის ნაკლებია გრუნტის „ჩონჩხის“ სიმკვრივეზე. ასე მაგალითად, ქვიშის (გრუნტის და არა მინერალის) სიმკვრივე მერყეობს 1200-1500 კგ/მ<sup>3</sup> საზღვრებში.

ფხვიერი გრუნტი წარმოადგენს სხვადასხვა ზომის ნაწილაკების (ფრაქციების) ნარევს. მასში სხვადასხვა დიამეტრის ნაწილაკების (ფრაქციების) პროცენტულ (მასის მიხედვით) შემცველობას გრუნტის გრანულომეტრული ან მექანიკური შემადგენლობა ეწოდება. გრუნტის გრანულომეტრული შემადგენლობის დასახასიათებლად იყენებენ გრუნტის ნაწილაკის საშუალო დიამეტრს  $D$ -ს.

გრუნტის ფორიანობის მახასიათებელია ფორიანობის კოეფიციენტი, რომელიც ტოლია

$$p = (V_{\text{ფ}} / V_{gr}) \cdot 100\% \quad (5.2)$$

სადაც  $p$  ფორიანობის კოეფიციენტია,  $V_{gr}$  – გრუნტის ფორების მოცულობაა,

$V_{\text{ფ}}$  – მთლიანი გრუნტის მოცულობა.

ფორიანობის კოეფიციენტი,  $p$ , მშრალი გრუნტისა და მისი „ჩონჩხის“ სიმკვრივეების ფარდობასთან დაკავშირებულია შემდეგი ფორმულით:

$$p = (1 - \rho_{gr} / \rho) \cdot 100\% \quad (5.3)$$

სხვადასხვა გრუნტი სხვადასხვა ფორიანობისაა. მაგალითად, გრანიტის ფორიანობა 0.05-0.6%-ია; კირქვის – 0.6-13.5; ქვიშნარის – 3.5-28.5%; ქვიშის – 35-42%, ხრეშის – 37-45%; ტორფის – 60-80%.

გრუნტის წყლიანობის თვისებები განისაზღვრება მისი ფიზიკური თვისებებით და წყლის შემცველობით. გრუნტის ძირითადი წყლის თვისებებია: ტენიანობა, ტენტევადობა, წყალგაცემა, წყალგაუმტარობა, კაპილარობა.

გრუნტში წყლის ფაქტობრივ შემცველობას გრუნტის ტენიანობა ( $W_{გრ}$ ) ეწოდება. იგი გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$W_{გრ} = (m_{წყ} / m_{გა}) \cdot 100\% = [(m_{გრ} - m_{გა}) / m_{გა}] \cdot 100\% \quad (5.4)$$

სადაც  $m_{წყ}$  წყლის მასაა გრუნტის ნიმუშში,  $m_{გრ}$  – საკვლევი გრუნტის ნიმუშის მასა ბუნებრივი ტენიანობით,  $m_{გა}$  – 105°-106°C ტემპერატურაზე გამომშრალი იმავე ნიმუშის გრუნტის მასა. ხშირად გრუნტის ტენიანობის ნაცვლად იყენებენ გრუნტის მოცულობით ტენიანობას ( $W_{მოც}$ ), რომელიც წარმოადგენს 1მ<sup>3</sup> ტენიან გრუნტში არსებული წყლის რაოდენობას, გამოხატულს პროცენტებში. გრუნტის ტენიანობასა და მოცულობით ტენიანობას შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება:

$$W_{მოც} = W_{გრ} \cdot \rho_{გრ} / \rho_{წყ} \quad (5.5)$$

სადაც  $\rho_{გრ}$  არის მშრალი გრუნტის სიმკვრივე, ხოლო  $\rho_{წყ}$  – წყლის სიმკვრივე.

გრუნტის ტენტევადობა ეწოდება მის უნარს დაიტოს და შეაკავოს წყლის გარკვეული რაოდენობა. გრუნტში ყველა ტიპის წყლის ჯამურ შემცველობას სრული ტენტევადობა ეწოდება. იგი მოცემული გრუნტისათვის მაქსიმალურად შესაძლებელი ტენიანობაა. ტენტევადობა განისაზღვრება (5.4) ფორმულით.

სრული ტენტევადობის გარდა გამოყოფენ უმცირეს ტენტევადობას, რომლის საშუალებითაც ხასიათდება ჰიგროსკოპული, აფსკური და კაპილარული ტენი, რომელიც რჩება გრუნტში წყლის თავისუფალი ჩამოდინების შემდეგ (იგი ქვიშისათვის 3-5%-ია, ქვიშნარისათვის – 10-12%, თიხნარის და თიხისათვის – 12-22%).

ჰაერის ტენიანობის დეფიციტის ანალოგიურად, იყენებენ გრუნტის ტენიანობის დეფიციტის ( $d$ ) მნიშვნელობას, რომელიც წარმოადგენს გრუნტის სრულ ტენტევადობასა და ტენიანობას შორის სხვაობას:

$$d = W_{სრ} - W_{გრ} \quad (5.6)$$

წყალშემცველი გრუნტის უნარს თავისუფალი გადინების (გრავიტაციული) გზით გასცეს წყალი, წყალგაცემა ეწოდება. იგი წარმოადგენს გადინებული წყლის მოცულობის შეფარდებას გრუნტის მოცულობასთან. ხვედრითი წყალგაცემა წარმოადგენს წყლის რაოდენობას, რომელიც მიიღება 1მ<sup>3</sup> მოცულობის გრუნტისაგან. მაქსიმალური წყალგაცემით ხასიათდება მსხვილმარცვლოვანი გრუნტები.

გრუნტებს, რომლებიც ადვილად ატარებენ წყალს, წყალგამტარს უწოდებენ (ხვინჭკა, ქვიშა, ნაპრალებიანი და კარსტული ქანები და სხვა). გრუნტებს, რომლებიც უმნიშვნელოდ ან პრაქტიკულად საერთოდ არ ატარებენ წყალს, წყალგაუმტარი გრუნტები ეწოდებათ (თიხა, კრისტალური ფიქლები, კირქვები, გრანიტი და სხვა).

გრუნტის კაპილარობა ეწოდება მის უნარს აკავებდეს და ატარებდეს კაპილარულ წყალს. გრუნტში კაპილარული აწევის სიმაღლე დამოკიდებულია კაპილარების (კაპილარული ფორების) ზომებზე, გრუნტის გრანულომეტრულ შემადგენლობაზე, წყლის ტემპერატურასა და სხვა მახასიათებლებზე. რაც უფრო ნაკლებია გრუნტის ნაწილაკების სისქე და ფორები, მით უფრო მეტია კაპილარული აწევის სიმაღლე. წყლის ტემპერატურის შემცირება და მინერალიზაციის მომატება იწვევს წყლის სიბლანტისა და ზედაპირული დაჭიმულობის ძალების გაზრდას, რაც, თავის მხრივ, ზრდის კაპილარული აწევის სიმაღლეს.

კაპილარული აწევის სიმაღლე იცვლება ნულიდან (ხვინჭკა, ქვიშა) 12 მეტრამდე (ზოგიერთი სახის თიხა). მსხვილმარცვლოვანი ქვიშისათვის კაპილარული აწევის სიმაღლე 2-3.5 სმ-ია, საშუალომარცვლოვანი ქვიშისათვის – 12-35 სმ, წვრილმარცვლოვანი ქვიშისათვის – 35-120 სმ, ქვიშნარისათვის – 120-350 სმ, თიხნარისათვის – 35-550 სმ, თიხისათვის – 650-1200 სმ.

#### 5.4. მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია

მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია შეიძლება მისი წარმოშობის, განლაგების პირობების, ჰიდროდინამიკური პროცესების, ტემპერატურის, ქიმიური შემადგენლობის, წყალშემცველი შრეების ასაკის მიხედვით და სხვა. მდებარეობის სიღრმის მიხედვით გამოირჩევა: ზედაპირული წყლები, შრეობრივი წყლები, რომელიც იმყოფება ქანების შრეებში, კარსტული წყლები, რომლებიც მოძრაობს კარსტულ ნაპრალებში, ხვრელებსა და სხვა ფორმებში და ტექტონიკური ნაპრალების წყლები.

დედამიწის ზედაპირის მახლობლად ნიადაგებში არსებულ წყალს ნიადაგის წყალი ეწოდება. მისთვის დამახასიათებელია სეზონურობა, ტემპერატურის დიდი ცვალებადობა, შედარებით დიდი რაოდენობით მიკროორგანიზმებისა და ორგანულ ნივთიერებათა შემცველობა. იმ წყალს, რომელიც დედამიწის ზედაპირის ქვევითაა პირველ წყალგაუმტარ ქანამდე, გრუნტის წყალი ეწოდება. ნიადაგ-გრუნტის ფენის ზედა ნაწილს, ხმელეთის ზედაპირიდან გრუნტის წყლების დონემდე, აერაციის ზონა ეწოდება. ამ ზონაში მიმდინარეობს თოვლის ნადნობი და წვიმის წყლების ინფილტრაცია, გრავიტაციული წყლების ფილტრაცია და მცენარეების ფესვთა სისტემის მიერ წყლის შეწოვა.

მინისქვეშა წყლები, ჰიდრაგლიკური პირობების მიხედვით, იყოფა დაწნევით (არტეზიული და სიღრმითი) და უდანეო წყლებად.

დაწნევითია მინისქვეშა გრავიტაციული წყლები, რომლებიც მოთავსებულია წყალშემკრებ ფენებს შორის ქარბი ჰიდროსტატიკური წნევის ქვეშ. ისინი წარმოქმნის აღმავალ წყაროებს ზედა წყალშემკრებ ფენაში გაჭრილ ჭაბურღილებსა და ჭებში. მინისქვეშა წყლების დონე ქარბი დაწნევის გამო მაღლა იწევს, ზოგჯერ ისე მაღლა, რომ ხმელეთის ზედაპირზე შადრევანის სახით ან თვითგამოდინებით ამოდის. საფრანგეთის პროვინცია არტუაში ჯერ კიდევ XII საუკუნიდან იყენებდნენ თვითგამოდინებად დაწნევით წყლებს. ამიტომ, მათ, პროვინციის სახელწოდების მიხედვით, არტეზიულ წყლებს უწოდებენ.

არტეზიული წყლები წყალშემკრებ ფენებს შორის წყალშემცველ ფენებში არსებული დაწნევითი მინისქვეშა წყლებია. ისინი სიღრმულია და განიცდის გეოსტატიკური წნევისა და შიგა ძალების ზემოქმედებას. უდანეოა ის გრავიტაციული მინისქვეშა წყლები, რომლებსაც აქვთ ატმოსფერული წნევის ტოლი თავისუფალი ზედაპირი. ასეთია გრუნტისა და გაუჯერებელი ფენებში მინისქვეშა წყალი.

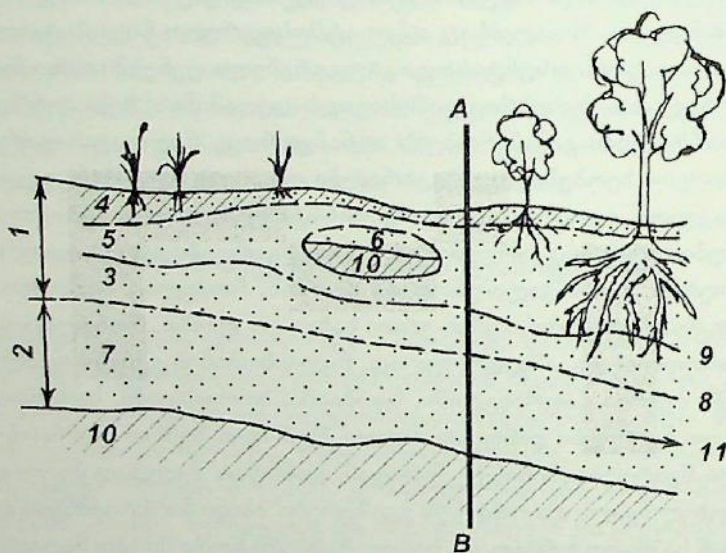
მინისქვეშა წყლების ბუნებრივ გამოსავალს დედამიწის ზედაპირზე წყარო ეწოდება. მის წარმოქმნას განაპირობებს თანამედროვე რელიეფის უარყოფითი ფორმები (მდინარეთა ხეობები, ხეხეები, ხრამები და სხვა), წყალშემცველი ჰორიზონტების გადაკვეთა, ადგილის გეოლოგიურ-სტრუქტურული ხასიათი, წყალშემცველი ფორების არაერთგვაროვნება და სხვა. წყაროები იყოფა აღმავალ და აღმავალ წყაროებად. დაღმავალი ეწოდება წყაროს, რომელიც სიმძიმის ძალით ზევიდან ქვევით მოძრაობს. მისი ერთ-ერთი სახეა ვოკლუზი, რომელიც გამოირჩევა დიდი წყლიანობით და, ამავდროულად, წყლიანობის მკვეთრი ცვალებადობით. ვოკლუზები ბევრია საფრანგეთში, სერბიაში, ხორვატიაში, საქართველოში და სხვა. აღმავალი წყაროები დაწნევის ძალით ქვემოდან ზემოთ მოძრაობენ, ასეთია არტეზიული წყაროები. მინისქვეშეთიდან, დაწნევის შედეგად პერიოდულად ამოაფრქვევენ ცხელ წყალს და ორთქლს გეიზერები. ისინი წარმოიქმნება დედამიწის ზედაპირიდან საკმაოდ ღრმად, იქ, სადაც ტემპერატურა მეტად მაღალია. გეიზერები გავრცელებულია თანამედროვე ვულკანების მოქმედების არეებში – ისლანდიაში, ჩრდილოეთ ამერიკაში, ახალ ზელანდიაში, კამჩატკაზე და სხვა.

ტემპერატურული რეჟიმის მიხედვით ასხვავებენ: უცივებს ( $< 0^{\circ}$ -ზე), ძალზე ცივ ( $0^{\circ}$ -დან  $4^{\circ}$ -მდე), ცივ ( $4^{\circ}$ -დან  $20^{\circ}$ -მდე), თბილ ( $20^{\circ}$ -დან  $37^{\circ}$ -მდე), ცხელ ( $37^{\circ}$ -დან  $42^{\circ}$ -მდე), ძალზე ცხელ ( $42^{\circ}$ -დან  $100^{\circ}$ -მდე) და უცხელეს ( $> 100^{\circ}$ -ზე) მინისქვეშა წყლებს. თუ მინისქვეშა წყლების ტემპერატურა  $20^{\circ}$ -ს აღემატება, მათ თერმულ წყლებს უწოდებენ. თერმული წყლები ბევრია კავკასიასა და კამჩატკაზე.

ბუნებაში ქიმიურად სუფთა წყალი არ არსებობს. იგი ამა თუ იმ რაოდენობით ყოველთვის შეიცავს გახსნილ ნივთიერებებს. მინისქვეშა წყალი ხსნის ქანებში არსებული მარილების გარკვეულ ნაწილს, იერთებს აირებს, ამიტომ მას განსა-

კუთრებული გემო და სუნი აქვს. წყალში გახსნილი ნივთიერებების ჯამური რაოდენობა მისი მინერალიზაციის ხარისხს განაპირობებს. მინერალიზაციის მიხედვით, მინისქვეშა წყლები დაყოფილია მტკნარ ( $< 1^{\circ}/_{\text{‰}}$ -ზე), ნაკლებად მარილიან ( $1^{\circ}/_{\text{‰}}$ -დან  $25^{\circ}/_{\text{‰}}$ -მდე), მარილიან ( $25^{\circ}/_{\text{‰}}$ -დან  $50^{\circ}/_{\text{‰}}$ -მდე) და ძალიან მარილიან ( $> 50^{\circ}/_{\text{‰}}$ -ზე) წყლებად.

მინისქვეშა წყლებს, რომლებიც ხასიათდება ბიოლოგიურად აქტიური კომპონენტების მაღალი შემცველობით, აქვს სპეციფიკური ფიზიკურ-ქიმიური თვისებები და გამოიყენება სამკურნალო მიზნებისათვის, მინერალური წყლები ეწოდება. ისინი იყოფა ნახშირორჟანგა, სულფიდურ, გოგირდწყალბადოვან, რკინიან, დარიშხანიან, აგრეთვე, ბრომიან, იოდიან და სხვა წყლებად. მინერალური წყლები მრავლად არის ჩრდილოეთ კავკასიაში, საქართველოში, ცენტრალურ საფრანგეთში, ჩეხეთში, უკრაინაში და სხვა.



ნახ. 5.3. აერაციის ზონის წყლებისა და გრუნტის წყლების განლაგების სქემა:

- 1 - აერაციის ზონა; 2 - გაჯერების ზონა; 3 - კაპილარული ზონა; 4 - ნიადაგის წყლები;
- 5 - აერაციის ზონის ინფილტრაციული წყლები; 6 - ლეჟერი; 7 - გრუნტის წყლები;
- 8 - გრუნტის წყლების ზედაპირი; 9 - კაპილარული წყლების ზედაპირი;
- 10 - წყალგაუმტარი ქანი; 11 - გრუნტის წყლების მიმართულება

## 5.5. მინისქვეშა წყლების მოძრაობა

მინისქვეშა წყლები მოძრაობაში მოდიან კაპილარული, სიმძიმისა და ჰიდროსტატიკური წნევის ძალების მოქმედებით. მათი მოძრაობა აერაციის ზონაში და წყალგაუმტარ ფენებში მნიშვნელოვნად განსხვავდება.

აერაციის ზონაში, გრუნტში ხდება ატმოსფერული ნალექებისა და ზედაპირული წყლების შეღწევა, რომელსაც ინფილტრაცია ეწოდება. ასხვავებენ თავისუფალი შეღწევადობის და ნორმალურ ინფილტრაციას. პირველ შემთხვევაში, გრუნტში წყალი მოძრაობს სიმძიმისა და კაპილარული ძალების ზეგავლენით ვერტიკალურად ზემოდან ქვევით, წვრილი ქავლების სახით კაპილარულ ფორმებსა და ცალკეულ არხებში. ამასთან, თუ გრუნტის ფორები არ არის წყლით შევსებული, იქ ადგილი აქვს ატმოსფერული ჰაერის მოძრაობას. ეს კი გამორიცხავს ჰიდროსტატიკური წნევის გავლენას მინისქვეშა წყლების მოძრაობაზე. მეორე შემთხვევაში, სიმძიმის, კაპილარული და ჰიდროსტატიკური წნევის ძალების მოქმედებით ხდება მინისქვეშა წყლების მოძრაობა ნაკადის სახით. ფორები მთლიანად შევსებულია წყლით. ინფილტრაციულ წყლებს შეუძლია მიღწიოს გრუნტის წყლებამდე და აწიოს მისი დონე, ან დარჩეს აერაციის ზონაში დამოკიდებული წყლის სახით.

წყალგაუმტარ ფენებში, სიმძიმისა და ჰიდროსტატიკური წნევის ძალების მოქმედებით, გრავიტაციული წყალი გრუნტის ფორებსა და ბზარებში მოძრაობს წყალშემცველი ჰორიზონტისაკენ. ამ მოძრაობას ფილტრაცია ეწოდება. აერაციის ზონაში, ნორმალური ინფილტრაციის დროს გრავიტაციული წყლის მოძრაობას გრუნტის ფორებსა და ნაპრალებში ლამინარული რეჟიმი აქვს, ამიტომ იგი ექვემდებარება პუაზელის ფორმულას:

$$v^2 = gh^2 I / a v \quad (5.7)$$

(5.7) ფორმულა, მინისქვეშა წყლების მოძრაობის აღსაწერად, გადაინერება დარსის ფილტრაციის კანონის სახით:

$$v_{\text{ფ}} = v = K_{\text{ფ}} I \quad (5.8)$$

სადაც  $v_{\text{ფ}}$  ფილტრაციის სიჩქარეა,  $K_{\text{ფ}}$  – ფილტრაციის კოეფიციენტი,  $I$  – ჰიდრავლიკური ქანობი, რომელიც უდნნეო გრუნტის წყლების ზედაპირის ქანობის ან დაწნევით არტეზიული წყლების პიეზომეტრიული გრადიენტის ტოლია.

ფილტრაციის სიჩქარე ( $v_{\text{ფ}}$ , მ/დღე, მმ/წთ, სმ/წ) არის ფილტრაციული ნაკადის ხარჯის ( $Q_{\text{ფ}}$ ) შეფარდება გრუნტის გარემოს განივი კვეთის ფართობთან ( $\omega_{\text{ფ}}$ ):

$$v_{\text{ფ}} = Q_{\text{ფ}} / \omega_{\text{ფ}} \quad (5.9)$$

რადგან ფორულ გარემოში განივი კვეთის ფართობი აღემატება ფორების ჯამურ ფართობს, ამიტომ ფილტრაციის სიჩქარე ნაკლებია მინისქვეშა წყლების ფორებში მოძრაობის სიჩქარეზე:

$$\nu = \nu_{\text{ფ}} / \rho' \quad (5.10)$$

სადაც  $\rho'$  ფორიანობის კოეფიციენტი.

ფილტრაციის კოეფიციენტის საშუალებით ხასიათდება გრუნტების წყალგაუმტარობა. იგი დამოკიდებულია გრუნტის ფორების რაოდენობასა და სიდიდეებზე, აგრეთვე, ფილტრაციული სითხის თვისებებზე. ფილტრაციის კოეფიციენტი, დარსის ფორმულიდან (5.8) გამომდინარე, როცა ჰიდრავლიკური ქანობი ერთის ტოლია, რიცხობრივად ფილტრაციის სიჩქარის ტოლია.

ფილტრაციის კოეფიციენტს სიჩქარის ერთეულებში გამოსახავენ: მ/დღე, მ/სთ, მ/წმ, მმ/წთ და ა.შ. ზოგიერთი სახეობის გრუნტის ფილტრაციის კოეფიციენტის სავარაუდო მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილში 5.1. ფილტრაციის კოეფიციენტის და გრუნტის ფორიანობის შედარებისას, ყურადღებას იპყრობს ის ფაქტი, რომ თიხებსა და თიხნარებში ფილტრაციის კოეფიციენტი მკვეთრად კლებულობს, მიუხედავად მათი დიდი ფორიანობისა. ეს აიხსნება იმით, რომ ფორები შევსებულია აფსკისებური და კაპილარული წყლებით, რომლებიც წინააღმდეგობას უწევენ გრავიტაციული წყლების მოძრაობას. ფილტრაციის კოეფიციენტს, როგორც წესი, ექსპერიმენტული გზებით განსაზღვრავენ.

ცხრილი 5.1

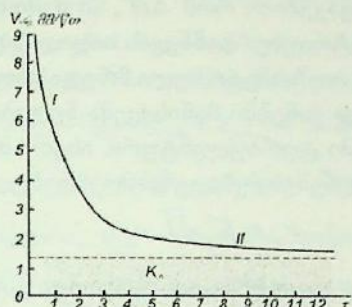
**ზოგიერთი სახეობის გრუნტის ფილტრაციის კოეფიციენტი**

გრუნტის დასახელება	ფილტრაციის კოეფიციენტი (მ/დღე)
კენჭნარი	100 - 200
ქვიშა კენჭნარი	50 - 100
მსხვილმარცვლოვანი ქვიშა	15 - 50
საშუალომარცვლოვანი ქვიშა	5 - 15
წვრილმარცვლოვანი ქვიშა	1 - 5
თიხიანი ქვიშა	0.5 - 1.0
ქვიშნარი	0.1 - 0.5
თიხნარი	0.1 - 0.01
თიხა	0.001 - 0.0001 და ნაკლები

განვიხილოთ მინისქვეშა წყლების მოძრაობის თავისებურებანი აერაციის და გაჯერების ზონებში (ცალ-ცალკე უდანეო, გრუნტის და დანევიანი არტეზიული წყლებისათვის).

ხმელეთის ზედაპირიდან წვიმისა და თოვლის ნადენი წყლების შეღწევადობას აერაციის ზონაში, ინფილტრაცია ეწოდება. იგი ხასიათდება ინფილტრაციის სიჩქარით  $V_{\text{ინფ}}$  (ძირითადად გამოიხატება მმ/წთ). ინფილტრაციის პირველ სტადიაზე (თავისუფალი შეწოვა), ინფილტრაციის სიჩქარე ( $V_{\text{ინფ}}$ ) აღწევს უდიდეს მნიშვნელობებს. გრუნტის ფორების წყლით შევსებისას თავისუფალი შეწოვა გადადის ნორმალურ ინფილტრაციაში და მისი სიჩქარე მცირდება და აღწევს ფილტრაციის კოეფი-

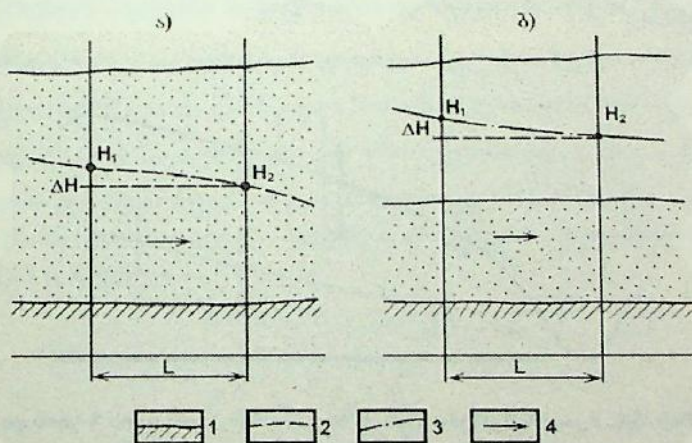
ციენტის  $K_{\text{ფ}}$  მნიშვნელობას. გრუნტის წყლით გაჯერების პროცესში, დროში ინფილტრაციის სიჩქარის შემცირების მრუდს ინფილტრაციის მრუდი ეწოდება (ნახ. 5.4).



ნახ. 5.4. ინფილტრაციის მრუდი: I – თავისუფალი შეწოვა, II – ნორმალური ინფილტრაცია

წყლით გაჯერების ზონაში, ფილტრაციის სიჩქარის განსასაზღვრად აუცილებელია ჰიდრავლიკური ქანობის სიდიდის ცოდნა. უდანნეო გრუნტის წყლები-სათვის ჰიდრავლიკური ქანობი,  $L$  სიგრძეზე, გრუნტის წყლების ვარდნის სიდიდით განისაზღვრება:  $\Delta H/L = (H_1 - H_2)/L$  (ნახ. 5.5). აქედან გამომდინარე, დარსის ფორმულა იღებს შემდეგ სახეს:

$$v_{\text{ფ}} = K_{\text{ფ}} \cdot \Delta H/L \quad (5.11)$$



ნახ. 5.5. მინისქვეშა წყლების მოძრაობის სქემა გაჯერების ზონაში  
ა. უდანნეო გრუნტის წყლები; ბ. დანნევიითი არტეზიული წყლები.

1 – წყალგაუმტარი პლასტი, 2 – გრუნტის წყლების დონე (დეპრესიის მრუდი),  
3 – ჰიეზომეტრიული მრუდი, 4 – მინისქვეშა წყლების მოძრაობის მიმართულება

გრუნტის წყლების ნაკადის ხარჯი განისაზღვრება (5.9) ფორმულით. მის თავისუფალ ზედაპირს დეპრესიის მრუდი ეწოდება (ნახ. 5.5.ა.).

დანევიითი არტიზიული წყლების ფილტრაციის სიჩქარე განისაზღვრება (5.11) ფორმულით, იმ განსხვავებით, რომ  $\Delta H$ , ამ შემთხვევაში, დონის ვარდნა კი არ არის, არამედ პიეზომეტრიული დანევის სიდიდის ცვალებადობაა. პიეზომეტრიული დანევის მრუდს პიეზომეტრიული მრუდი ეწოდება (ნახ. 5.5.ბ.).

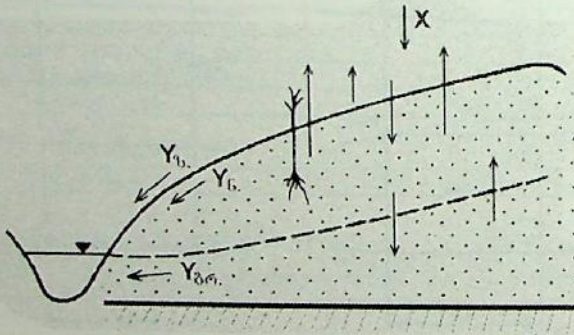
დაბზარულ და კარსტულ ქანებში მიწისქვეშა წყლების მოძრაობის სიჩქარე დიდია, ხოლო ნაკადის რეჟიმი ტურბულენტური. ასეთი შემთხვევისათვის, დარსის ფორმულის მსგავსად, იყენებენ შემდეგ დამოკიდებულებას:

$$v_{\text{ფ}} = K'_{\text{ფ}} \sqrt{I} \quad (5.12)$$

სადაც  $K'_{\text{ფ}}$  ტურბულენტური ფილტრაციის კოეფიციენტი, რომელიც ცდების შედეგად განისაზღვრება.

## 5.6. მიწისქვეშა წყლების წყლის ბალანსი და რეჟიმი

**მიწისქვეშა წყლების წყლის ბალანსი:** ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების წყლის ბალანსის კვლევა უნდა მოხდეს ერთდროულად. განვიხილოთ პატარა წყალშემკრები აუზი და ვერტიკალზე გამოვყოთ სამი ურთიერთდამოკიდებული ელემენტი – ზედაპირი, აერაციის ზონა და გრუნტის წყლების წყალშემცველი პორიზონტი (ნახ. 5.6). თითოეული ელემენტისათვის შევადგინოთ წყლის ბალანსის განტოლება.



ნახ. 5.6. წყალშემკრები აუზის ზედაპირის, აერაციის ზონის და გრუნტის წყლების წყლის ბალანსის სქემა

წყალშემკრები აუზის წყლის ბალანსის განტოლებას ექნება შემდეგი სახე:

$$x = y_{\text{წ}} + y_{\text{წ}} + z_{\text{წ}} \pm \Delta u_{\text{წ}} \quad (5.13)$$

სადაც  $x$  წყალშემკრები აუზის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებია,  $y_6$  - ზედაპირული (ფერდობული) ჩამონადენი,  $y_{ინფ}$  - ინფილტრაციის პროცესში აერაციის ზონაში მოსული წყალი,  $z_6$  - აორთქლება წყალშემკრები აუზის ზედაპირიდან,  $\pm \Delta u$  - წყალშემკრები აუზის ზედაპირზე წყლის მარაგის ცვალებადობა.

აერაციის ზონისათვის წყლის ბალანსის განტოლებას შემდეგი სახე აქვს:

$$y_{ინფ} + z'_{გრ} = y_6 + y'_{გრ} + z_{გრ} + z' \pm \Delta u_{აა} \quad (5.14)$$

სადაც  $y_{ინფ}$  ინფილტრაციის პროცესში აერაციის ზონაში მოსული წყალია,  $y_6$  - ნიადაგური ფენის ჩამონადენი,  $y'_{გრ}$  - აერაციის ზონიდან გრუნტის წყლებში მოსული წყლის რაოდენობა,  $z_{გრ}$  - აერაციის ზონიდან მცენარეთა ფესვებისმიერ შთანთქმული წყლის რაოდენობა, რომელიც იხარჯება ტრანსპირაციაზე და ნაწილობრივ ზრდის მცენარეთა ბიომასას,  $z'_{გრ}$  - გრუნტის წყლების ზედაპირიდან აორთქლებული წყალი,  $z'$  - აერაციის ზონაში აორთქლება,  $\pm \Delta u_{აა}$  - აერაციის ზონაში წყლის მარაგის ცვალებადობა.

გრუნტის წყლების წყალშემცველი ჰორიზონტის წყლის ბალანსის განტოლება:

$$y'_{გრ.ა} = y_{გრ} + z_{გრ} \pm y_{გრ.ს} \pm \Delta u_{გრ} \quad (5.15)$$

სადაც  $y'_{გრ.ა}$  გრუნტის წყლების საზრდოობაა აერაციის ზონიდან,  $y_{გრ}$  - გრუნტის წყლების ჩამონადენი,  $z_{გრ}$  - აორთქლება გრუნტის წყლების ზედაპირიდან,  $\pm y_{გრ.ს}$  - გრუნტის წყლების საზრდოობა დაწნევიითი ჰორიზონტებიდან ან პირიქით გრუნტის წყლებიდან წყლის გადინება დაწნევიითი ჰორიზონტებისაკენ,  $\pm \Delta u_{გრ}$  - წყლის მარაგის ცვალებადობა გრუნტის წყლების წყალშემცველ ჰორიზონტში.

(5.13) - (5.15) განტოლებათა დაჯამებით ვიღებთ წყალშემკრები აუზის წყლის ბალანსის განტოლებას:

$$x = y + z \pm y_{გრ.ს} \pm \Delta u \quad (5.16)$$

სადაც

$$y = y_{ინფ} + y_6 + y'_{გრ} \quad (5.17)$$

$$z = z_6 + z_{გრ} + z_0 \quad (5.18)$$

$$\pm \Delta u = \pm \Delta u_6 \pm \Delta u_0 \pm \Delta u_{გრ} \quad (5.19)$$

(5.17) განტოლება აჯამებს მდინარეში ჩამონადენს ხმელეთის ზედაპირიდან, ნიადაგიდან და გრუნტის წყლებიდან. (5.18) განტოლება გვიჩვენებს აორთქლებას, ხოლო (5.19) კი - წყლის მარაგის ცვალებადობას წყალშემკრებ აუზში.

წყლის ბალანსის განტოლებები (5.13 – 5.19) უნდა მივაკუთვნოთ დროის რაიმე  $\Delta t$  ინტერვალს, ხოლო განტოლების ნევრები წარმოდგენილი უნდა იყვნენ ფენის (მმ) ან მოცულობით (მ<sup>3</sup>) ერთეულებში.

**აერაციის ზონის წყლის რეჟიმი.** აერაციის ზონის წყლის რეჟიმი განისაზღვრება მასში ინფილტრაციული წყლების ჩადინებით წვიმის ან თოვლის დნობის შემდეგ. აერაციის ზონაში წყლის შემცველობის ცვალებადობა დამოკიდებულია წყლის ბალანსის განტოლების ნევრთა თანაფარდობაზე (5.14).

გამოყოფენ აერაციის ზონის წყლის რეჟიმის სამ ტიპს. მათ დასახასიათებლად მრავალწლიანი პერიოდისათვის განვიხილეთ აერაციის ზონის წყლის ბალანსის განტოლება (5.14), როცა  $\Delta u_{\Sigma}$ . გამრეცხი ტიპის წყლის რეჟიმის დროს ინფილტრაციის სიდიდე ( $y_{\text{ინფ}}$ ) აღემატება მცენარეთა ფესვების მიერ შთანთქმულ ( $z_{\text{გრა}}$ ) და მიწისქვეშ აორთქლებაზე ( $z_{\text{ა}}$ ) დანაკარგებს: (5.14) განტოლებაში  $y_{\text{ინფ}} > z_{\text{გრა}} + z_{\text{ა}}$ . ზედმეტი წყალი მიდის ნიადაგის ჩამონადენის ( $y_{\text{გ}}$ ) ფორმირებასა და გრუნტის წყლების საზრდოობაზე ( $y'_{\text{გრ.ს}}$ ). წყლის რეჟიმის კომპენსირებული ტიპის დროს  $y_{\text{ინფ}} \approx z_{\text{გრა}} + z_{\text{ა}}$ , ხოლო აორთქლებადი წყლის რეჟიმის დროს ტრანსპირაცია და მიწისქვეშა აორთქლება სჭარბობს ინფილტრაციას:  $y_{\text{ინფ}} < z_{\text{გრა}} + z_{\text{ა}}$ . ამ შემთხვევაში, წყლის ნაკლებობის ანაზღაურება ხდება გრუნტის წყლების აორთქლების ხარჯზე. გრუნტის წყლები ხასიათდება მომატებული მინერალიზაციით, ამიტომ მათი აორთქლება იწვევს მარილების დაგროვებას და ნიადაგის დამლაშებას. ეს კი, ამავდროულად, ხელს უწყობს გრუნტის წყლების მინერალიზაციის გაზრდას.

**გრუნტის წყლების რეჟიმი.** გრუნტის წყლების რეჟიმში იგულისხმება მათი რესურსების კანონზომიერი სივრე-დროითი ცვალებადობა და მახასიათებლები (დონის ცვალებადობა, ტემპერატურა და ქიმიური შემადგენლობა).

გრუნტის წყლების რეჟიმზე უდიდეს გავლენას ახდენს კლიმატური ფაქტორები, რომლებიც განაპირობებს გრუნტის წყლების საზრდოობას წვიმის და თოვლის ნადნობი წყლებით. გრუნტის წყლების საზრდოობაზე, სხვადასხვა ბუნებრივ პირობებში, იხარჯება ატმოსფერული ნალექების 5%-დან 35%-მდე. იგი დამოკიდებულია, აგრეთვე, ჰიდროლოგიურ ფაქტორებზე, კერძოდ, გრუნტის წყლების კავშირზე წყალსადინარებთან და წყალსატევებთან. მნიშვნელოვანია გეოლოგიური პირობები და გრუნტის ჰიდროფიზიკური თვისებები.

გრუნტის წყლების დონეების რეჟიმი განისაზღვრება გრუნტის წყლების წყლის ბალანსის განტოლების ნევრთა ცვალებადობით (5.15). გრუნტის წყლების მარაგის ცვალებადობა,  $\Delta u_{\text{გრ}}$ , წარმოვადგინოთ დონეების ცვალებადობით,  $\Delta u$ . გრუნტის წყლების ჩამონადენი,  $y_{\text{გ}}$ , გამოვსახოთ შემონადენისა და განადენის სხვაობით, ( $Q_{\text{ა}} - Q_{\text{გ}}$ ), რომლებიც ეკუთვნის წყალშემცველი ჰორიზონტის  $F$  ფართობს (მ<sup>2</sup>). ასეთ შემთხვევაში, გრუნტის წყლების წყლის ბალანსის განტოლებას (5.15) ექნება შემდეგი სახე:

$$u\Delta H = (Q_{\text{ა}} - Q_{\text{გ}})\Delta t / F + y_{\text{გრა,ა}} + z_{\text{გრა,ა}} \pm y \quad (5.20)$$

სადაც  $\gamma_{გრ,ა}$  არის გრუნტის წყლების საზრდოობა აერაციის ზონიდან,  $a$  – სიღღი-  
დე, რომელიც ახასიათებს გრუნტის წყალგაცემას – გრუნტის წყლების დონის  
( $a = \mu$ ) დანევას, ან ტენიანობის დეფიციტს – გრუნტის წყლების დონის აწვეი-  
სას და წყლის აკუმულაციას გრუნტში ( $a = d$ ).

(5.20) განტოლებიდან ჩანს, რომ გრუნტის წყლების დონეები უმთავრესად  
რეაგირებს აერაციის ზონიდან წყლის შემოდინებაზე და გრუნტის წყლების შე-  
მოდინებისა და გადინების რეჟიმზე, რომელიც, თავის მხრივ, დამოკიდებულია  
წყლების (ტბებისა და მდინარეების) რეჟიმზე. გრუნტის წყლების ხარჯვის ფაქ-  
ტორებიდან აღსანიშნავია აორთქლება.

რადგანაც გრუნტის წყლების განმაპირობებელი ბუნებრივი ფაქტორები გა-  
ნიცდიან მრავალწლიან, სეზონურ და დღე-ღამურ ცვალებადობას, ამიტომ, შესა-  
ბამისად, იცვლება გრუნტის წყლების დონეებიც.

გრუნტის წყლების დონეების მრავალწლიანი რყევადობა, ძირითადად, დამო-  
კიდებულია ატმოსფერულ ნალექებსა და აორთქლების ცვალებადობაზე. განსა-  
კუთრებით მნიშვნელოვანია გრუნტის წყლების დონეების სეზონური რყევადობა.  
მას კარგად გამოხატული ზონალური ხასიათი აქვს, რომელიც აიხსნება სხვადას-  
ხვა გეოგრაფიულ ზონებში გრუნტის წყლების საზრდოობის თავისებურებებით.

არაღრმად განლაგებული გრუნტის წყლების დღე-ღამური რყევა დამოკიდე-  
ბულია აორთქლებისა და ტრანსპირაციის დღე-ღამურ ცვალებადობაზე, თუ  
დღისით გრუნტის წყლების დონე რამდენით იკლებს და რამდენით მატულობს  
ღამით.

გრუნტის წყლების ტემპერატურული რეჟიმის ფორმირება, ძირითადად,  
ხდება ჰაერის და ინფილტრაციული წყლების ტემპერატურათა ცვალებადობით.

გრუნტის წყლების ტემპერატურის მრავალწლიანი, სეზონური და დღე-ღა-  
მური რყევა, სიღრმის მიხედვით, სწრაფად მცირდება. მუდმივი ტემპერატურის  
მქონე გრუნტის წყლების ზონა ყველაზე მაღლაა ეკვატორთან (რამოდენიმე მეტ-  
რი). ეს აიხსნება ხმელეთის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურის მცირე რყევით  
(10°-დან 15°-მდე). ყველაზე ღრმად მუდმივი ტემპერატურის მქონე გრუნტის  
წყლების (დაახლოებით 41 მეტრამდე) ზონა მდებარეობს კონტინენტური კლიმა-  
ტური პირობების მქონე რეგიონებში. აქ გრუნტის წყლების ტემპერატურა იც-  
ვლება მერიდიანული მიმართულებით (ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ) ნული-  
დან 20°-მდე და თითქმის ემთხვევა ხმელეთის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატუ-  
რას. დიდ სიღრმეებში გრუნტის წყლების ტემპერატურა თანდათანობით მა-  
ტულობს, რეგიონისათვის დამახასიათებელი გეოთერმული გრადიენტით.

გრუნტის წყლებისათვის ნათლად არის გამოხატული ტემპერატურის სეზო-  
ნური ცვალებადობის ტიპები, რომლებიც ემთხვევა გრუნტის წყლების დონეების  
რეჟიმის ტიპებს.

გრუნტის წყლების ჰიდროქიმიური რეჟიმი დამოკიდებულია მისი წყლიანობის რეჟიმზე. ძალზე მნიშვნელოვანია გრუნტის წყლების შერევის პროცესი წვიმისა და თოვლის ნადნობ მტკნარ წყლებთან, აგრეთვე, გრუნტის წყლების აორთქლების ინტენსივობა.

იმ რეგიონებში, სადაც ხდება გრუნტის წყლების საზრდოობა ზაფხულის მოკლე პერიოდში, გრუნტის წყლების მინიმალური მინერალიზაცია (5-30 მგ/ლ) აღინიშნება გაზაფხულსა და ზაფხულში, როცა ხდება გრუნტის წყლების შერევა წვიმისა და თოვლის ნადნობ წყლებთან. მინერალიზაციის მაქსიმალური კონცენტრაცია (1000 მგ/ლ და მეტი) შეინიშნება ზამთარსა და გაზაფხულის დასაწყისში. ამ რეგიონის გრუნტის წყლებში ჭარბობს  $HCO_3^-$  და  $Ca^{2+}$  იონები.

რეგიონებისათვის, სადაც გრუნტის წყლების საზრდოობა სეზონურია, აღინიშნება გრუნტის წყლების ჰიდროქიმიური რეჟიმის ორი ტიპი. პირველი ტიპი ხასიათდება გაზაფხულზე გრუნტის წყლების შერევით წვიმისა და თოვლის ნადნობ წყლებთან. გრუნტის წყლების მინიმალური მინერალიზაცია ემთხვევა მაქსიმალურ დონეებს. მაქსიმალური მინერალიზაცია კი აღინიშნება ზამთარსა და ზაფხულში.

გრუნტის წყლების ჰიდროქიმიური რეჟიმის მეორე ტიპის დროს, გრუნტის წყლების აორთქლება მეტია, ვიდრე კვება, რის გამოც გრუნტის წყლების დონე ეცემა. შედეგად ხდება მარილების დაგროვება წყალშემცველ ფენაში და იზრდება გრუნტის წყლების მინერალიზაცია. გრუნტის წყლების ჰიდროქიმიური რეჟიმის პირველი ტიპისგან განსხვავებით, ამ შემთხვევაში, გრუნტის წყლების მაქსიმალურ მინერალიზაციას ადგილი აქვს მაქსიმალური დონეების დროს, ხოლო მინიმალური კი გრუნტის წყლების მინიმალური დონეების დროს. ამ შემთხვევაში, გრუნტის წყლებში ჭარბობს  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Na^+$  და  $Mg^{2+}$  იონები.

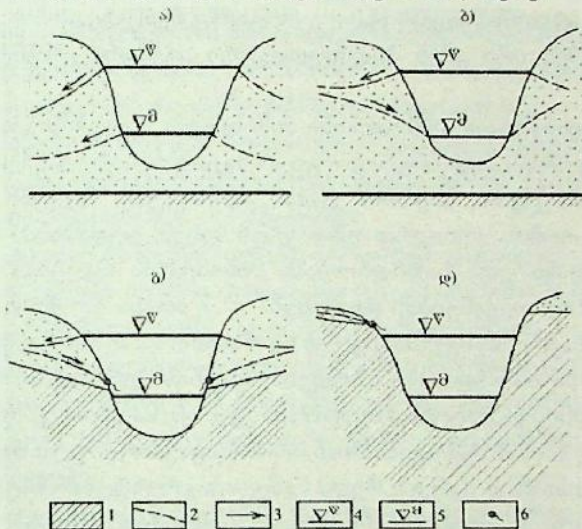
## 5.7. ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების ურთიერთდამოკიდებულება

დედამიწაზე ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების ურთიერთქმედებას ძალზედ დიდი მნიშვნელობა აქვს ჰიდროლოგიურ პროცესებზე. იგი გამოიხატება ზედაპირული (ოკეანეები, ზღვები, ტბები, წყალსაცავები, მდინარეები, არხები) და მიწისქვეშა (უდანნო და დანნევიანი) წყლების მიერ ერთმანეთში სითბოს, წყლის მასის და წყალში გახსნილი ნივთიერებების გაცვლაში.

წყლისა და მასში გახსნილი ნივთიერებების ცვლა, მიწისქვეშა წყლებსა და ოკეანეებს შორის სუსტად არის შესწავლილი. ცნობილია მხოლოდ მიახლოებითი ციფრები: ოკეანეებში ყოველწლიურად შემოედინება 2.2 ათასი კმ<sup>3</sup> მიწისქვეშა წყლები. უკეთ არის შესწავლილი ურთიერთდამოკიდებულება მიწისქვეშა წყლებსა და ხმელეთის წყლებს შორის. განვიხილოთ ეს ურთიერთდამოკიდებულება მდინარისა და გრუნტის წყლებს შორის (ნახ. 5.7). ამ ურთიერთდამოკიდებ-

ბულების კანონზომიერება მართებულია ხმელეთის წყლის სხვა ობიექტებისათვისაც, მაგალითად, ტბებისა და წყალსაცავებისათვის.

გამოყოფენ მდინარისა და გრუნტის წყლებს შორის ურთიერთდამოკიდებულების სამ ტიპს: 1. როდესაც მათ შორის არსებობს მუდმივი ჰიდრავლიკური კავშირი; 2. დროებითი ჰიდრავლიკური კავშირი და 3. როდესაც მათ შორის არ არსებობს ჰიდრავლიკური კავშირი. პირველი ტიპი შეიცავს ორ ქვეტიპს: ცალმხრივ ჰიდრავლიკურ კავშირს და ორმხრივ ჰიდრავლიკურ კავშირს. მდინარისა და გრუნტის წყლების კავშირი დამოკიდებულია, ერთი მხრივ, მდინარეში წყლის დონის სიმაღლეზე წყალდიდობისა და წყალმცირობის (მეუჩენის) პერიოდში, მეორე მხრივ, წყალგაუმტარი ქანის სიღრმეზე და მის ზემოთ არსებული გრუნტის წყლების დგომის დონეზე.



ნახ. 5.7. მდინარისა და გრუნტის წყლების ურთიერთდამოკიდებულების სქემა:

ა) მუდმივი ერთმხრივი ჰიდრავლიკური კავშირი (მდინარე მთელი წლის განმავლობაში ასაზრდოებს გრუნტის წყლებს); ბ) მუდმივი ორმხრივი ჰიდრავლიკური კავშირი (მდინარე წყალდიდობის პერიოდში ასაზრდოებს გრუნტის წყლებს, ხოლო წყალმცირობის პერიოდში კი, პირიქით, საზრდოობს გრუნტის წყლებიდან);

გ) დროებითი ჰიდრავლიკური კავშირი; დ) ჰიდრავლიკური კავშირი არ არის.

1 - წყალგაუმტარი ქანი; 2 - გრუნტის წყლების დონე; 3 - გრუნტის წყლების მოძრაობის მიმართულება; 4 - წყლის დონე მდინარეში წყალდიდობის დროს; 5 - წყლის დონე მდინარეში წყალმცირობის დროს; 6 - წყაროები.

როდესაც წყალგაუმტარი ქანი და გრუნტის წყლები მდებარეობს ძალიან ღრმად, მდინარე მთელი წლის განმავლობაში ფსკერიდან და ნაპირებიდან ასაზრდოებს გრუნტის წყლებს (ნახ. 5.7.ა), ე.ი. მუდმივად კარგავს წყალს გრუნტის წყლების საზრდოობაზე. ამ მოვლენას ადგილი აქვს კარსტულ ან მსხვილფორიანი გრუნტის შემთხვევაში არიდულ და მთიან რაიონებში.

წყალგაუმტარი ქანის შედარებით მაღალი მდებარეობის შემთხვევაში, მდინარე გრუნტის წყლებს ასარდობს წყალდიდობის პერიოდში, ხოლო წყალმცირობის (მეჟენის) პერიოდში, პირიქით, საზრდოობს გრუნტის წყლებით (ნახ. 5.7.ბ).

წყალგაუმტარი ქანის კიდევ უფრო მაღალი მდებარეობის დროს, ისევე, როგორც წინა შემთხვევაში, წყალდიდობის პერიოდში მდინარე ასაზრდოებს გრუნტის წყლებს, ხოლო მეჟენის პერიოდში კი პირიქით. ოღონდ მეჟენის პერიოდში ადგილი აქვს გრუნტის წყლების დეპრესიის მრუდის წყვეტას – მდინარის კალაპოტის ფერდობებზე წარმოიქმნება წყაროები (ნახ. 5.7.გ), რომელთა დებიტი არ არის დამოკიდებული მდინარეში წყლის დონეზე. დაბოლოს, როდესაც წყალგაუმტარი ქანი მდებარეობს ძალიან მაღლა როგორც წყალდიდობის, ასევე მეჟენის პერიოდში, მდინარეს არა აქვს ჰიდრაულიკური კავშირი გრუნტის წყლებთან (ნახ. 5.7.დ).

მაშასადამე, მდინარეთა საზრდოობა მინისქვეშა წყლებით დამოკიდებულია მიმდებარე ტერიტორიის ჰიდროგეოლოგიურ აგებულებაზე და წყლის დონეების რეჟიმზე წყლის ობიექტში. საერთო ჯამში, მინისქვეშა წყლები წარმოადგენს მდინარეთა საზრდოობის ერთ-ერთ უმთავრეს სახეს. დედამიწის წყლის ბალანსის შეფასებით, მდინარეთა საზრდოობაში მინისქვეშა წყლების წილზე მოდის 30%. ყოველწლიურად ოკეანეებში ჩაედინება 41.7 ათასი კმ<sup>3</sup> მდინარეული ჩამონადენი, რომლიდანაც მინისქვეშა წყლებზე მოდის 12.5 ათასი კმ<sup>3</sup>. მინისქვეშა წყლებით მდინარეთა საზრდოობა იზრდება მეჟენის პერიოდში, როდესაც სხვა სახის საზრდოობა მნიშვნელოვნად შემცირებული ან, საერთოდ, შეწყვეტილია.

მინისქვეშა წყლების მოქმედებასთან არის დაკავშირებული მდინარის აუზის ზედაპირისა და დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილის გრუნტებში სპეციფიკური ფიზიკურ-გეოგრაფიული მოვლენები: მენყერები, სუფოზია, კარსტი, დაჭაობება და მარადი მზრალობა.

მენყერი ეწოდება ფერდობზე ქანის მასის მოწყვეტასა და დაცოცებას სიმძიმის ძალის გავლენით. იგი უფრო ხშირად იქ წარმოიქმნება, სადაც წყალშემკავებელი და წყლიანი ქანები ერთმანეთს ენაცვლება და შრეთა დაქანება კალთის დაქანების თანხვედრილია. იგი, ძირითადად, ყალიბდება მდინარეთა ხეობების, ზღვის, ტბის, წყალსაცავის მაღალ სანაპირო კალთებზე. მენყერის ჩამოყალიბების ძირითადი მიზეზია ქანების წონასწორობის დარღვევა ან სიმტკიცის შესუსტება, რასაც იწვევს ფერდობის ძირის გამორეცხვა, წვიმისა და თოვლის ნადნობი წყლებით გრუნტის ზედმეტად გატენიანება და სხვა.

გრუნტის წყლების მიერ ატივინარებული ნივთიერებების გამოტანას სუფოზია ეწოდება. იგი ხელს უწყობს მინისქვეშა სიცარიელების გაჩენას.

კარსტი ბუნებრივი მოვლენაა, დაკავშირებული ზედაპირულ და მინისქვეშა წყლების მიერ ფხვიერი ქანების (კირის, დოლომიტის, თაბაშირის, ქვამარილის და სხვა) გამორეცხვასთან. კარსტი რელიეფის კომპლექსური ფორმაა, რომე-

ლიც, ძირითადად, გვხვდება წყალში ადვილად ხსნადი ქანების გავრცელების რაიონებში. კარსტულ რელიეფს მიეკუთვნება როგორც ზედაპირული (ძაბრები, ქვაბულები, ჭები და სხვა), ასევე მიწისქვეშა უარყოფითი ფორმები (გამოქვაბული, მიწისქვეშა ღრუ და სხვა).

## 5.8. მარადი მზრალობა

მარადი მზრალობა დაკავშირებულია რეგიონის კლიმატურ პირობებთან. მის წარმოშობას ამა თუ იმ რეგიონში განაპირობებს ცივი, მცირეთოვლიანი და ხანგრძლივი ზამთარი, მცირე ატმოსფერული ნალექი და სხვა.

მარადი მზრალობის სისქე 1-2 მეტრიდან რამოდენიმე ასეულ მეტრამდე აღწევს. მაგალითად, შპიცბერგენის რაიონში მარადი მზრალობის სისქე 240 მეტრს აღემატება, ხოლო ამდერმის რაიონში 400 მეტრამდე აღწევს.

მარადი მზრალობის გრუნტის ზემოთ არის გაყინული გრუნტის ფენა, რომელიც ზაფხულის პერიოდში ყოველწლიურად დნება, ხოლო ზამთარში ისევ იყინება. ამ ფენას მზრალ აქტიურ ფენას უწოდებენ.

მარადი მზრალობის სისქე შეიძლება პირდაპირ გადადიოდეს სეზონური მარადი მზრალობის სიქეში ან მათ შორის შეიძლება მდნარი წყლის თხელი ფენა იყოს. თუ მარადი მზრალი ფენა ისეთ სიღრმეზეა, სადაც სეზონური მარადი მზრალობის ფენა ყოველწლიურად აღწევს მის ზედაპირამდე, ასეთ შემთხვევაში, მარად მზრალობას შერწყმულ მზრალობას უწოდებენ, ხოლო, თუ სეზონური მზრალობა არ აღწევს მარადი მზრალობის ზედაპირამდე, მაშინ მას არაშერწყმული მზრალობა ეწოდება.

მარადი მზრალობის გავრცელების რაიონებში ზედაპირული წყლების რეჟიმი მთელი რიგი თვისებებით გამოირჩევა.

მდინარეებს, რომლებიც მიედინებიან მარადი მზრალობის რაიონებში, ზამთრის პერიოდში აქვს უმცირესი ჩამონადენი. იგი წლიური ჩამონადენის 1-2%-ს არ აღემატება. მრავალი მდინარე აქ ფსკერამდე იყინება და მათი დინება სრულად წყდება. ზამთარში ჩამონადენის მკვეთრ შემცირებას თან ახლავს მდინარეთა ზედაპირული ყინულის საფარის გაჩენა, რომლის სიგრძე 1-1.5 მეტრს აღწევს, ზოგიერთ შემთხვევაში კი ორ მეტრზეც მეტია.

მარადი მზრალობის რეგიონებში ფართოდ არის გავრცელებული მდინარეული მინაყინები, რომლებიც წარმოადგენს ყინულის კორმებს. მათი სიდიდე ზოგჯერ რამოდენიმე ათას კმ<sup>2</sup> აღწევს. მდინარის მინაყინები წარმოიშობა დიდი ყინვების დროს მდინარეთა ყინულის საფარის ზედაპირზე ამოსული წყლისგან, რომელიც სწრაფად მიეყინება ზედაპირულ ყინულს და იზრდება მანამ, სანამ ყინულის ზედაპირზე ამოსული წყლის დინება არ შეწყდება.

მარადი მზრალობის რაიონებში წვიმისა და თოვლის წყალი მცირე რაოდენობით შთაინთქმება ნიადაგსა და გრუნტებში, თითქმის უდანაკარგოდ ჩაედინება მდინარეებში და ინვეს მდინარის წყლის დონეთა სწრაფ მატებას. მარადი მზრალობა დიდ გავლენას ახდენს მდინარეთა კალაპოტებზე.

მარადი მზრალობის რაიონებისათვის დამახასიათებელია ტბების არსებობა. ისინი წარმოიშობა დადაბლებულ ადგილებში გრუნტში არსებული ყინულების დნობის შედეგად. თერმოკარსტით ან ჩაქცევით წარმოშობილ ადგილებში ტბების ფართობი რამდენიმე კმ<sup>2</sup> აღწევს. ტბების საზრდოობა ყინულის ნადნობი წყლებით ხდება.

თერმოკარსტი დამახასიათებელია მარადი მზრალობის ტერიტორიისათვის. გრუნტის თერმული პირობების დარღვევას თან ახლავს მზრალი გრუნტის ყინულების გადნობა და ადგილების ჩალრმავევა ანუ კარსტული მოვლენა.

მზრალობისზედა მიწისქვეშა წყლები მარადი მზრალი გრუნტის ზევით არის. ისინი ხშირად გვხვდება წყლების მიერ დამუშავებულ ადგილებში, მდინარეთა ხეობების ფსკერის ალუვიურ ფენებში, ტბების ქვაბულებსა და მთის კალთების ძირში. მათ, ძირითადად, ასაზრდოებს ატმოსფერული ნალექები, ამიტომ მათი მარაგი დაკავშირებულია ნიადაგის ნადნობი წყლების რაოდენობასა და ზაფხულში მოსულ ატმოსფერულ ნალექებზე.

მზრალობათშორისი წყლები წარმოიშობა ცალკეული ყინულის ნამარხებიდან, რომლებიც გვხვდება ლინზების, ბელტებისა და სხვა სახით. ნამარხი ყინულის გადნობის ადგილიდან იწყება წყაროები, რომლებიც ტბებსა და მდინარეებს ასაზრდოებს. მზრალობათშორისი წყლები თხევად მდგომარეობაშია და არ განიცდის სეზონურ გადნობასა და გაყინვას. მათი გაყინვა და გადნობა შეიძლება მოხდეს მრავალწლიან პერიოდებს შორის. მზრალობათშორისი წყლები ზედაპირული წყლებითაც საზრდოობს, რომლებიც დაკავშირებულია წყლის ნაკადთან მდინარეებისა და ტბების კალაპოტის ქვეშ.

მზრალობისქვედა მიწისქვეშა წყლები მარადი მზრალობის ფენის ქვევითაა. ამ წყლებში არ ვხვდებით ყინულოვან მოვლენებს. იმ წყლების ტემპერატურა, რომლებიც მარადი მზრალობის ქვედა ფენის მახლობლადაა, უახლოვდება 0°-ს, ხოლო მზრალი ფენის დაშორებასთან ერთად მატულობს. მზრალობის ქვედა მიწისქვეშა წყლის ცირკულარული პროცესი თითქმის იგივეა, როგორც არამზრალობის რაიონში მიწისქვეშა წყლების ცირკულაცია.

მინაყინები წარმოადგენს ყინულოვან წარმონაქმნს, რომლებიც დიდი სიცივეების (-30° -35°) დროს მდინარეებიდან ან მიწისქვეშა წყლების ზედაპირზე გამოსვლის შედეგად წარმოიქმნებიან. წარმოშობის მიხედვით არჩევენ მდინარეულს, მიწისქვეშა წყლებისა და შერეული საზრდოობის მინაყინებს. მინაყინების ფართობი დიდ საზღვრებში მერყეობს. მიწისქვეშა წყალთა ზედაპირის მახლობ-

ლად წარმოქმნილი მინაყინები ქმნის ბორცვებს, რომლებიც ქრება წლის თბილ პერიოდში, ხოლო ცივ პერიოდში კი ისევ ჩნდება.

მარადი მზრალობისათვის დამახასიათებელია რელიეფის ზედაპირზე ჩადაბლებული ადგილები, ბორცვები, თერმული კარსტები, ჰიდროლაკოლიტები, რომლებიც მინაყინის ბორცვისაგან დიდი სიღრმითა და მრავალწლიანი არსებობით განსხვავდება. ჰიდროლაკოლიტები, მოიცავს როგორც ზედაპირის ახლო მყოფი მოქმედი ნიადაგის ფენის, ისე მარად მზრალ ფენასაც. მზრალობის რაიონებში გზების, შენობებისა და სხვა ნაგებობათა მშენებლობა მოითხოვს მზრალი ადგილების დეტალურ შესწავლას. ხშირია შემთხვევები, როცა გაყვანილი რკინიგზები და შენობები დანგრეულა მათ საძირკვლის მახლობლად მზრალი გრუნტის გაყინვის შედეგად.

დედამიწის ზედაპირზე მარადი მზრალობის ფართობი დაახლოებით 30 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს შეადგენს. იგი გავრცელებულია რუსეთის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში (10 მლნ კმ<sup>2</sup>), კანადასა და ალასკაზე, კუნძულ გრენლანდიაზე. აქ მარადი მზრალობის საერთო ფართობი 9 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს შეადგენს. ევროპაში, რუსეთის გარდა, მარადი მზრალობა გავრცელებულია სკანდინავიის ნახევარკუნძულზე, ფინეთში და ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის კუნძულებზე.

## თავი 6. მდინარეების ჰიდროლოგია

მდინარე დიდი ზომის წყლის ნაკადია, რომელიც საზრდოობს წყალშემკრები აუზის ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლებით და აქვს მკვეთრად გამოხატული თავისივე გამომუშავებული კალაპოტი.

როგორც წესი, მდინარეებს აკუთვნებენ მუდმივ და შედარებით დიდი ზომის წყლის ნაკადებს, რომელთა წყალშემკრები აუზის ფართობი აღემატება 50 კმ<sup>2</sup>-ს. უფრო პატარა ზომის წყლის ნაკადებს ნაკადულები ეწოდებათ. აქედან გამომდინარე, მდინარეებს ვერ მივაკუთვნებთ: დიდ, მაგრამ დროებით წყლის ნაკადებს (მაგალითად, ვადები – მშრალი ხეობები უდაბნოებში); წყლის ნაკადებს, რომელთაც არა აქვთ წყალშემკრები აუზი (მაგალითად, ზღვისპირა რაიონებში ან კუნძულებზე მიქცევა-მოქცევის შედეგად ფორმირებული წყლის ნაკადები), ხელოვნური კალაპოტის მქონე წყლის ნაკადებს (მაგალითად არხებს).

ცნობილ რუს კლიმატოლოგს ა.ი. ვოეიკოვს ეკუთვნის გამოთქმა „მდინარეები კლიმატის პროდუქტია“. ამ განმარტებაში ხაზგასმულია, რომ კლიმატურ ფაქტორებს მდინარეების ფორმირებასა და რეჟიმზე ნამყვანი როლი უკავიათ. ამასთან, არ უნდა გამოგვრჩეს, რომ გარემოს სხვა კომპონენტები (რელიეფი, გეოლოგიური აგებულება, ნიადაგი, მცენარეული საფარი და სხვ.), აგრეთვე, ადამიანის სამეურნეო საქმიანობა მოქმედებს მდინარეთა რეჟიმზე და ქმნის მის ბუნებრივ სახეს.

გეოგრაფების [36] მხატვრული გამონათქვამებით: წყალი – ლანდშაფტის სისხლია, ხოლო მდინარეები – ამ ლანდშაფტის სისხლძარღვთა სისტემა, რომელთაც გადააქვთ ნივთიერებები, ენერგია და გარდაქმნიან მას. ამასთან დაკავშირებით ძალზედ მნიშვნელოვანია ჩამონადენის განმარტება. ჩამონადენი არის წყალშემკრები აუზიდან წყლის, მასში გახსნილი ნივთიერებების და სითბოს ჩამოდინების პროცესი. აქედან გამომდინარე, მდინარის ჩამონადენი წყლისა და ნივთიერებათა გლობალური ბრუნვის კონტინენტური ნაწილის უმნიშვნელოვანესი ელემენტია. ამასთან იგი მძლავრი გეოლოგიური აგენცია, რომელიც განსაზღვრავს ურთიერთკავშირს ხმელეთის სხვადასხვა ობიექტებსა და ჰიდროსფეროს შორის.

დედამიწის ყველა მდინარეში ერთდროულად საშუალოდ არის 2115 კმ<sup>3</sup> წყლის მოცულობა, რომელიც ჰიდროსფეროს მხოლოდ 0.0002%-ია. მიუხედავად მდინარეთა წყლების ასეთი მცირე მოცულობისა, ძალზედ დიდია მათი მნიშვნელობა დედამიწაზე ნივთიერებათა და ენერგიის წრებრუნვაში.

## 6.1. მდინარეები და მათი გავრცელება დედამიწაზე

დედამიწის უდიდესი მდინარეების მონაცემები მოცემულია ცხრილ 6.1-ში. მათ შორის წყალშემკრები აუზის მიხედვით უდიდესია ამაზონი, უგრძესი ნილოსი. ამაზონი დედამიწის ყველაზე წყალუბვი მდინარეა, მასზე მოდის დედამიწის ყველა მდინარის ჩამონადენის 16.6%. ყველაზე დიდი მდინარეები მდებარეობენ სამხრეთ ამერიკაში, აფრიკაში, აზიაში.

ცხრილი 6.1

დედამიწის უდიდესი მდინარეები

მდინარეები	წყალშემკრები აუზის ფართობი, ათასი კმ <sup>2</sup>	სიგრძე, კმ	საშუალო წლიური ჩამონადენი, კმ <sup>3</sup>
ამაზონი	6915	6280	6930
კონგო (ზაირი)	3820	4370	1414
მისისიპი	3220	5985	580
ლა-პლატა	3100	4700	725
ობი	2990	3650	395
ნილოსი	2870	6670	73.1
ენისეი	2580	3490	610
ლენა	2490	4400	532
ნიგერი	2090	4160	270
ამური	1855	2820	355
იანძი	1800	5520	995
მაკენზი	1800	4240	350
განგი	1730	3000	1230
ვოლგა	1360	3350	239
ზამბეზი	1330	2660	106
ნმ. ლავრენტი	1290	3060	439
ნელსონი	1070	2600	86
ორანჟი	1020	1860	15.3
ორინოკო	1000	2740	914

## 6.2. მდინარეთა ტიპები

მდინარეებს ასხვავებენ სხვადასხვა ნიშნებით, მაგალითად, სიდიდის, ვადინების პირობების, საზრდოობის წყაროების, წყლის რეჟიმის, კალაპოტის მდგრადობის ხარისხის, ცინულოვანი რეჟიმის და ა.შ.

სიდიდის მიხედვით მდინარეებს ყოფენ დიდ, საშუალო და პატარა მდინარეებად. დიდ მდინარეებს აკუთვნებენ იმ მდინარეებს, რომელთა წყალშემკრები აუზის ფართობი აღემატება 50000 კმ<sup>2</sup>-ს, საშუალო მდინარეებს – რომელთა წყალშემკრები აუზის ფართობი იცვლება 2000-50000 კმ<sup>2</sup>-მდე, პატარა მდინარეებს კი იმ მდინარეებს, რომელთა წყალშემკრები აუზის ფართობი ნაკლებია 2000 კმ<sup>2</sup>-ზე. წყალშემკრები აუზის ფართობის ქვედა საზღვარი (50 კმ<sup>2</sup>), რომელიც ყოფს პატარა მდინარეებს ნაკადულებისაგან ძალზე პირობითია.

დიდ მდინარეთა აუზები, ძირითადად, განლაგებულია რამოდენიმე გეოგრაფიულ ზონაში. მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმი განსხვავდება თითოეული გეოგრაფიული ზონის მდინარეთა ჰიდროლოგიური რეჟიმისაგან, ამიტომ დიდ მდინარეთა ჰიდროლოგიური რეჟიმი პოლიზონალურია. საშუალო მდინარის აუზი ერთ გეოგრაფიულ ზონას მიეკუთვნება. ჰიდროლოგიური რეჟიმი დამახასიათებელია ამ გეოგრაფიული ზონის მდინარეებისათვის. ამიტომ საშუალო მდინარის ჰიდროლოგიური რეჟიმი ზონალურია.

პატარა მდინარეთა აუზებიც განლაგებულია ერთი გეოგრაფიული ზონის საზღვრებში, მაგრამ მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმი ადგილობრივი პირობების გამო შეიძლება მკვეთრად განსხვავდებოდეს იმავე გეოგრაფიული ზონის მდინარეთა რეჟიმისაგან. ამიტომ ასეთი მდინარეების ჰიდროლოგიური რეჟიმი აზონალურია.

**ნაკადის დინების პირობების** მიხედვით მდინარეები იყოფა: ბარის, ნახევრად მთის და მთის მდინარეებად. პირობითად, ბარის მდინარეებს აკუთვნებენ იმ მდინარეებს, რომელთა ფრუდის რიცხვი 0.1-ზე მცირეა, ნახევრად მთის მდინარეებს კი იმ მდინარეებს, რომელთა ფრუდის რიცხვი იცვლება 0.1-1.0-მდე; მთის მდინარეების რიცხვი 1-ზე მეტია. მაშასადამე, ბარისა და ნახევრად მთის მდინარეებისათვის დამახასიათებელია წყნარი წყლის მოძრაობა, ხოლო მთის მდინარეებისათვის მშფოთვარე.

**საზრდოობის წყაროების** მიხედვით მდინარეებს ყოფენ სხვადასხვა ტიპებად, იმის და მიხედვით თუ რა წილი ეკუთვნის მის ჩამონადენში თოვლის ნადნობს, წვიმის, მყინვარულ და მიწისქვეშა წყლებს.

**წყლის რეჟიმის** (შიგანლიური განაწილების) მიხედვით მდინარეები იყოფა: მდინარეებად, რომელთათვისაც დამახასიათებელია გაზაფხულის წყალდიდობა, წყალდიდობა წლის თბილ პერიოდში და მდინარეებად, რომელთაც ახასიათებთ წყალმოვარდნები მთელი წლის განმავლობაში.

**კალაპოტის მდგრადობის ხარისხის** მიხედვით არჩევენ მდგრად და არამდგრად მდინარეებს. **ყინულოვანი რეჟიმის** მიხედვით კი – გაყინვად და გაუყინავ მდინარეებს.

### **6.3. მდინარისა და მისი აუზის მორფოლოგია და მორფომეტრია**

**მდინარის წყალშემკრები და აუზი.** უნდა განვასხვავოთ მდინარის წყალშემკრები მდინარის აუზისაგან. მდინარის წყალშემკრები არის ხმელეთის ზედაპირის ნაწილი, ნიადაგისა და გრუნტის სიღრმე, საიდანაც ეს მდინარე წყლით საზრდოობს. მდინარის საზრდოობა ხდება როგორც ზედაპირული, ასევე მიწისქვეშა წყლებით, ამიტომ განასხვავებენ ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყალშემკრებებს, რომლებიც სავსებით შესაძლებელია ერთმანეთს არ ემთხვეოდეს. მდინარის აუზი – არის ხმელეთის ნაწილი, რომელიც მოიცავს მდინარის სისტემას და შემოსაზღვრულია წყალგამყოფით.

ძირითადად, მდინარის წყალშემკრები და აუზი ერთმანეთს ემთხვევა, მაგრამ ყოველთვის არა. იმ შემთხვევაში, როდესაც აუზის შიგნით იქნება შიდა ჩამო-

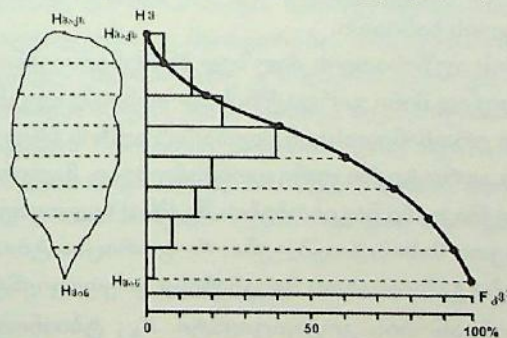
ნადენი ან ისეთი ფართობი, რომელსაც ჩამონადენი სრულებით არა აქვს წყალშემკრებების ფართობი უფრო ნაკლები იქნება, ვიდრე მდინარის აუზის ფართობი. ასეთ შემთხვევებს ადგილი აქვს ბრტყელი რელიეფის მქონე მშრალ რეგიონებში. წყალშემკრებისა და აუზის საზღვრების არ დამთხვევა შესაძლებელია მაშინაც, როდესაც ზედაპირული და მიწისქვეშა წყალშემკრებები ერთმანეთს არ ემთხვევა. ამ შემთხვევაში მიწისქვეშა ჩამონადენის ნაწილი შემოედინება აუზის საზღვრებს გარედან, ან, პირიქით, გაედინება აუზის საზღვრებს გარეთ.

იმ მდინარეთა აუზები, რომლებიც ჩაედინება ერთსა და იმავე წყალსატევში (ტბა, ზღვა, ოკეანე), ერთიანდება, შესაბამისად, იმავე ტბის, ზღვის, ოკეანის აუზებში. გამოყოფენ დედამიწის მთავარ წყალგამყოფს, რომელიც ყოფს ერთმანეთისგან: წყნარი და ინდოეთის ოკეანის მდინარეთა აუზებს, ატლანტისა და ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის მდინარეთა აუზებისაგან. გარდა ამისა, გამოყოფენ დედამიწის უჩამონადენო რეგიონებს, რომელთა მდინარეები არ ჩაედინება მსოფლიო ოკეანეში. მაგალითად, ასეთ უჩამონადენო რეგიონებს მიეკუთვნება კასპიისა და არალის ზღვის აუზები, რომლებშიც ერთიანდება ისეთი დიდი მდინარეების აუზები, როგორიცაა ვოლგა, ურალი, თერგი, მტკვარი, ამუდარია, სირდარია.

**მდინარის აუზის მორფომეტრიული მახასიათებლები:** მდინარის აუზის ძირითადი მორფომეტრიული მახასიათებლებია: აუზის ფართობი -  $F$ ; აუზის სიგრძე -  $L_s$ , რომელიც წარმოადგენს სწორ ხაზს მდინარის შესართავიდან აუზის უშორეს წერტილამდე; წყალგამყოფი ხაზის სიგრძე -  $L_{\text{წ}}$  აუზის მაქსიმალური სიგანე -  $B_{\text{წ}}$  აუზის საშუალო სიგანე -  $B_s$ , რომელიც გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$B_s = F/L_s \quad (6.1)$$

მდინარის აუზის ფართობი იცვლება ადგილის სიმაღლის მიხედვით, ამიტომ საინტერესოა მისი ვერტიკალური განვითარების ცოდნა, რაზეც წარმოადგენს იძლევა აუზის ჰიფსოგრაფიული მრუდი. (სურ. 6.1) იგი გვიჩვენებს აუზის ფართობის რა ნაწილი (კმ<sup>2</sup> ან %) მდებარეობს ადგილის ნებისმიერი მოცემული წერტილის მაღლა.



ნახ. 6.1 ადგილის სიმაღლის მიხედვით აუზის ფართობის განაწილება და ჰიფსოგრაფიული მრუდი

ჰიფსომეტრიული მრუდის საშუალებით შეიძლება გავიგოთ აუზის საშუალო სიმაღლე. აუზის საშუალო სიმაღლე შეიძლება, აგრეთვე, გამოვიანგარიშოთ ფორმულით:

$$H_{\text{საშ}} = \sqrt{F} \sum_{i=1}^n H_i f_i \quad (6.2)$$

სადაც  $H_i$  არის საშუალო სიმაღლეები მეზობელ იზოჰიფსებს შორის,  $f_i$  – ფართობი ორ მეზობელ იზოჰიფსს შორის,  $F$  – აუზის მთლიანი ფართობი,  $n$  – სიმაღლეებრივი ინტერვალების რიცხვი.

აუზის ზედაპირის საშუალო დახრილობა გამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$i_{\text{საშ}} = \Delta H / F \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} (l_K + l_{K+1}) \quad (6.3)$$

სადაც  $\Delta H$  არის სხვაობა ორ მეზობელ იზოჰიფსის სიმაღლეებს შორის,  $l_K$  და  $l_{K+1}$  – აუზის ფარგლებში ჰორიზონტალების სიგრძე,  $F$  – აუზის მთლიანი ფართობი,  $n$  – სიმაღლეებრივი ინტერვალების რიცხვი.

**მდინარის აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული მახასიათებლები:** მდინარის აუზის ძირითად ფიზიკურ-გეოგრაფიულ მახასიათებლებს წარმოადგენს:

1. აუზის გეოგრაფიული მდებარეობა კონტინენტზე (რეგიონში);
2. გეოგრაფიული ზონა (ზონები) ან სიმაღლეებრივი სარტყლურობა;
3. გეოლოგიური აგებულება, ტექტონიკა, ჰიდროლოგიური პირობები, ქვეფენილი გრუნტების ფიზიკური თვისებები;
4. რელიეფი;
5. კლიმატი (ატმოსფეროს ცირკულაცია, ჰაერის ტემპერატურისა და ტენიანობის რეჟიმი, ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა, აორთქლება);
6. ნიადაგ-მცენარეული საფარი;
7. აუზში სხვა წყლის ობიექტების არსებობა (ტბები, ჭაობები, მყინვარები);
8. მდინარეთა ქსელის ხასიათი.

ნებისმიერი მდინარის აუზისათვის ძალზედ მნიშვნელოვანია ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად მისი გარდაქმნის ხარისხის დადგენა. ამასთან, აუცილებელია განვასხვავოთ ერთმანეთისგან მდინარის აუზის (ტყეების განაშენიანება, მიწების მოხვნა, სხვა აგროტექნიკური ღონისძიებები, მელიორაცია) და მდინარის სისტემის (ჰიდროტექნიკური ნაგებობების შექმნა) ხელოვნური გარდაქმნა.

მდინარის აუზის ისეთი მახასიათებლები, როგორცაა ტბიანობა, ჭაობიანობა და ტყიანობა შეიძლება გამოისახოს შესაბამისი კოეფიციენტების (ტბიანობის კოეფიციენტი  $K_{ტბ}$ , ჭაობიანობის კოეფიციენტი  $K_{ჭ}$ , ტბიანობის კოეფიციენტი  $K_{ტყ}$ ) მიხედვით. ისინი იანგარიშება ზოგადი სახის შემდეგი ფორმულით:

$$K = f / F \quad (6.4)$$

სადაც  $f$  არის ტბებით (ჭაობებით, მყინვარებით, ტყეებით) დაკავებული ფართობი;  $F$  – მდინარის აუზის ფართობი.

**მდინარე და მდინარის ქსელი:** წყალსადინარები (მდინარეები, ნაკადულები, დროებითი წყალსადინარები, არხები), წყალსატევები (ტბები, წყალსაცავები) და მნიშვნელოვანი წყლის ობიექტები (ჭაობები, მყინვარები) მდინარის აუზის საზღვრებში აუზის ჰიდროგრაფიულ ქსელს ქმნიან.

მდინარის ქსელი ჰიდროგრაფიული ქსელის ნაწილია. მდინარის ქსელში შედის მთავარი მდინარე, რომელიც ერთვის მიმდებ წყალსატევს (ოკეანე, ზღვა, ტბა) და სხვადასხვა რივის ყველა შენაკადი, რომლებიც ერთვის მას. მთავარ მდინარედ ითვლება მდინარის აუზის ყველაზე გრძელი მდინარე ან ყველაზე წყალუხვი.

მდინარის სიგრძე  $L$  არის მანძილი (კალაპოტის გასწვრივ) მდინარის სათავესა და შესართავს შორის. მდინარის სიგრძეს განსაზღვრავენ მსხვილმასშტაბიანი რუკების ან აეროფოტოსურათების საშუალებით. როდესაც მდინარის სიგრძე განისაზღვრება წვრილმასშტაბიანი რუკის საშუალებით, აუცილებელია შესწორების შემოღება კალაპოტის კლაკნილობასა და მასშტაბზე. რაც უფრო წვრილია რუკის მასშტაბი და დიდია მდინარის კლაკნილობა, მით უფრო დიდია ცდომილება მდინარის სიგრძის განსაზღვრისას.

მდინარის მონაკვეთის ზუსტად გასაზომად იყენებენ კლაკნილობის კოეფიციენტს. კლაკნილობის კოეფიციენტი განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით

$$K = l/L \quad (6.5)$$

სადაც  $K$  კლაკნილობის კოეფიციენტი,  $l$  – მდინარის მონაკვეთის სწორი ხაზის სიგრძე (კმ),  $L$  – მდინარის მონაკვეთის კლაკნილი ხაზის სიგრძე (კმ).

რადგანაც მდინარის სიგრძის სხვადასხვა მონაკვეთებს გააჩნია სხვადასხვა კლაკნილობა, ამიტომ მდინარის საერთო კლაკნილობის კოეფიციენტს განსაზღვრავენ შემდეგი ფორმულით:

$$K_L = \sum l_i / \sum L \quad (6.6)$$

მდინარეს აქვს სათავე და შესართავი. სათავე შეიძლება იყოს წყარო, ტბა, ჭაობი, მაღალმთიან ადგილებში კი მყინვარები. სათავიდან მდინარე მიედინება თავისივე გამომუშავებულ კალაპოტში, გზადაგზა იერთებს შემდინარეებს და ბოლოს უერთდება ოკეანეს, ზღვას, ტბას ან სხვა მდინარეს.

მდინარის აუზში ყველა მდინარის სიგრძის ჯამს მდინარის ქსელის სიგრძე ეწოდება. მდინარის ქსელის სიგრძის ჯამის შეფარდებას მდინარის აუზის ფართობთან მდინარის ქსელის სიხშირე ეწოდება. იგი გამოისახება შემდეგი ფორმულით:

$$d = \sum L_i / F \quad (6.7)$$

მისი განზომილებაა კმ/კმ<sup>2</sup>.

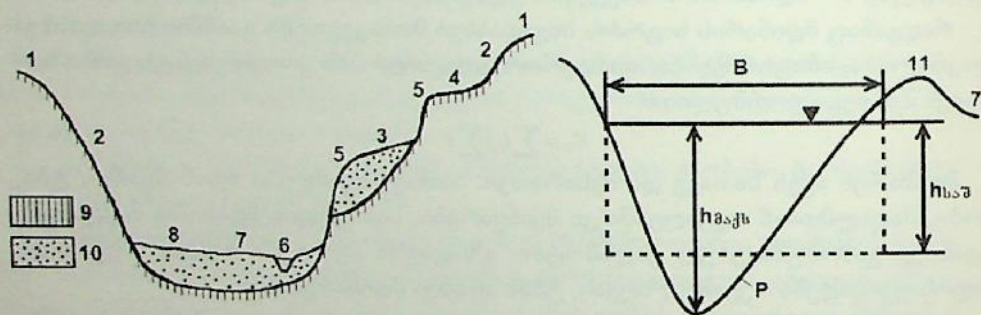
მდინარის ქსელი არის ურთულესი ტექტონიკური და ეროზიულ-აკუმულაციური პროცესების, მყინვარების მოძრაობის, ზღვებისა და ოკეანეების დონეების

ევსტათური რყევადობის შედეგი. თანამედროვე მდინარის ქსელის წარმოქმნის ახსნა შეუძლებელია დეტალური გეოლოგიური და პალეოგეომორფოლოგიური გამოკვლევების გარეშე.

**მდინარის ხეობა და კალაპოტი:** მდინარის ხეობა ეწოდება ვიწროდ წაგრძელებულ, დადაბლებულ რელიეფის ფორმას, რომელიც ხასიათდება შესართავისაკენ ფსკერის დახრილობით. მდინარეთა ხეობები, წარმოშობის მიხედვით, სხვადასხვაგვარია. ბუნებაში გვხვდება ტექტონიკური (ტექტონიკური პროცესებით წარმოშობილი ხეობები), მყინვარული (მყინვარის მოძრაობის შედეგად გაჩენილი ხეობები) და ეროზიული (მდინარეთა ეროზიული მოქმედების) ხეობები. მდინარეთა ხეობების ნაწილებს წარმოადგენს: ფსკერი, ტალვეგი, კალაპოტი, ჭალა, ხეობის კალთები, ტერასები.

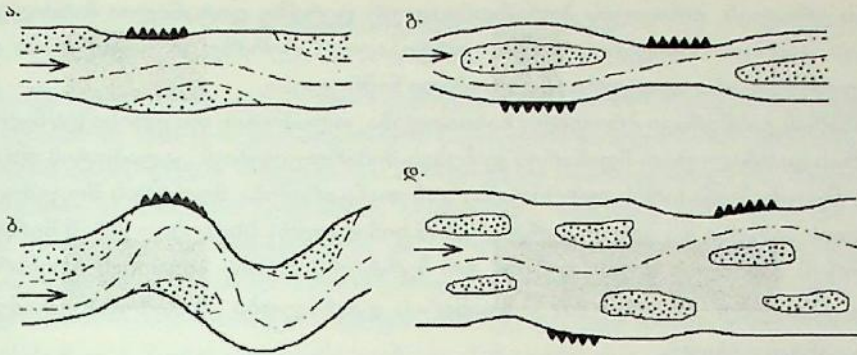
განივი კვეთის პროფილების მიხედვით მდინარეთა ხეობები იყოფა: კანიონებად, V-ს მაგვარ, ტრაპეციულ, ყუთისმაგვარ, ეტლისმაგვარ და ა.შ. ხეობებად.

მდინარის ხეობის ყველაზე დაბალ ნაწილს ხეობის ფსკერი ეწოდება. ხეობის ფსკერის უდაბლესი ნაწილები შემაერთებელ კლაკნულ ხაზს გასწვრივი მიმართულებით ტალვეგს უწოდებენ. ხეობის ფსკერს ორი დახრილობა ახასიათებს – გასწვრივი, ტალვეგის მიმართულებით და გარდიადმო – ნაპირებიდან ტალვეგისაკენ. მდინარის კალაპოტი ხეობის უდაბლესი ნაწილია, სადაც ადგილი აქვს მდინარის დინებას. ხეობის იმ ნაწილს, რომელიც წყალდიდობის დროს წყლით იფარება, ჭალა ეწოდება. მდინარის ხეობის კალთები ხშირად საფეხურებად არის განლაგებული, მათ ტერასებს უწოდებენ. (იხ. ნახ. 6.2)



ნახ. 6.2. მდინარის ხეობისა და კალაპოტის განივი კვეთის პროფილი

მდინარის კალაპოტს სიბრტყეზე შეიძლება ჰქონდეს სწორხაზოვანი, მეანდრირებული, დატოტვილი და დანაწევრებული ფორმა. (იხ. ნახ. 6.3)



ნახ. 6.3. მდინარეთა კალაპოტის ტიპები

მდინარის კალაპოტის ძირითადი მორფომეტრიული მახასიათებლებია: კვეთის ფართობი,  $\omega$ , კალაპოტის სიგანე,  $B$ , და კალაპოტის მაქსიმალური სიღრმე,  $h_{\text{მაქს}}$ . კალაპოტის საშუალო სიღრმე,  $h_{\text{საშ}}$ , იანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$h_{\text{საშ}} = \omega / B \quad (6.8)$$

უმრავლეს მდინარეთა კალაპოტებისათვის სრულდება შემდეგი მიახლოებითი ტოლობა  $h_{\text{საშ}} \approx 2/3 h_{\text{მაქს}}$ .

ჰიდრაულიკურ გაანგარიშებებში ხშირად გამოიყენება მდინარის კალაპოტის კიდევ ორი მახასიათებელი: სველი პერიმეტრის სიგრძე,  $P$ , და ჰიდრაულიკური რადიუსი,  $R$ . სველი პერიმეტრი მრუდე ხაზია, რომლითაც შემოსაზღვრულია ცოცხალი კვეთის დასველებული ნაწილი. ჰიდრაულიკური რადიუსი კი ცოცხალი კვეთის ფართობის შეფარდებაა სველი პერიმეტრის სიგრძესთან:

$$R = \omega / P \quad (6.9)$$

მდინარის კალაპოტის ელემენტები (ცოცხალი კვეთის ფართობი, სიგანე, საშუალო სიღრმე, მაქსიმალური სიღრმე, სველი პერიმეტრი, ჰიდრაულიკური რადიუსი) არ არის მუდმივი, მათი სიდიდეები პირდაპირ დამოკიდებულებაშია მდინარის დონეებთან, მდინარის დონეების მატებისას აღნიშნული სიდიდეებიც მატულობს, ხოლო დაკლებისას კლებულობს.

მდინარეთა კალაპოტების მაქსიმალურმა სიგანემ შეიძლება მიაღწიოს რამოდენიმე ათეულ კილომეტრს (მდ. ამაზონი), ხოლო მაქსიმალურმა სიღრმემ 100-110 მეტრს (მდ. ენისეის ქვედა წელში). აქ არ იგულისხმება ის შემთხვევები, როდესაც ზღვა ტბორავს კანიონებს (მდ. კონგო, მდ. წმ. ლავრენტი) და სიღრმეები აღწევს 300-400 მეტრს.

**მდინარის გასწვრივი პროფილი:** მდინარის გასწვრივი პროფილი წარმოადგენს კალაპოტის გასწვრივ ფსკერისა და წყლის ზედაპირის ნიშნულების ცვალებას.

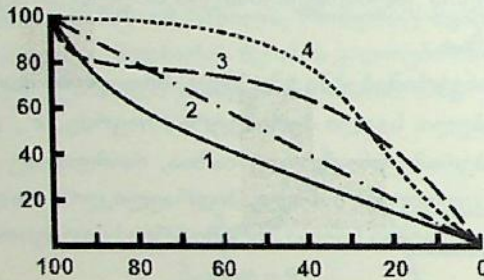
ბადობის გრაფიკს. გრაფიკის ჰორიზონტალურ ღერძზე დატანილია მანძილები მდინარის სიგრძის მიხედვით, ხოლო ვერტიკალურ ღერძზე კი – ფსკერისა და წყლის დონეების აბსოლიტური ან პირობითი ნიშნულები.

მდინარის გასწვრივი პროფილი ხასიათდება კალაპოტის ფსკერისა და წყლის ზედაპირის დახრილობით მდინარის დინების მიმართულებით. კალაპოტის ფსკერისა და წყლის ზედაპირის დახრილობა გამოიანგარიშება მდინარის მოცემული მონაკვეთის სანყისი და ბოლო წერტილების სიმაღლეთა სხვაობით და ამ წერტილებს შორის მანძილის შეფარდებით. ორ წერტილს შორის სხვაობას მდინარის ვარდნას უწოდებენ ( $h_1 - h_2 = \Delta H$ ). მდინარის დახრილობა კი გამოიანგარიშება შემდეგი განტოლებით:

$$i = \Delta H / L_i \quad (6.10)$$

სადაც  $\Delta H$  მდინარის ვარდნაა, ხოლო  $L_i$  – მდინარის მონაკვეთის სიგრძე.

მდინარის სიგრძითი დახრილობის ხასიათის მიხედვით გამოიყოფა გასწვრივი პროფილის ოთხი ძირითადი ტიპი: ჩაზნექილი, სწორხაზოვანი, ამოზნექილი და საფეხურებიანი (იხ. ნახ. 6.4). გასწვრივი პროფილის ხასიათი განისაზღვრება მდინარის აუზის გეოლოგიური აგებულებით, რელიეფით და ნაკადის ეროზიულ-აკუმულაციური მოქმედებით.



ნახ. 6.4. მდინარეთა გასწვრივი პროფილის ტიპები

პირველ ტიპს მიეკუთვნება ისეთი მდინარეები, რომელთა აუზის ზემო და შუა ნაწილები მაღალმთიანი და მთაგორიანია, ქვემო კი გარკვეულწილად ვაკეს წარმოადგენს. ასეთია მსოფლიოს მრავალი მდინარის გასწვრივი პროფილი. სწორხაზოვანია ისეთი მდინარეების გასწვრივი პროფილები, რომელთა წყალშემკრები აუზის ზედაპირი, უმეტესად, ვაკეს წარმოადგენს. ამოზნექილი გასწვრივი პროფილი აქვს ისეთ მდინარეებს, რომელთა აუზები ზემო ნაწილში ვაკე რელიეფით ხასიათდება, ქვემო კი მთიანია. საფეხუროვანი გასწვრივი პროფილით გამოირჩევა ისეთი მდინარეები, რომელთა წყალშემკრები აუზი აგებულია ადვილადშლადი და ძნელადშლადი ქანებით ან გამოირჩევა ტბათა სიმრავლით.

#### 6.4. მდინარეთა საზრდოობა

მდინარეები, ძირითადად, ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობს. დედამიწის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი წარმოქმნის მდინარის ჩამონადენს და მის უშუალო მასაზრდოებელ წყაროდ ითვლება. ატმოსფერული ნალექების ნაწილი დედამიწის ზედაპირზე, ზამთრის პერიოდში, თოვლის სახით გროვდება. გაზაფხულზე კი დნება და მდინარეებს თოვლის გამდნარი წყლით ასაზრდოებს. ნაწილი ატმოსფერული ნალექებისა ნიადაგ-გრუნტში იჟონება და წარმოშობს მიწისქვეშა წყლებს, რომლებიც დედამიწის ზედაპირზე წყაროების სახით გამოდის და მდინარეებს ასაზრდოებს. მკაცრ ზამთარში მოსული თოვლი წლის თბილ პერიოდში ვერ ასწრებს გადნობას და გროვდება მარადი თოვლის სახით, რის შედეგად წარმოიშობა მაღალი მთის მყინვარები. მარადი თოვლისა და მყინვარების მდნარი წყალიც მონაწილეობს მდინარეთა საზრდოობაში. ამრიგად, გამოიყოფა მდინარეთა საზრდოობის ოთხი ტიპი: წვიმის, თოვლის, მყინვარისა და მიწისქვეშა წყლების.

წყლის რაოდენობა, რომელსაც იღებენ მდინარეები ამა თუ იმ საზრდოობის წყაროდან, სხვადასხვა რაიონში სხვადასხვაა. განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში ცალკეული საზრდოობის ხვედრითი წილი წლიურ ჩამონადენში სხვადასხვა რაოდენობით გვხვდება.

იმ რეგიონების მდინარეები, სადაც გავრცელებულია თბილი კლიმატი, ძირითადად, წვიმის წყლებით საზრდოობენ. ამაზონის, განგისა და ბრაჰმაპუტრას, მეკონგის ჩამონადენი ფორმირდება წვიმის წყლებით. გლობალურ მასშტაბში მდინარეთა ამ ტიპის საზრდოობა წარმოადგენს ძირითადს. მნიშვნელობით მეორეა მდინარეთა თოვლის წყლებით საზრდოობა. მისი როლი ძალზედ დიდია იმ რეგიონების მდინარეებში, სადაც ზომიერი კლიმატური პირობებია. მნიშვნელობით მესამეა მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობა. სწორედ მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობა განაპირობებს ჩამონადენის უწყვეტობას წლის განმავლობაში. თავისი მნიშვნელობით, ბოლო მეოთხე ადგილზეა მდინარეთა მყინვარული წყლებით საზრდოობა, მასზე მოდის დედამიწის მდინარეთა ჩამონადენის მხოლოდ 1%.

**წვიმის წყლებით საზრდოობა.** წვიმა ხასიათდება მოსული ნალექების ფენის სიმაღლით (მმ), ხანგრძლივობით (წთ, საათი, დღე-ღამე), ინტენსივობით (მმ/წთ, მმ/სთ) და გავრცელების ფართობით (კმ<sup>2</sup>). სწორედ ამ ფაქტორების გავლენით ფორმირდება მდინარის ჩამონადენი და მატულობს მიწისქვეშა წყლები. რაც უფრო დიდია წვიმის ინტენსივობა, ხანგრძლივობა, გავრცელების ფართობი და წვიმის გავრცელების ფართობის შეფარდება მდინარის აუზის ფართობთან, მით უფრო დიდია წყალმოვარდნის ტალღა. სწორედ ამ მიზეზებით პატარა და საშუალო მდინარეებში წარმოიქმნება კატასტროფული წყალმოვარდნის ტალღები. მიწისქვეშა წყლების მოცულობა იზრდება ხანგრძლივი წვიმების დროს. როდესაც

წვიმის დროს ჰაერის ტენიანობა მცირეა და ნიადაგი მშრალი, ამ დროს ატმოსფერული ნალექების დანახარჯები, ძირითადად, მოდის აორთქლებაზე და ინფიტრაციაზე, ამიტომ ზედაპირული ჩამონადენის სიდიდე უმნიშვნელოა. პირიქით, როცა წვიმა მოდის ტენიან ნიადაგზე და ჰაერის ტემპერატურა დაბალია, მაშინ ზედაპირული ჩამონადენის სიდიდე დიდია. აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ერთი და იგივე წვიმა დამოკიდებული ჰაერის ტენიანობასა და ქვეფენილი ზედაპირის მდგომარეობაზე, ერთ შემთხვევაში შეიძლება იყოს ზედაპირული ჩამონადენის ნარმომქმნელი, ხოლო მეორე შემთხვევაში კი არა.

**თოვლის ნადნობი წყლებით საზრდოობა.** თოვლის საფარში დაგროვილი წყალი ზომიერ განედებში მდინარეთა საზრდოობის ძირითადი წყაროა. თოვლი, დნობის დროს იძლევა სხვადასხვა მოცულობის წყალს, იგი დამოკიდებულია თოვლის საფარის სიმაღლესა და თოვლის სიმკვრივეზე. წყლის მარაგს თოვლის საფარში განსაზღვრავენ თოვლის საფარის აგეგმვით.

თოვლის საფარში წყლის მარაგი დამოკიდებულია ზამთარში მოსულ ატმოსფერულ ნალექებზე. იგი თოვლის საფარში მდინარის აუზის ფართობზე არათანაბრად არის განაწილებული და დამოკიდებულია ადგილის სიმაღლეზე, ფერდობის ექსპოზიციაზე, რელიეფის ფორმაზე, მცენარეულ საფარზე და ა.შ.

თოვლის საფარში გამოყოფენ დნობისა და წყალგაცემის პროცესებს. თოვლის დნობა იწყება, როდესაც ჰაერის ტემპერატურები აღწევს დადებით მნიშვნელობებს და თოვლის ზედაპირზე დადებითი სითბური ბალანსია. თოვლის საფარიდან წყალგაცემა იწყება მოგვიანებით თოვლის დნობის შემდეგ, იგი დამოკიდებულია თოვლის ფიზიკურ თვისებებზე. თოვლის საფარიდან წყალგაცემის პროცესს თან სდევს ზედაპირული ჩამონადენი.

გაზაფხულის თოვლის დნობის სამ პერიოდს გამოყოფენ:

1. საწყისი პერიოდი (თოვლის საფარი მყარია, დნობა შენელებულია, წყალგაცემა პრაქტიკულად არ არის, ზედაპირული ჩამონადენი არ ფორმირდება);

2. თოვლის ძირითადი მასის ინტენსიური დნობის პერიოდი (ფაზა) (იწყება ინტენსიური წყალგაცემა, სწრაფად იმატებს ზედაპირული ჩამონადენი);

3. თოვლის დნობის დასასრულის ფაზა (დარჩენილი თოვლის მარაგის დნობა).

პირველ ფაზაში დნება თოვლის მარაგის დაახლოებით 30%, მეორე ფაზაში – 50%, ხოლო მესამეში – 20%. წყალგაცემა მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს მეორე ფაზის დროს.

ტერიტორიას, სადაც მოცემულ დროში (მომენტში) მიმდინარეობს თოვლის დნობა, ერთდროული თოვლის დნობის ზონა ეწოდება. ეს ზონა შემოსაზღვრულია თოვლის დნობის ფრონტით (ხაზი, რომელიც ყოფს თოვლის დნობის ზონას, იმ მხარისაგან, სადაც თოვლის დნობა არ არის დაწყებული) და დნობის ზურგით (ხაზი, რომელიც ყოფს თოვლის დნობის ზონას იმ მხარისაგან, სადაც თოვლი უკვე დადნა). ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, გაზაფხულზე, ერთდროული თოვლის

დნობის ზონა ვაკე ადგილებში გადაადგილდება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, მთებში კი ფერდობებზე ქვემოდან ზემოთ. ვაკე ადგილებში თოვლის დნობის ზურგის გავრცელების სიჩქარე ტოლია 40-80 კმ/დღ, ზოგჯერ 150-200 კმ/დღ.

თოვლის დნობის მნიშვნელოვანი მახასიათებელია მისი ინტენსივობა. იგი გაზაფხულის პერიოდში ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობით და ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებებით განისაზღვრება.

გაზაფხულის წყალდიდობის წყლის მოცულობა განისაზღვრება თოვლის საფარში არსებული წყლის მთლიანი მოცულობით, ხოლო მდინარეში წყლის ხარჯის მატება და გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯები თოვლის დნობის ინტენსივობით და ნიადაგის ფილტრაციული თვისებებით.

თოვლის დნობას და მისი როლის შეფასებას ჩამონადენის ფორმირებაში განსაზღვრავენ სხვადასხვა მეთოდებით. მათ შორის ყველაზე მარტივი დაფუძნებულია ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობაზე და იანგარიშება შემდეგი მარტივი ფორმულით:

$$h = \alpha \sum T \quad (6.11)$$

სადაც  $h$  არის  $\Delta t$  დროის ინტერვალში დამდნარი წყლის ფენა (მმ);  $\sum T$  - დროის იმავე ინტერვალში საშუალო დღიური ჰაერის ტემპერატურის დადებითი მნიშვნელობების ჯამი;  $\alpha$  - პროპორციულობის კოეფიციენტი, რომელსაც დნობის კოეფიციენტსაც უწოდებენ (ეს დამდგარი წყლის ფენის სიმაღლეა, რომელიც შეესაბამება  $1^\circ$  დადებით საშუალო დღე-ღამურ ტემპერატურას).

თოვლის დნობის  $\alpha$  კოეფიციენტის საშუალო მნიშვნელობა ღია ადგილები-სათვის, რომლებიც მდებარეობს ჩ.გ.  $55^\circ$  ჩრდილოეთით, მიახლოებით  $1^\circ C$  -ზე ტოლია 5 მმ-ის. ტყით დაფარული ტერიტორიებისათვის იგი იცვლება: 1.5 მმ/გრად (წიწვოვანი ტყეებისათვის) - 3-4 მმ/გრად (ფართოფოთლოვანი ტყეებისათვის).

თოვლის დნობის ინტენსივობა განისაზღვრება სითბური ბალანსის მეთოდით (იხ. §2.4.).

**მდინარეთა საზრდოობა მიწისქვეშა წყლებით.** იგი განისაზღვრება მიწისქვეშა (გრუნტის) და მდინარეთა წყლების ურთიერთმოქმედების ხასიათით. ეს საკითხი დატალურად არის განხილული მეხუთე თავში. შეგახსენებთ, რომ ზემოთ ნახსენები ურთიერთმოქმედების მიმართულება და ინტენსივობა დამოკიდებულია მდინარეებისა და მიწისქვეშა წყლების დონეებით (იხ. ნახ. 5.8), რომლებიც, თავის მხრივ, დამოკიდებულია მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმზე და მდინარის მიმდებარე ტერიტორიის ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე. იმ შემთხვევაში, როდესაც არსებობს მუდმივი ჰიდრაულიკური კავშირი მდინარესა და მიწისქვეშა წყლებს შორის (იხ. ნახ. 5.8.ბ), მდინარეები საზრდოობს მიწისქვეშა წყლებით მთელი წლის განმავლობაში, გარდა იმ პერიოდისა, როდესაც წყალდიდობის პიკია.

**მყინვარული საზრდოობა.** ამ ტიპის საზრდოობა გააჩნია მდინარეებს, რომლებიც სათავეს იღებენ მაღალ მთებში მყინვარებიდან (დეტალურად იხილეთ §4.7.). მყინვარული საზრდოობის წილი მდინარის ჩამონადენში მით მეტია, რაც უფრო მეტი ფართობი უჭირავს მყინვარებს აუზში.

მსოფლიოს მდინარეთა უმრავლესობას აქვს შერეული საზრდოობა.

**მდინარეთა კლასიფიკაცია საზრდოობის წყაროების მიხედვით.** მდინარის ჩამონადენში საზრდოობის წყაროების წილის განსაზღვრა ურთულესი ამოცანაა. შედარებით ზუსტად ამ ამოცანის გადაჭრა შესაძლებელია „დანიშნული ატომებით“, ანუ სხვადასხვა სახის წყლების რადიოაქტიური „მარკირებით“, ან ბუნებრივი წყლების იზოტოპური შემადგენლობის ანალიზით. სხვადასხვა საზრდოობის სახეების გამოყოფის უფრო მარტივი, მაგრამ მიახლოებითი მეთოდია – ჰიდროგრაფის გრაფიკული დანაწევრება.

პირველად ცნობილმა რუსმა კლიმატოლოგმა ა.ი. ვოეიკოვმა შემოგვთავაზა დედამიწის მდინარეთა კლასიფიკაცია საზრდოობის წყაროების მიხედვით. ა.ი. ვოეიკოვის კლასიფიკაცია ამავე დროს იყო დედამიწის დარაიონება მდინარეთა საზრდოობის ხასიათის მიხედვით. მის მიერ გამოყოფილ იქნა: მხარეები, სადაც მდინარეები ძირითადად საზრდოობენ სეზონური თოვლის და მყინვარების ნადნობი წყლებით; მხარეები, სადაც მდინარეები, ძირითადად, საზრდოობენ წვიმის წყლებით; მხარეები, სადაც მუდმივი წყალსადინარები არ არის.

უფრო სრულყოფილია მ.ი. ლვოვიჩის კლასიფიკაცია, რომლის მიხედვით ამა თუ იმ საზრდოობის წყაროების წილი მდინარეთა ჩამონადენში განისაზღვრება სამი გრადიენტით. თუ საზრდოობის ერთ-ერთი სახე იძლევა მდინარის წლიური ჩამონადენის 80%-ს, მაშინ ითვლება, რომ იგი განსაკუთრებული საზრდოობის წყაროა და სხვა სახის საზრდოობის წყაროები მხედველობაში არ მიიღება. თუ საზრდოობის წყაროზე მოდის მდინარის წლიური ჩამონადენის 50-80%, იგი ითვლება უპირატეს საზრდოობის წყაროდ (სხვა სახის საზრდოობის წყაროები მხედველობაში მიიღება თუ მათი წილი მდინარის წლიური ჩამონადენის 10%-ს შეადგენს). თუ მდინარეთა საზრდოობის არც ერთი წყარო არ იძლევა წლიური ჩამონადენის 50%-ზე მეტს, ითვლება რომ მდინარეთა საზრდოობა ასეთ შემთხვევაში შერეულია. მყინვარული საზრდოობის შემთხვევაში გრადაციის შესაბამისი დიაპაზონები შემცირებულია 50%-დან 25%-მდე.

## 6.5. წლის ხარჯვა (დანაკარგები) მდინარეთა აუზებში

მდინარის აუზის ზედაპირზე მოსული წვიმის, თოვლისა და მყინვარების ნადნობი წყლების ნაწილი ჩამოედინება ზედაპირული (მდინარისა და ფერდობული) ჩამონადენის სახით, ხოლო ნაწილი იხარჯება ინფილტრაციასა და აორთქლებაზე.

ატმოსფერული ნალექების დანაკარგები აორთქლებაზე დაუბრუნებელია მდინარის აუზისათვის, რადგანაც ითვლება, რომ ჰაერის მასების საშუალებით ისინი გადაიტანება აუზის ფარგლებს გარეთ. ინფილტრაციის შედეგად ნიადაგ-გრუნტში ჩაჟონილი წყალი ითვლება დაკარგულად, მხოლოდ მდინარის აუზის კონკრეტული ნაწილისათვის. შემდეგ ეს წყლები ხვდება მდინარის კალაპოტში, მიწისქვეშა წყლებით მდინარის საზრდოობის პროცესში.

**აორთქლება წყლის ზედაპირიდან** სიდიდით უახლოვდება აორთქლებადობას ( $Z_0$ ), ანუ მოცემულ კლიმატურ პირობებში მაქსიმალურად შესაძლებელ აორთქლებას, რომელიც დამოკიდებულია რადიაციულ ბალანსზე. აორთქლება წყლის ზედაპირიდან მით უფრო მეტია, რაც უფრო მცირეა ჰაერის ტენიანობა (და მეტია ტენიანობის დეფიციტი) და დიდია ქარის სიჩქარე.

კონკრეტულ პირობებში აორთქლება წყლის ზედაპირიდან შესაძლებელია განისაზღვროს: წყლის ბალანსის მეთოდით; სითბური ბალანსის მეთოდით და ემპირიული ფორმულებით. ემპირიული ფორმულებიდან ფართო გამოყენება აქვს ბ.დ. ზაიკოვის ფორმულას:

$$Z = 0.14n(l_0 - l_{200})(1 + 0.72W_{200}) \quad (6.12)$$

სადაც  $Z$  აორთქლებაა მმ-ში,  $l_0$  - წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობის საშუალო მნიშვნელობა, იგი განისაზღვრება წყალსატევის წყლის ზედაპირის ტემპერატურით,  $l_{200}$  - წყლის ორთქლის საშუალო დრეკადობა (ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა) წყალსატევის წყლის ზედაპირიდან 200 სმ სიმაღლეზე (მბარ),  $W_{200}$  - ქარის საშუალო სიჩქარე წყალსატევის წყლის ზედაპირიდან 200 სმ სიმაღლეზე,  $n$  - დღეთა რიცხვი საანგარიშო პერიოდში.

(6.12) ფორმულაში წყლის ორთქლის დრეკადობის სხვაობა ( $l_0 - l_{200}$ ), შეიძლება შეიცვალოს ჰაერის ტენიანობის დეფიციტის ( $CD_{200}$ ) პროპორციული სიდიდით.

**აორთქლება თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან** დამოკიდებულია იმავე ფაქტორებზე, რაზეც აორთქლება წყლის ზედაპირიდან. იმის გამო, რომ თოვლისა და ყინულის ზედაპირის ტემპერატურები მცირეა, შესაბამისად, აორთქლების ინტენსივობაც გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე წყლის ზედაპირიდან. იგი ზამთრის პერიოდში შეადგენს მხოლოდ 20-30 მმ-ს.

თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან აორთქლებას განსაზღვრავენ სპეციალური ამაორთქლებლების საშუალებით, რომლის დროსაც იყენებენ ნონით მეთოდს. პრაქტიკული ამოცანების გადასაწყვეტად აორთქლებას ანგარიშობენ ემპირიული ფორმულებით.

**აორთქლება ნიადაგის ზედაპირიდან** განისაზღვრება მეტეოროლოგიური პირობებით და გრუნტის ღრმა ქვედა ფენებიდან ზედაპირზე მიწისქვეშა წყლების ამოსვლის ინტენსივობით. იგი გაცილებით დიდია მაშინ, როდესაც დიდია ნი-

ადაგის ტენიანობა, ჰაერის ტენიანობის დეფიციტი და ქარის სიჩქარე, მატულობს წვიმის შემდეგ და მიწისქვეშა წყლების დონის აწევისას.

ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებას განსაზღვრავენ სპეციალური ნიადაგის ამორთქლებელით. ნიადაგიდან აორთქლებული წყლის მოცულობას ანგარიშობენ ნიადაგის მონოლითის მასის ცვალებადობით, რომელიც მოთავსებულია სპეციალურ ამორთქლებელში.

**აორთქლება მცენარეული საფარიდან** (ტრანსპირაცია) მოიცავს სამ სტადიას: ნიადაგის ტენის შთანთქმა მცენარის ფესვთა სისტემით; წყლის გადასვლა მცენარის ლეროში და ფოთლების ზედაპირიდან აორთქლება. რაც უფრო ღრმად არის მცენარის ფესვთა სისტემა, დიდია ფოთლების სიდიდე და მცენარეული საფარის სიხშირე, მით მეტია ტრანსპირაცია.

ტრანსპირაციის სიდიდე დამოკიდებულია მცენარეთა ტიპებზე. სხვადასხვა მცენარე ხარჯავს სხვადასხვა რაოდენობის წყალს ტრანსპირაციაზე. მაგალითად, ვეგეტაციის პერიოდში წლიური აორთქლების ფენის სიმაღლე ხორბლისათვის შეადგენს 250-300 მმ, ტირიფისათვის 150-200 მმ, ხოლო წინვოვანი ხეებისათვის 150-300 მმ.

ჯამური აორთქლება წარმოადგენს ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების, ტრანსპირაციის და ხის ვარჯისაგან აორთქლების ჯამს (ბოლო ორ აორთქლებას განიხილავენ ერთდროულად). ჯამურ აორთქლებას დიდი მნიშვნელობა აქვს მდინარის აუზის ფარგლებში ჩამონადენის დანაკარგების განსაზღვრისას. ამიტომ მის ანგარიშს ჰიდროლოგიაში განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევენ.

ჯამური აორთქლების საანგარიშოდ იყენებენ მეთოდების ორ ჯგუფს. პირველ მათგანში იყენებენ დამოკიდებულებას საშუალო მრავალწლიურ ჯამურ აორთქლებას ( $Z$ ), წლიურ ნალექებს ( $X$ ) და აორთქლებადობას ( $Z_0$ ) შორის. მ.ი. ბუდიკომ შემოგვთავაზა მაქსიმალურად შესაძლებელი აორთქლების, ე.ი. აორთქლებადობის ( $Z_0$ ) გამოსახვა საშუალო მრავალწლიანი რადიაციული ბალანსის ( $R$ ) წლიური სიდიდით და აორთქლების კუთრი სითბოტევადობით ( $L$ ). მ.ი. ბუდიკოს ფორმულა აორთქლების სიდიდეს აკავშირებს ატმოსფერულ ნალექებთან, რადიაციულ ბალანსთან და აორთქლების სითბოტევადობასთან:  $Z = f(X, R, L)$ . სხვადასხვა გეოგრაფიული პუნქტებისათვის ეს კავშირი იცვლება და დამოკიდებულია რადიაციულ ბალანსზე, რომელიც განისაზღვრება მზის რადიაციით.

მეთოდების მეორე ჯგუფი დაფუძნებულია ემპირიულ კავშირებზე. მაგალითად, საშუალო წლიურ და საშუალო თვიურ აორთქლებას, შესაბამის ჰაერის ტემპერატურასა და ტენიანობას შორის (ა.რ. კონსტანტინოვის მეთოდი).

რაც უფრო მშრალია კლიმატი, მით მეტია სხვაობა აორთქლებადობასა და ფაქტობრივ ჯამურ აორთქლებას შორის. ტუნდრაში ჯამური აორთქლება თითქმის უტოლდება აორთქლებადობას, უდაბნოებში, სადაც ძალზე ცოტა ატმოსფერული ნალექები მოდის, იგი გაცილებით ნაკლებია აორთქლებადობაზე. მაგა-

ლითად, საპარაში სადაც აორთქლებადობა 2000-2500 მმ-ია ფაქტობრივი აორთქლება 100 მმ-ზე ნაკლებია.

**ინფილტრაცია** მდინარეთა აუზებში დამოკიდებულია წვიმისა და თოვლის ნადნობ ნყლებსა და გრუნტის ინფილტრაციულ თვისებებზე. (ინფილტრაციის მექანიზმი დეტალურად არის აღწერილი მე-5 თავში). ცალკეულ პერიოდებში, ინფილტრაციაზე იხარჯება გაცილებით მეტი წყალი ვიდრე აორთქლებაზე. ინფილტრაციის ინტენსივობა, ძირითადად, დამოკიდებულია გრუნტის მდგომარეობაზე. იგი მცირდება გრუნტის ტენიანობის მატებისა და გაყინვის დროს.

## 6.6. მდინარის აუზის წყლის ბალანსი

რაიმე რეგიონისათვის, კერძოდ ქვეყნისათვის, მდინარის აუზისათვის, კონტინენტისათვის, მთელი მსოფლიოსათვის დროის გარკვეულ შუალედში თანაფარდობას წყლის შემოსავალს, გასავალსა და აკუმულაციას შორის წყლის ბალანსი ეწოდება.

მდინარის აუზისათვის დროის  $\Delta t$  ინტერვალისათვის წყლის ბალანსის განტოლებას აქვს შემდეგი სახე:

$$X + Y_1 + W_1 + Z_1 = Y_2 + W_2 + Z_2 \pm \Delta U \quad (6.13)$$

სადაც  $X$  არის აუზის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა;  $Y_1$  – აუზის საზღვრებს გარედან ზედაპირული გზით ხელოვნურად შემოდინებული (არხების, მილსადენების და სხვათა მეშვეობით) წყლის რაოდენობა;  $W_1$  – აუზის საზღვრებს გარედან შემოდინებული მინისქვეშა წყლების რაოდენობა;  $Z_1$  – წყლის ორთქლის კონდენსაციით მიღებული წყლის რაოდენობა;  $Y_2$  – აუზის საზღვრებს გარეთ გადინებული წყლის რაოდენობა (მდინარეების მიერ და ხელოვნურად);  $W_2$  – მინისქვეშა გზით გადინებული წყლის რაოდენობა;  $Z_2$  – აუზების ზედაპირიდან ჯამური აორთქლება;  $\pm \Delta U$  – აუზში წყლის მარაგის (წყალი მდინარეთა კალაპოტებში, წყალსატევებში, ნიადაგში, წყალშემკრებ ჰორიზონტებში, თოვლისა და ყინულის საფარში და ა.შ.) ცვლილება დროის  $\Delta t$  ინტერვალში. წყლის მარაგის გაზრდის დროს  $\Delta U$  დადებითია, წინააღმდეგ შემთხვევაში – უარყოფითი. აღნიშნული განტოლების წყლის შემოსავალ ნაწილს წარმოადგენს ატმოსფერული ნალექები, მინისქვეშა გზით და ხელოვნურად შემოდინებული წყალი, გასავალს კი ჯამური აორთქლება, ზედაპირული და მინისქვეშა გზით გადინებული წყალი. თუ შემოსავალი აღემატება გასავალს (ზამთარში თოვლის დაგროვების დროს, წვიმების პერიოდში და ა.შ.), მაშინ წყლის მარაგი აუზში იზრდება და, შესაბამისად,  $\Delta U > 0$  -ზე. წინააღმდეგ შემთხვევაში, თუ გასავალი მეტია შემოსავალზე (თოვლის დნობის პერიოდში, წყალმცირობისას, როცა მდინარე საზრდოობს მხოლოდ მინისქვეშა წყლებით), აუზში წყლის მარაგი იკლებს და  $\Delta U < 0$  -ზე.

მდინარის აუზის წყლის ბალანსის მდგენელების განზომილებაა მმ ან მ<sup>3</sup> (კმ<sup>3</sup>).

მდინარეთა აუზების უმეტესობისათვის  $Z_1$  საკმაოდ მცირე სიდიდეა და იგი შეიძლება არ გავითვალისწინოთ. როდესაც  $Z_1$  შედარებით მნიშვნელოვანი სიდიდისაა, მაშინ აორთქლებისა და კონდესაციის სხვაობას აღნიშნავენ  $Z$ -ით ( $Z = Z_2 - Z_1$ ).  $W_1$  და  $W_2$ -ს შორის სხვაობა იმდენად ნაკლებია, რამდენადაც დიდია აუზის ფართობი. თუ განსახილველ აუზში ხელოვნურად არ შემოედინება და არ გაედინება წყალი, ზემოაღნიშნული განტოლება შემდეგ სახეს მიიღებს:

$$X = Y + Z \pm U \quad (6.14)$$

თუ განვიხილავთ საკმაოდ ხანგრძლივ პერიოდს, ტენის მარაგის ცვალებადობა  $\Delta U \rightarrow 0$ -კენ და ეს განტოლება მიიღებს სახეს:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \quad (6.15)$$

სადაც  $X_0$  არის აუზში მოსული ნალექების ნორმა,  $Y_0$  – ჩამონადენის ნორმა,  $Z_0$  კი ჯამური აორთქლების ნორმა. ესაა მრავალწლიანი პერიოდისათვის მდინარის აუზის წყლის ბალანსის განტოლება (ნალექები ტოლია ჩამონადენის და აორთქლების ჯამის).

მდინარის აუზის წყლის ბალანსის სტრუქტურაში იგულისხმება წყლის ბალანსის განტოლებაში შემოედინებული და გადინებული სხვადასხვა მდგენელების თანაფარდობა.

განვიხილოთ წყლის ბალანსის განტოლება (6.15) მრავალწლიანი პერიოდისათვის. განვსაზღვროთ გამავალი წევრების (ჩამონადენი და აორთქლება) წილი მათ ჯამთან შედარებით, ან იმავე ნალექებთან. ამისათვის განტოლების ორივე ნაწილი გავყოთ  $X$ -ზე:

$$1 = \frac{Y}{X} + \frac{Z}{X} = \alpha + \beta \quad (6.16)$$

ჩამონადენის შეფარდება ნალექებთან  $\left(\frac{Y}{X}\right)$  ჩამონადენის კოეფიციენტი

$\alpha = \frac{Y}{X}$ , ხოლო აორთქლების შეფარდება  $\left(\frac{Z}{X}\right)$  ნალექებთან კი აორთქლების კოეფიციენტი  $\beta = \frac{Z}{X}$ , მათი ჯამი  $(\alpha + \beta)$  ყოველთვის ერთის ტოლია.

მრავალწლიანი პერიოდისათვის ჩამონადენის კოეფიციენტი იცვლება  $0 \leq \alpha \leq 1$  შუალედში.  $\alpha$  სიდიდე მცირდება „სიმშრალის ინდექსის“ ( $Z_0/X$ ) გაზრდით. ტენიან და ჭარბტენიან პირობებში (ტუნდრა, ტყეტუნდრა, ტყე) ჩამონადენის კოეფიციენტის  $\alpha$  მნიშვნელობა იცვლება 0.4-0.6 ფარგლებში. ნაკლებად ტენიან (ტყესტეპი, სტეპი) პირობებში  $\alpha$  გაცილებით ნაკლებია და მერყეობს 0.4-0.1 ფარგლებში. მშრალი კლიმატის პირობებში (ნახევარუდაბნო, უდაბნო) ჩამონადენის კოეფიციენტი  $\alpha$  უახლოვდება ნულს.

## 6.7. მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმი და ფაზები

მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმი არის წყლის ხარჯის, ჩამონადენის, დნობის სიჩქარის და წყლის ზედაპირის დახრილობის კანონზომიერი ცვალებადობა დროსა და მდინარის გასწვრივ. იგი დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებზე, რომელთა შორის უმნიშვნელოვანესი როლი ეკუთვნის მეტეოროლოგიურ და კლიმატურ ფაქტორებს. რადგან ისინი დროის სხვადასხვა პერიოდში განიცდიან ცვლილებას, შესაბამისად, წყლის ობიექტებში წყლიანობის რეჟიმიც განიცდის სხვადასხვა ხანგრძლივობის ცვალებადობას.

მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმში გამოიყოფა საუკუნებრივი, მრავალწლიანი, შიგანლიური (სეზონური) და ხანმოკლე ცვალებადობა.

მდინარეთა წყლიანობის საუკუნებრივი ცვალებადობა, ატმოსფერული ნალექებისა და მდინარის ჩამონადენის საუკუნებრივი რყევა დადგენილია მრავალი ფაქტით. პალეოგრაფიული გამოკვლევებით დამტკიცებულია, რომ ჩვენი პლანეტის სხვადასხვა რეგიონის ისტორიაში იყო პერიოდები, როდესაც მდინარეთა წყლიანობა იყო საკმაოდ მეტი, ვიდრე ამჟამად.

მდინარეთა წყლიანობის მრავალწლიანი რყევა, უმთავრესად, მეტეოროლოგიურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული. ასეთი რყევების პერიოდულობა ათეულობით წლებს მოიცავს. წყლიანობის მრავალწლიანი ცვლილების შესახებ უკანასკნელი 50-120 წლის განმავლობაში ცნობილია ბევრად მეტი, ვიდრე საუკუნებრივი რყევის შესახებ, რაც განპირობებულია მდინარეებზე წყალსაზომი საგუშაგოების მოწყობით და მთელ რიგ ჰიდროლოგიურ მახასიათებლებზე დაკვირვების წარმოებით. მაგალითად, მდინარე ნევის წყლიანობის დაკვირვება წარმოებს 1715 წლიდან. უშუალო დაკვირვების მონაცემებით დამტკიცებულია, რომ წყლიანობის მრავალწლიან რყევას განიცდის დედამიწის ყველა მდინარის ჯამური ჩამონადენიც.

განასხვავებენ მდინარეთა წყლიანობის ბუნებრივ და ანთროპოგენულ რყევას. ამათგან პირველი განპირობებულია მხოლოდ მეტეოროლოგიური ფაქტორებით, მეორე კი ჩამონადენის ხელოვნური ცვლილებით (წყლის აღება სამეურნეო საჭიროებისათვის, ჩამონადენის დაუბრუნებელი დანაკარგები, წყალსაცავების შექმნა და სხვა). მაგალითად, მდ. დუნაის ჩამონადენის ცვლილებას, ძირითადად, აქვს ბუნებრივი ხასიათი. ამიტომ, ადვილად შეიძლება დავადგინოთ ამ მდინარის წყლიანობის რყევის ციკლურობა, ე.ი. წყალმცირე და წყალუხვი პერიოდების მონაცვლეობა. ისეთ მდინარეებზე კი, როგორიცაა ვოლგა, დონი, დნებური, სირდარია, ამუდარია და ა.შ. აშკარადაა გამოხატული წყლიანობის შემცირება, რაც ანთროპოგენული ფაქტორებითაა განპირობებული.

მდინარეთა წყლიანობის შიგანლიური რყევა განპირობებულია მდინარის აუზის წყლის ბალანსის მდგენელების სეზონური ცვლილებებით. მდინარეთა წყლი-

ანობის შიგანლიურ (სეზონურ) რეჟიმში გამოიყოფა დამახასიათებელი პერიოდები (ფაზები). მსოფლიოს უმეტესი მდინარეებისათვის ეს ფაზებია წყალდიდობა, წყალმოვარდნა და წყალმცირობა.

მდინარეთა წყლიანობის ხანმოკლე რყევა, ძირითადად, ბუნებრივია და განპირობებულია როგორც მეტეოროლოგიური ფაქტორებით (თავსხმა წვიმა, ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობა მყინვარულ რაიონებში), ასევე გეოლოგიური პროცესებით (მყინვარული ტბების გარღვევა, მდინარეთა ხეობების ჩახერგვა და სხვა). ხანმოკლე რყევა განპირობებულია, აგრეთვე, ანთროპოგენული ფაქტორებითაც – წყალსაცავიდან წყლის მნიშვნელოვანი რაოდენობის გაშვება.

მდინარეთა წყლიანობის რყევას კარგად გამოხატავს წყლის ჩამონადენის ცვალებადობა. კერძოდ, ერთი წლის განმავლობაში, წყლის ხარჯების ცვალებადობის გრაფიკი, რომელსაც მდინარის ჰიდროგრაფი ეწოდება. წყლის ხარჯების ცვალებადობასთან ერთად მდინარეებში სხვა მახასიათებლებიც იცვლება, მაგალითად, დინების სიჩქარე და მდინარეში წყლის დონე. მდინარის წყლის დონე წარმოადგენს წყლის ზედაპირის სიღრმეს მდინარის მოცემულ კვეთში. წყლის დონის ცვალებადობა, უმრავლეს შემთხვევაში, სინქრონულად მიუყვება წყლის ხარჯების ცვალებადობას და მისგან განისაზღვრება. ეს აიხსნება მდინარის წყლის ხარჯებსა და დონეებს შორის კანონზომიერი კავშირებით. მიუხედავად ამისა, ზოგჯერ მდინარეში დონეების ცვლილება არ არის დამოკიდებული ხარჯების ცვალებადობაზე. მაგალითად, მდინარეებში ყინულოვანი მოვლენებით, ფსკერის ინტენსიური გარეცხვით ან ფსკერული ნატანი მასალის აკუმულაციით, მდინარეთა შესართავებში მიქცევა-მოქცევის მოვლენებით და სხვა. მდინარის დონეთა ცვალებადობის გრაფიკი დროში მდინარის ჰიდროგრაფი არ არის.

დედამიწის უმეტეს მდინარეთა წყლიანობის შიგანლიურ (სეზონურ) რეჟიმში გამოყოფენ წყალდიდობის, წყალმოვარდნის და წყალმცირობის ფაზებს.

**წყალდიდობა** არის წყლის რეჟიმის ფაზა, რომელიც სხვადასხვა ინტენსივობით ყოველწლიურად მეორდება ერთსა და იმავე სეზონში და ხასიათდება წლის განმავლობაში უდიდესი წყლიანობით, ხანგრძლივ პერიოდში წყლის დონის (წყლის ხარჯის) მნიშვნელოვანი მატებით და შემდეგ კლებით. წყალდიდობისას ხშირად წყალი ჭალაში გადადის. წყალდიდობა ფორმირდება როგორც თოვლის ნადნობი (ძირითადად გაზაფხულზე), ასევე წვიმის წყლებით ან მათი ერთობლივი მოქმედებით. მყინვარებისა და მარადი თოვლის დნობა, აგრეთვე, ხანგრძლივი წვიმები (მაგალითად, მუსონური და ტროპიკული ჰავის პირობებში) აყალიბებენ უმეტესწილად გაზაფხულ-ზაფხულის ან ზაფხულის წყალდიდობებს.

შემოდგომის წვიმებით გამოწვეული წყალდიდობა, უფრო მეტად, გავრცელებულია ეკვატორულ ზონაში. ხმელთაშუა ზღვის კლიმატურ ზონაში წვიმის წყლებით გამოწვეული წყალდიდობები ზამთრის სეზონში გვხვდება. ამგვარად,

წყალდიდობები სხვადასხვა მხარეში სხვადასხვა სეზონში იცის. ჩვენს ქვეყანაში ყველაზე მეტად გაზაფხულის წყალდიდობაა გავრცელებული.

გაზაფხულის წყალდიდობა წარმოადგენს მდინარეთა წყლის რეჟიმის ძირითად ფაზას, რომელიც შეიძლება გამოწვეული იყოს თოვლის ინტენსიური დნობით ან თოვლის და წვიმის ერთობლივი მოქმედებით. მისი ძირითადი ელემენტებია: წყალდიდობის დასაწყისი და დასასრული; წყალდიდობის ხანგრძლივობა, წყალდიდობის მატებისა და დაცხრომის ხანგრძლივობა და წყალდიდობის მოცულობა.

გაზაფხულის წყალდიდობა იწყება დონეთა ინტენსიური მომატებით, რაც გამოწვეულია ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურის შეცვლით დადებითი ტემპერატურით. თოვლის ნადნობი წყლები მდინარეებს უერთდება მას შემდეგ, რაც მდინარის აუზში არსებული თოვლის საფარი მთლიანად გაჯერდება წყლით.

წყალდიდობის დასაწყისის დადგენა გაცილებით ადვილია, ვიდრე მისი დასასრულის. იგი დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე და ადგილობრივ კლიმატურ პირობებზე. რაც შეეხება წყალდიდობის დასასრულს, იგი ადვილი შესამჩნევია პატარა მდინარეების დონეთა რყევის გრაფიკზე, სადაც დასასრულად დონეების ინტენსიური კლება მიიღება. დიდ მდინარეებზე წყალდიდობის დასასრულის დადგენა მეტად რთულია, რადგან თოვლის წყლების შეერთება მდინარეთა ზემო წელში უფრო დაგვიანებით ხდება, რაც წყალდიდობას ახანგრძლივებს. ამ დროს ძალზე მნიშვნელოვანია კალაპოტისა და ქალის მარეგულირებელი თვისებები.

წყალდიდობიდან წყალმცირობაზე გადასვლის მომენტის დადგენა შეიძლება მოხდეს დონეთა რყევის გრაფიკის საშუალებით, თუ ეს შესაძლებელი არ არის, მაშინ წყალდიდობის დასასრული უნდა განვსაზღვროთ კალაპოტისა და ქალაში წყლების შემცირების ანალიზით.

წყალდიდობის ხანგრძლივობა, ისევე, როგორც დასასრული განპირობებულია აუზში თოვლის წყლის მარაგზე, თოვლის დნობის ინტენსივობაზე, აუზის მორფოლოგიურ ხასიათზე, დამდნარი წყლების სიჩქარეზე და სხვა. ეს ფაქტორები ძალიან დიდ ფარგლებში მერყეობს, რის შედეგადაც იცვლება წყალდიდობის ხანგრძლივობა.

წყალდიდობის ხასიათი იცვლება მდინარის სიგრძის მიხედვით. მდინარის ზემო წელი გამოირჩევა დონეთა სწრაფი მატებით და წყალდიდობის მოკლე პერიოდით, შუა წელში წყალდიდობის დონეები ჩვეულებრივ მაქსიმუმს აღწევს. ქვემო წელში კი, კალაპოტისა და ქალების მარეგულირებელი თვისების გავლენით, წყალდიდობის წყლის მასა უფრო გაშლილია, მისი დონეები ზემო და შუა წელში შედარებით მცირდება, თუმცა წყლის მოცულობა გაცილებით მეტია.

**წყალმოვარდნა** არის წყლის რეჟიმის არარეგულარული ფაზა, რომელიც ხასიათდება წყლის დონეების (შესაბამისად წყლიანობის) შედარებით მოკლე პერიოდის განმავლობაში ინტენსიური მომატებით და შემდეგ კლებით. იგი შეიძლება

ანობის შიგანლიურ (სეზონურ) რეჟიმში გამოიყოფა დამახასიათებელი პერიოდები (ფაზები). მსოფლიოს უმეტესი მდინარეებისათვის ეს ფაზებია წყალდიდობა, წყალმოვარდნა და წყალმცირობა.

მდინარეთა წყლიანობის ხანმოკლე რყევა, ძირითადად, ბუნებრივია და განპირობებულია როგორც მეტეოროლოგიური ფაქტორებით (თავსხმა წვიმა, ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობა მყინვარულ რაიონებში), ასევე გეოლოგიური პროცესებით (მყინვარული ტბების გარღვევა, მდინარეთა ხეობების ჩახერგვა და სხვა). ხანმოკლე რყევა განპირობებულია, აგრეთვე, ანთროპოგენული ფაქტორებითაც – წყალსაცავიდან წყლის მნიშვნელოვანი რაოდენობის გაშვება.

მდინარეთა წყლიანობის რყევას კარგად გამოხატავს წყლის ჩამონადენის ცვალებადობა. კერძოდ, ერთი წლის განმავლობაში, წყლის ხარჯების ცვალებადობის გრაფიკი, რომელსაც მდინარის ჰიდროგრაფი ეწოდება. წყლის ხარჯების ცვალებადობასთან ერთად მდინარეებში სხვა მახასიათებლებიც იცვლება, მაგალითად, დინების სიჩქარე და მდინარეში წყლის დონე. მდინარის წყლის დონე წარმოადგენს წყლის ზედაპირის სიღრმეს მდინარის მოცემულ კვეთში. წყლის დონის ცვალებადობა, უმრავლეს შემთხვევაში, სინქრონულად მიუყვება წყლის ხარჯების ცვალებადობას და მისგან განისაზღვრება. ეს აიხსნება მდინარის წყლის ხარჯებსა და დონეებს შორის კანონზომიერი კავშირებით. მიუხედავად ამისა, ზოგჯერ მდინარეში დონეების ცვლილება არ არის დამოკიდებული ხარჯების ცვალებადობაზე. მაგალითად, მდინარეებში ყინულოვანი მოვლენებით, ფსკერის ინტენსიური გარეცხვით ან ფსკერული ნატანი მასალის აკუმულაციით, მდინარეთა შესართავებში მიქცევა-მოქცევის მოვლენებით და სხვა. მდინარის დონეთა ცვალებადობის გრაფიკი დროში მდინარის ჰიდროგრაფი არ არის.

დედამიწის უმეტეს მდინარეთა წყლიანობის შიგანლიურ (სეზონურ) რეჟიმში გამოიყოფენ წყალდიდობის, წყალმოვარდნის და წყალმცირობის ფაზებს.

**წყალდიდობა** არის წყლის რეჟიმის ფაზა, რომელიც სხვადასხვა ინტენსივობით ყოველწლიურად მეორდება ერთსა და იმავე სეზონში და ხასიათდება წლის განმავლობაში უდიდესი წყლიანობით, ხანგრძლივ პერიოდში წყლის დონის (წყლის ხარჯის) მნიშვნელოვანი მატებით და შემდეგ კლებით. წყალდიდობისას ხშირად წყალი ჭალაში გადადის. წყალდიდობა ფორმირდება როგორც თოვლის ნადნობი (ძირითადად გაზაფხულზე), ასევე წვიმის წყლებით ან მათი ერთობლივი მოქმედებით. მყინვარებისა და მარადი თოვლის დნობა, აგრეთვე, ხანგრძლივი წვიმები (მაგალითად, მუსონური და ტროპიკული ჰავის პირობებში) აყალიბებენ უმეტესწილად გაზაფხულ-ზაფხულის ან ზაფხულის წყალდიდობებს.

შემოდგომის წვიმებით გამოწვეული წყალდიდობა, უფრო მეტად, გავრცელებულია ეკვატორულ ზონაში. ხმელთაშუა ზღვის კლიმატურ ზონაში წვიმის წყლებით გამოწვეული წყალდიდობები ზამთრის სეზონში გვხვდება. ამგვარად,

წყალდიდობები სხვადასხვა მხარეში სხვადასხვა სეზონში იცის. ჩვენს ქვეყანაში ყველაზე მეტად გაზაფხულის წყალდიდობაა გავრცელებული.

გაზაფხულის წყალდიდობა წარმოადგენს მდინარეთა წყლის რეჟიმის ძირითად ფაზას, რომელიც შეიძლება გამოწვეული იყოს თოვლის ინტენსიური დნობით ან თოვლის და წვიმის ერთობლივი მოქმედებით. მისი ძირითადი ელემენტებია: წყალდიდობის დასაწყისი და დასასრული; წყალდიდობის ხანგრძლივობა, წყალდიდობის მატებისა და დაცხრომის ხანგრძლივობა და წყალდიდობის მოცულობა.

გაზაფხულის წყალდიდობა იწყება დონეთა ინტენსიური მომატებით, რაც გამოწვეულია ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურის შეცვლით დადებითი ტემპერატურით. თოვლის ნადნობი წყლები მდინარეებს უერთდება მას შემდეგ, რაც მდინარის აუზში არსებული თოვლის საფარი მთლიანად გაჯერდება წყლით.

წყალდიდობის დასაწყისის დადგენა გაცილებით ადვილია, ვიდრე მისი დასასრულის. იგი დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე და ადგილობრივ კლიმატურ პირობებზე. რაც შეეხება წყალდიდობის დასასრულს, იგი ადვილი შესამჩნევია პატარა მდინარეების დონეთა რყევის გრაფიკზე, სადაც დასასრულად დონეების ინტენსიური კლება მიიღება. დიდ მდინარეებზე წყალდიდობის დასასრულის დადგენა მეტად რთულია, რადგან თოვლის წყლების შეერთება მდინარეთა ზემო წელში უფრო დაგვიანებით ხდება, რაც წყალდიდობას ახანგრძლივებს. ამ დროს ძალზე მნიშვნელოვანია კალაპოტისა და ქალის მარეგულირებელი თვისებები.

წყალდიდობიდან წყალმცირობაზე გადასვლის მომენტის დადგენა შეიძლება მოხდეს დონეთა რყევის გრაფიკის საშუალებით, თუ ეს შესაძლებელი არ არის, მაშინ წყალდიდობის დასასრული უნდა განვსაზღვროთ კალაპოტსა და ქალაში წყლების შემცირების ანალიზით.

წყალდიდობის ხანგრძლივობა, ისევე, როგორც დასასრული განპირობებულია აუზში თოვლის წყლის მარაგზე, თოვლის დნობის ინტენსივობაზე, აუზის მორფოლოგიურ ხასიათზე, დამდნარი წყლების სიჩქარეზე და სხვა. ეს ფაქტორები ძალიან დიდ ფარგლებში მერყეობს, რის შედეგადაც იცვლება წყალდიდობის ხანგრძლივობა.

წყალდიდობის ხასიათი იცვლება მდინარის სიგრძის მიხედვით. მდინარის ზემო წელი გამოირჩევა დონეთა სწრაფი მატებით და წყალდიდობის მოკლე პერიოდით, შუა წელში წყალდიდობის დონეები ჩვეულებრივ მაქსიმუმს აღწევს. ქვემო წელში კი, კალაპოტისა და ქალების მარეგულირებელი თვისების გავლენით, წყალდიდობის წყლის მასა უფრო გაშლილია, მისი დონეები ზემო და შუა წელში შედარებით მცირდება, თუმცა წყლის მოცულობა გაცილებით მეტია.

**წყალმოვარდნა** არის წყლის რეჟიმის არარეგულარული ფაზა, რომელიც ხასიათდება წყლის დონეების (შესაბამისად წყლიანობის) შედარებით მოკლე პერიოდის განმავლობაში ინტენსიური მომატებით და შემდეგ კლებით. იგი შეიძლება

ჩამოყალიბდეს სხვადასხვა სეზონში და წლის განმავლობაში რამდენჯერმე. წყალმოვარდნას იწვევს თავსხმა წვიმები, დათბობისას თოვლის ინტენსიური დნობა, წყალსაცავიდან წყლის გაშვება ან ჰიდროტექნიკური ნაგებობის ავარია. ცალკეულ შემთხვევებში, განსაკუთრებით პატარა მდინარეებზე, წყალმოვარდნის პერიოდში ჩამოყალიბებული წყლის მაქსიმალური ხარჯი შეიძლება მეტი იყოს წყალდიდობის პერიოდის შესაბამის სიდიდეზე. წყალდიდობები და წყალმოვარდნები ზოგჯერ კატასტროფული ხასიათისაა.

**წყალმცირობა** არის წყლის რეჟიმის ფაზა, რომელიც ყოველწლიურად მეორდება ერთსა და იმავე სეზონში და ხასიათდება მცირეწყლიანობით, რაც განპირობებულია წყალშემკრები აუზიდან მდინარის საზრდოობის მკვეთრი შემცირებით. პირობითად წყალმცირობა ითვლება ხანგრძლივად, თუ მისი დგომის პერიოდი 30 დღეს აღემატება. წინააღმდეგ შემთხვევაში იგი ხანმოკლეა.

### **6.8. მდინარის ტიპური ჰიდროგრაფი, ჰიდროგრაფის დანაწევრება საზრდოობის მიხედვით**

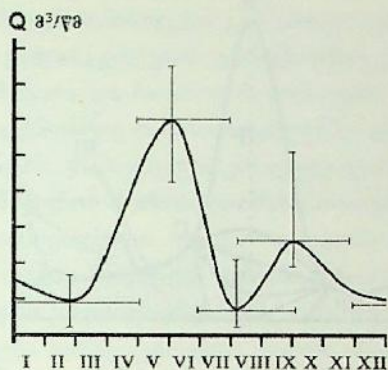
ყოველდღიური ხარჯების დაკვირვების საშუალებით შესაძლებელია ამ ხარჯების რყევადობის გრაფიკის – ჰიდროგრაფის აგება. იგი გვიჩვენებს წლის განმავლობაში ხარჯების ცვალებადობას. მასზე ძალზე მარტივად შეიმჩნევა უდიდესი და უმცირესი ხარჯების სიდიდე და თარიღები.

ხარჯების ჰიდროგრაფი აიგება, აბსცისთა ღერძზე შესატყვისი მასშტაბით კალენდარული წლის დღეთა რაოდენობის დატანით, ორდინატის ღერძზე კი ხარჯების მნიშვნელობების. კოორდინატთა სიბრტყეზე დღეებისა და ხარჯების ურთიერთგადაკვეთის წერტილების შეერთება იძლევა ჰიდროგრაფს, რომელზედაც გამოიყოფა წლის განმავლობაში წყალმცირობისა და წყალდიდობის პერიოდები. ჰიდროგრაფის ფართობი იძლევა წლიური ჩამონადენის სიდიდეს.

მდინარის ტიპური ჰიდროგრაფი, ზოგადად, გამოხატავს მდინარეთა წყლის ხარჯების შიგანწლიურ განაწილებას. იგი აიგება მდინარეზე ხანგრძლივი პერიოდის დაკვირვების მონაცემების საფუძველზე და ახასიათებს მდინარის ტიპურ ხარჯებს მოცემული კვეთისათვის.

ტიპური ჰიდროგრაფის ასაგებად გვჭირდება იმდენი წლის ყოველდღიური ხარჯების ჰიდროგრაფი, რამდენ წელსაც მიმდინარეობდა დაკვირვება. ყოველდღიური ჰიდროგრაფებიდან ვიღებთ ხარჯთა გარდატეხის წერტილებს: წლის დასაწყისის ხარჯს, წყალდიდობის დასაწყისის ხარჯს და თარიღს, უდიდეს ხარჯსა და თარიღს, უმცირეს ხარჯსა და თარიღს და ა.შ. მთელი წლის პერიოდისათვის. შემდეგ ვანგარიშობთ მრავალწლიანი პერიოდისათვის თითოეული გარდატეხის წერტილს ხარჯისა და თარიღის საშუალო რიცხვებს. კოორდინატთა სისტემის აბცისის ღერძზე დაიტანება საშუალო თარიღები, ხოლო ორდინატის ღერ-

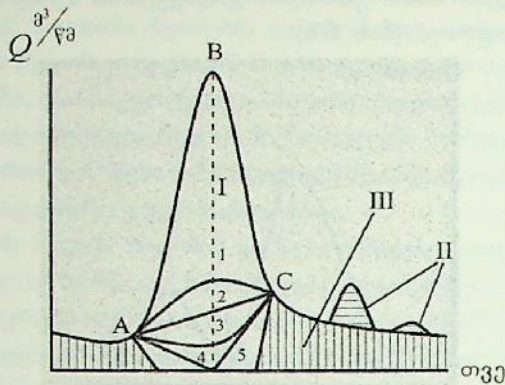
ძზე – საშუალო ხარჯები. მათი ურთიერთგადაკვეთის ნერტილების შეერთებით ვიღებთ ტიპურ ჰიდროგრაფს (ნახ. 6.5).



ნახ. 6.5. მდინარის ტიპური ჰიდროგრაფი

ტიპური ჰიდროგრაფის გრაფიკული დანაწილებით და თითოეული ნაწილის ფართობის განსაზღვრით მივიღებთ მდინარის წლიურ ჩამონადენში საზრდოობის წილის რაოდენობრივ შეფასებას.

ყველაზე დიდ სირთულეს წარმოადგენს მინისქვეშა წყლებით საზრდოობის გამოყოფა წყალდიდობის პერიოდში. როდესაც არ არსებობს ჰიდრაულიკური კავშირი მდინარისა და გრუნტის წყლებს შორის, რომელიც მთის მდინარეებისათვის არის დამახასიათებელი, მინისქვეშა საზრდოობა იმეორებს ჰიდროგრაფის სვლას, ოღონდ უფრო მდორედ თუ მდინარის წყალსა და მინისქვეშა წყლებს შორის არსებობს მუდმივი ან დროებითი კავშირი (ნახ. 6.5), წყალდიდობის დროს წყლის დონის ანევისას მინისქვეშა საზრდოობა კლებულობს და მინიმუმს აღწევს მდინარეში წყლის დონის მაქსიმალური მნიშვნელობის დროს. მდინარეში მაღალი დონეების ხანგრძლივი დგომისას, ადგილი აქვს მდინარის წყლების ფილტრაციას გრუნტში და წყალდიდობის დონის დაცემისას და წყალმცირობის დაწყებისას მატულობს მინისქვეშა საზრდოობა მდინარეში (ხდება ფილტრაციული წყლების დაბრუნება). ვაკის მდინარეებისათვის, როდესაც არა გვაქვს მდინარის და გრუნტის წყლებს შორის საკმარისი ჰიდრაულიკური კავშირის მონაცემები, პირობითად წყალდიდობის პიკის დროს მინისქვეშა საზრდოობას იღებენ ნულის ტოლად (ნახ. 6.6). ბევრ შემთხვევაში, განსაკუთრებით პატარა და საშუალო მდინარეებისათვის, მინისქვეშა საზრდოობის საზღვარს ატარებენ სწორი ხაზით წყალდიდობის დაწყებისა და დამთავრების ნერტილებს შორის (ნახ. 6.6). სირთულეებთან არის დაკავშირებული, აგრეთვე, თოვლისა და წვიმის საზრდოობებს შორის დაყოფა, განსაკუთრებით გაზაფხულისა და შემოდგომის პერიოდებში. ასეთ შემთხვევებში, ჰიდროგრაფის უფრო საიმედოდ დანაწევრებისათვის გამოიყენებენ მონაცემებს ატმოსფერულ ნალექებსა და ჰაერის ტემპერატურაზე.



ნახ. 6.6. ჰიდროგრაფის დანაწევრება საზრდოობის მიხედვით: I – თოვლის, II – წვიმის, III – მიწისქვეშა, 1-5 – ხაზები ყოფენ თოვლისა და მიწისქვეშა საზრდოობას წყალდიდობის პერიოდში

## 6.9. მდინარის ჩამონადენი

**მდინარის ჩამონადენის შემადგენელი ნაწილები:** მდინარის ჩამონადენი – ნივთიერებისა და ენერჯის გლობალური წრებრუნვის კონტინენტური რგოლის ძირითადი ელემენტი. იგი შედგება ზედაპირული და მიწისქვეშა ნაწილებისაგან. ზედაპირული ჩამონადენი, თავის მხრივ, მოიცავს მდინარის და ზენრული მყინვარების ჩამონადენს.

მდინარის ჩამონადენი მოიცავს წყლის ჩამონადენს, ნატანის ჩამონადენს, წყალში გახსნილი ნივთიერებების ჩამონადენს და სითბოს ჩამონადენს.

წყლის ჩამონადენი – წყლის ჩამონადენის პროცესია მდინარის ქსელში და არის ჩამოღინებული წყლის რაოდენობის მახასიათებელი. იგი ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ფიზიკურ-გეოგრაფიული და გეოლოგიური ფაქტორია. არ არის რეკომენდებული წყლის ჩამონადენი „თხევად ჩამონადენად“ მოვიხსენიოთ.

ნატანის ჩამონადენი – მყარი ნატანის გადაადგილების პროცესია მდინარის ქსელში და გადაადგილებული მყარი ნატანის რაოდენობის მახასიათებელია. იგი შედგება ატივნარებული ნაწილაკების და ფსკერული ნატანის ჩამონადენებისაგან.

წყალში გახსნილ ნივთიერებათა ჩამონადენი – მდინარის ქსელში წყალში გახსნილ ნივთიერებათა გადატანის პროცესი და გადატანილი გახსნილი ნივთიერებების რაოდენობის მახასიათებელია. წყალში გახსნილი ნივთიერებებია მარილის იონები, ბიოგენური და ორგანული ნივთიერებები, აირები და სხვა. ზოგჯერ წყალში გახსნილ ნივთიერებათა ჩამონადენს იონურ ან მარილების ჩამონადენს უწოდებენ.

სითბური ჩამონადენი – მდინარის ქსელში მდინარის წყლებთან ერთად სითბოს გადატანის პროცესია და არის სითბოს რაოდენობის მახასიათებელი.

ნათელია, რომ ზემოთ ჩამოთვლილი ჩამონადენებიდან უმთავრესია წყლის ჩამონადენი, რომლის გარეშეც შეუძლებელი იქნებოდა სხვა ჩამონადენების არსებობა. წყლის ჩამონადენის პროცესი განსაზღვრავს მდინარის ქსელში ნივთიერებისა და ენერჯიის გადაადგილებას. ის მამოძრავებელი ძალაა. ნატანის, წყალში გახსნილ ნივთიერებათა და სითბოს ჩამონადენი დამოკიდებულია წყლის ჩამონადენზე, მის რაოდენობრივ მახასიათებლებზე და, ამავდროულად, თითოეული მათგანის კონცენტრაციაზე წყლის ერთეულოვან მოცულობაში.

**მდინარის ჩამონადენის ძირითადი მახასიათებლები:** მდინარის ჩამონადენის ძირითადი მახასიათებლებია: მდინარის წყლის ხარჯი, ჩამონადენის მოცულობა, ჩამონადენის ფენის სიმაღლე, ჩამონადენის მოდული, ჩამონადენის კოეფიციენტი და მოდულის კოეფიციენტი.

1. მდინარის წყლის ხარჯი ეწოდება წყლის იმ რაოდენობას, რომელიც გაედინება მდინარის მოცემულ კვეთში ერთი წამის განმავლობაში. იგი გამოიანგავრიშება ფორმულით:

$$Q = w \cdot \bar{v} \quad (6.17)$$

სადაც  $Q$  არის წყლის ხარჯი ( $\text{მ}^3/\text{წმ}$ ),  $w$  – მდინარის ცოცხალი კვეთის ფართობი ( $\text{მ}^2$ ),  $\bar{v}$  – განსახილველ კვეთში მდინარის დინების საშუალო სიჩქარე ( $\text{მ}/\text{წმ}$ ).

მდინარის წყლის ხარჯი განუწყვეტლივ იცვლება. ჰიდროლოგიაში მდინარის ხარჯების მუდმივი ცვალებადობის გასაანალიზებლად არსებობს ორი ძირითადი მიდგომა. პირველი – გენეტიკური, რომელიც ანალიზებს ხარჯების ცვალებადობას მის განმაპირობებელ ფაქტორებთან კავშირში, ძირითადად, კლიმატურ ფაქტორებთან. მეორე – ალბათური, რომელიც აფასებს მოცემულ მდინარეზე ამა თუ იმ ხარჯის დადგომის ალბათობას. რაც უფრო მეტად განსხვავდება მდინარის ხარჯი, საშუალო (ნორმის) მნიშვნელობიდან, მით უფრო ნაკლებია მისი დადგომის ალბათობა. ჰიდროლოგიურ გაანგარიშებებში შემუშავებულია სტატისტიკური და ალბათური მეთოდების მთელი სისტემა მდინარის ჩამონადენის რყევადობის შესაფასებლად დაკვირვებული ჰიდრომეტეოროლოგიური მონაცემების არსებობის, არარსებობის და არასაკმარისი რაოდენობის დროს. ასეთი გაანგარიშებები აუცილებელია მდინარეზე ჰიდროტექნიკური ნაგებობების პროექტირებისა და მშენებლობის დროს.

მდინარის წყლიანობის რეჟიმის სხვადასხვა ფაზებისათვის დამახასიათებელია განსხვავებული ხარჯები. მაგალითად, წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების მაქსიმალური (პიკური) ხარჯები, წყალმცირობის პერიოდის (მეყენის) მინიმალური ხარჯები და ა.შ.

ჰიდროლოგიაში ფართოდ გამოიყენება წყლის საშუალო ხარჯი დროის მოცემულ  $\Delta t$  შუალედში (დეკადა, თვე, სეზონი, წელიწადი). საშუალო ხარჯი იანგავრიშება შემდეგი ფორმულით:

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (6.18)$$

სადაც  $Q_i$  საშუალო დღე-ღამური ხარჯია ( $\text{მ}^3/\text{წმ}$ ),  $n$  – დღეთა რაოდენობა დროის მოცემულ შუალედში. მაგალითად, საშუალო წლიური ხარჯი განისაზღვრება ყოველდღიური ხარჯების ჯამის შეფარდებით 365-ზე.

ანალოგიურად იანგარიშება საშუალო მრავალწლიანი ხარჯი:

$$Q_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i \quad (6.19)$$

სადაც  $Q_i$  საშუალო წლიური ხარჯია, ხოლო  $N$  – საანგარიშო შუალედში წელთა რიცხვი.

2. მდინარის ჩამონადენის მოცულობა ეწოდება წყლის იმ რაოდენობას, რომელიც გაედინება მოცემულ კვეთში დროის გარკვეულ ინტერვალში. წყლის ჩამონადენის მოცულობა გამოითვლება ფორმულით:

$$W = \bar{Q} \cdot T \quad (6.20)$$

სადაც  $W$  არის ჩამონადენის მოცულობა  $T$  დროში,  $\bar{Q}$  – მდინარის წყლის საშუალო ხარჯი დროის ამავე პერიოდში. თუ დროის ინტერვალი  $T = 1$  წელს, მაშინ ჩვეულებრივი წელიწადისათვის  $W = 31.54 \cdot 10^6 \text{ მ}^3$ , ნაკიანი წელიწადისათვის კი  $W = 31.62 \cdot 10^6 \text{ მ}^3$ . მრავალწლიანი პერიოდისათვის საშუალო ჩამონადენის მოცულობა  $W = 31.56 \cdot 10^6 \text{ მ}^3$ , სადაც  $Q_0$  არის მოცემული პერიოდის საშუალო მრავალწლიანი წყლის ხარჯი.

3. ჩამონადენის ფენის სიმაღლე ( $y$ , მმ) გამოითვლება ფორმულებით:

$$y = \frac{W}{1000F} (\text{მმ}) \text{ ან } y = \frac{10^6 W}{F} (\text{მმ}) \quad (6.21)$$

პირველ შემთხვევაში,  $W$  მოცემულია  $\text{მ}^3$ -ით, მეორეში კი –  $\text{კმ}^3$ -ით. ორივე შემთხვევაში  $F$ -ის განზომილებაა  $\text{კმ}^2$ . ჩამონადენის ფენის სიმაღლე გვიჩვენებს, დროის გარკვეულ შუალედში ჩამოდინებული წყლის მოცულობა წყალშემკრები აუზის ზედაპირზე წარმოსახვით თანაბარი განაწილებისას წყლის რა სიმაღლის ფენას წარმოქმნის.

4. წყლის ჩამონადენის მოდული არის წყლის ის რაოდენობა, რომელიც ჩამოდინება წყალშემკრები აუზის 1  $\text{კმ}^2$ -დან 1 წამის განმავლობაში. ჩამონადენის მოდული იანგარიშება შემდეგი ფორმულებით:

$$M = \frac{1000Q}{F} (\text{ლ}/\text{წმ კმ}^2) \text{ ან } M = \frac{Q}{F} (\text{მ}^3/\text{წმ კმ}^2) \quad (6.22)$$

სადაც  $Q$  არის წყლის ხარჯი – მაქსიმალური, მინიმალური ან საშუალო, დროის  $\Delta t$  შუალედისათვის. მეორე ფორმულა, ძირითადად, გამოიყენება წყალდიდობების ან წყალმოვარდნების შემთხვევაში, როცა  $a$  საკმაოდ მნიშვნელოვანი სიდიდისაა.

ჩამონადენის მოდულსა და ჩამონადენის ფენას შორის წრფივი დამოკიდებულებაა. კერძოდ,

$$y = \frac{W}{F} = \frac{QT}{10^3 F} \quad (\text{მმ}) \quad (6.23)$$

საშუალო მრავალწლიანი პერიოდისათვის:  $y = 31.56M$  (მმ).

5. ჩამონადენის კოეფიციენტი არის ჩამონადენის მოცულობის ან ჩამონადენის ფენის სიმაღლის შეფარდება ამ ჩამონადენის განმავლობებელი ნალექების საშუალო სიდიდესთან ( $x$ ):

$$a = \frac{y}{x} \quad (6.24)$$

სადაც  $y$  და  $x$  განზომილებაა (მმ). ჩამონადენის კოეფიციენტი უგანზომილებო რიცხვია და იცვლება ( $0 < a < 1$ ) შუალედში.

მოდულის კოეფიციენტი არის სიდიდე, რომელიც გვიჩვენებს რამდენად განსხვავებულია მოცემული წლის (გარკვეული პერიოდის) ჩამონადენის მახასიათებელი მისი მრავალწლიანი მნიშვნელობისაგან, იგი გამოითვლება ფორმულით:

$$K = \frac{Q_i}{\bar{Q}} = \frac{W_i}{\bar{W}} = \frac{y_i}{\bar{y}} = \frac{M_i}{\bar{M}} \quad (6.25)$$

სადაც  $Q_i, W_i, y_i, M_i$  არის წლის ან გარკვეული პერიოდის წყლის ხარჯი, ჩამონადენის მოცულობა, ჩამონადენის ფენის სიმაღლე და ჩამონადენის მოდული;  $\bar{Q}, \bar{W}, \bar{y}$  და  $\bar{M}$  კი – მათი საშუალო მრავალწლიანი სიდიდეები.

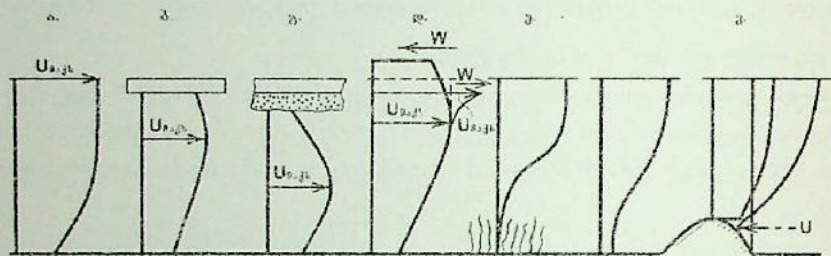
## 6.10. წყლის მოძრაობა მდინარეებში

სიჩქარეების განაწილება მდინარის ნაკადში. მდინარეებისათვის დამახასიათებელია წყლის მოძრაობის ტურბულენტური რეჟიმი, ამიტომ მდინარის ნაკადის ნებისმიერ წერტილში სიჩქარე განიცდის ტურბულენტურ პულსაციას. რაც უფრო დიდია ნაკადის სიჩქარე, მით მეტია ტურბულენტური პულსაცია. დროის ნებისმიერ მომენტში მდინარის ნაკადის თითოეულ წერტილში ადგილობრივი მყისური სიჩქარე არის ვექტორი, რომელიც შეიძლება კოორდინატთა გასწვრივი, განივი და ვერტიკალური ღერძების მიმართ სამ მდგენელად ( $u_x, u_y$  და  $u_z$ ) დავშალოთ. ჰიდრომეტრიული ხელსაწყოების (ნაკადის სიჩქარეების საზომი ტრიალა) უმრავლესობა სიჩქარის გასწვრივი მდგენელის გასაშუალოებულ მნიშვნელობას აფიქსირებს დროის გარკვეულ შუალედში, მაგალითად 1-1.5 წუთი.

ნაკადის ადგილობრივი გასაშუალოებული სიჩქარეები მდინარის ნაკადში განაწილებულია არათანაბრად. მაქსიმალური სიჩქარეები შეინიშნება ნაკადის ზე-

დაპირზე კალაპოტის ყველაზე ღრმა ადგილის თავზე, მინიმალური ფსკერსა და ნაპირებზე. ერთნაირი სიჩქარეების შემაერთებელ ხაზს იზოხაზები ეწოდება. დინების გასწვრივ ზედაპირზე მაქსიმალური სიჩქარეების შემაერთებელ ხაზს ნაკადის დინამიკური ღერძი ეწოდება.

მდინარის ნაკადის სიღრმეში სიჩქარეების კანონზომიერი განაწილების დროს, სიჩქარეების ვერტიკალური განაწილების ეპიურის მაქსიმალური მნიშვნელობა ( $u_{max}$ ) ზედაპირზე აქვს, საშუალო მნიშვნელობა  $0,6h$  სიღრმეში, ხოლო მინიმუმი ( $u_{min}$ ) ფსკერზე (ნახ. 6.7). ყინულის საფარის, ქარის, მცენარეების, ფსკერისა და ნაპირების არასწორი რელიეფის გავლენით, სიჩქარეების ვერტიკალური განაწილება ირღვევა (ნახ. 6.7).



ნახ. 6.7. მდინარეში ნაკადის სიჩქარეების ვერტიკალური განაწილება და მისი ცვალებადობა:

- ა. ტიპური; ბ. ყინულის საფარის ქვეშ; გ. წყლის შიგა ყინულის ფენის დროს;
- დ. ნაკადის თანმხვედრი და სანინაალმდეგო ქარის დროს;
- ე. წყალმცენარეების გავლენის დროს; ვ. არასწორი ფსკერის შემთხვევაში

განივის ცოცხალ კვეთში საშუალო სიჩქარე გამოითვლება ცნობილი ფორმულით:

$$v = \frac{Q}{\omega} \quad (6.26)$$

**მდინარის ნაკადის დინამიკა:** მდინარის ნაკადში მოქმედებს ერთი აქტიური ძალა – სიმძიმის ძალის გასწვრივი მდგენელი, რომელიც განპირობებულია წყლის ზედაპირის დახრილობით. მდინარის ნაკადის მოძრაობისას წარმოიქმნება პასიური ძალები – ხახუნის, ცენტრიდანული და კორიოლისის.

**მდინარის ნაკადის სიგრძითი წონასწორობა.** წყლის თანაბარი მოძრაობის დროს, მდინარის ნაკადში მყარდება წონასწორობა სიმძიმის ძალის გასწვრივ მდგენელს,  $F'g$ , და ფსკერსა და ნაპირებზე ხახუნის ძალას,  $T_{\psi}$ , შორის. ამ შემთხვევაში სრულდება (2.3) პირობა და ნაკადის სიჩქარისათვის ვიღებთ (2.3) ფორმულას. თუ ხახუნის კოეფიციენტს  $f_{\psi}$  შევცვლით  $\frac{g}{c^2}$ -ით, (2.3) გამოსახულება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$v = C \sqrt{h_{\text{საშ}} I} \quad (6.27)$$

მიღებული ფორმულა შეზის ცნობილი ფორმულაა, სადაც  $v$  ნაკადის საშუალო სიჩქარეა,  $h$  – ნაკადის საშუალო სიღრმე, რომლის მაგივრადაც ხშირად გამოიყენება ჰიდრავლიკური რადიუსი  $R = \frac{\omega}{p}$ ,  $I$  – წყლის ზედაპირის დახრილობა,  $C$  – შეზის კოეფიციენტი, რომელიც განისაზღვრება ემპირიული ფორმულებით, მაგალითად მანინგის ფორმულით:

$$C = \frac{h^{1/6}}{n} \quad (6.28)$$

კალაპოტის მქისეობის  $n$  კოეფიციენტი აიღება სპეციალური ცხრილებიდან. მაგალითად, სწორი ქვიშიანი კალაპოტებისათვის  $n = 0,020 - 0,023$ ; კლაკნილი და არასწორი ფსკერის მქონე კალაპოტებისათვის  $n = 0,023 - 0,033$ ; მცენარეულობით ძლიერ დაფარული ტალღებისათვის  $n = 0,033 - 0,045$  და ა.შ.

შეზის ფორმულიდან ჩანს, რომ რაც უფრო დიდია კალაპოტის სიღრმე და წყლის ზედაპირის ქანობი, მცირეა კალაპოტის მქისეობა, მით მეტია ნაკადის სიჩქარე.

თუ შეზის ფორმულის ორივე ნაწილს გავამრავლებთ განივი კვეთის ფართობზე  $\omega = Bh_{\text{საშ}}$  და გავითვალისწინებთ (6.28) ფორმულას, მივიღებთ:

$$Q = \omega v = B h_{\text{საშ}}^{5/2} I^{1/2} n^{-1} \quad (6.29)$$

(6.29) ფორმულა გვიჩვენებს, რომ წყლის მოცემული ხარჯებისათვის ( $Q$ ), ნაკადის სიგანის ( $B$ ), კალაპოტის ფსკერის სიმქისის ( $n$ ) და დახრილობის ( $i_0$ ) დროს, ნაკადის საშუალო სიღრმე შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი გამოსახულების საშუალებით:

$$h_{\text{საშ}} = \left( \frac{Qn}{\sqrt{i_0} B} \right)^{2/5} \quad (6.30)$$

ხოლო ნაკადის სიჩქარე კი შემდეგი ფორმულით:

$$v = \frac{Q}{\omega} = \frac{Q}{B h_{\text{საშ}}} \quad (6.31)$$

სადაც  $h_{\text{საშ}}$  უნდა განისაზღვროს (6.30) ფორმულით.

ყოველივე ზემოთქმულიდან შეიძლება გამოვიტანოთ სამი მნიშვნელოვანი დასკვნა: 1. მდინარის ნაკადი, თვითრეგულირებადი ბუნებრივი ობიექტია, რომელშიც სიღრმე და დინების სიჩქარე ფორმირდება გარე განმსაზღვრელი ფაქტორებით – წყლის ხარჯით, კალაპოტის სიგანით, დახრილობითა და სიმქისით; 2. ნაკადის სიღრმეს (წყლის დონეს) და წყლის ხარჯებს შორის მყარდება არანრფივი დამოკიდებულება (6.30) განტოლების სახით. (6.30) განტოლება წარმოადგენს

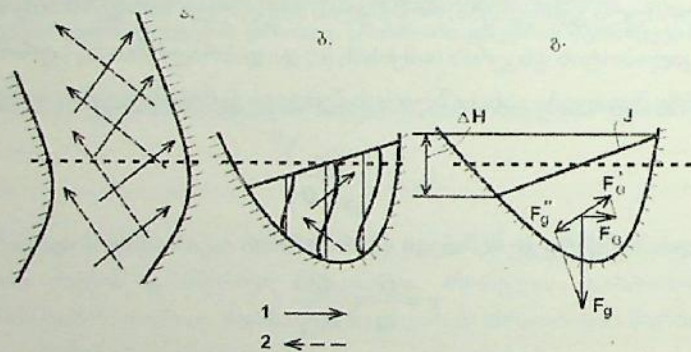
$Q = j(H)$  დამოკიდებულების ანალიტიკურ სახეს; 3. კალაპოტის მქისეობის გაზრდა (მუდმივი წყლის ხარჯის დროს) იწვევს ნაკადის სიღრმის გაზრდას. მაგალითად, ზამთარში წყლის ზედაპირზე ყინულსაფარის გაჩენის, ან ზაფხულში კალაპოტის ფსკერსა და ნაპირებზე წყალმცენარეების გაზრდის შემთხვევაში. ამიტომ, წყლის ერთი და იგივე ხარჯებისათვის, ზამთარში, ყინულით დაფარულ მდინარეებზე წყლის დონე უფრო მაღალია, ვიდრე ზაფხულში.

თუ მდინარის ნაკადის მოძრაობა არათანაბარია, რომელიც შეიძლება გამოწვეულ იქნას კალაპოტის გასწვრივ მისი მახასიათებლების ცვალებადობით, მაშინ ნაკადის სიჩქარეც იცვლება მდინარის გასწვრივ. მუდმივი წყლის ხარჯის დროს შეიძლება დავწეროთ:

$$\omega_1 v_1 = \omega_2 v_2 = Q = const \quad (6.32)$$

(6.32) განტოლებიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ ნაკადის განივი კვეთის (ცოცხალი კვეთის) გაზრდა (1 კვეთიდან 2 კვეთამდე) გამოიწვევს დინების სიჩქარის შემცირებას მდინარის მოცემულ უბანზე. განივი კვეთის შემცირებით კი, პირიქით, სიჩქარე გაიზრდება.

**მდინარის ნაკადის განივი წონასწორობა.** მდინარის კალაპოტის მოხრილ უბანში (ნახ. 6.8) ცენტრიდანული ძალა ნაკადის ზედაპირულ ფენებს გადახრის მოლუნული ნაპირისაკენ, რომელიც იწვევს წყლის დონის განივ გადახრას. ნაკადის ამ უბანზე წარმოიქმნება ჭარბი ჰიდროსტატიკური წნევა, რომელიც, თავის მხრივ იწვევს ფსკერისპირა დინებას, რომელიც მიმართულია ამოზნექილი ნაპირისაკენ.



ნახ. 6.8. მოხვეულ უბანში, მდინარის ნაკადის განივი ცირკულაციის სქემა გეგმაზე (ა) და განივ ჭრილში (ბ). მოქმედი ძალების სქემა (გ).  
1 - ზედაპირული ჭავლი, 2 - ფსკერისპირა ჭავლი

მდინარის კალაპოტის მოხვეულ უბანზე სხვადასხვა მიმართულების ზედაპირული და ფსკერისპირა დინებები ქმნის სპირალის მაგვარ წყლის მოძრაობას - განივ ცირკულაციას.

მდინარის კალაპოტის მოხვეულ უბანზე (ნახ. 6.8) მოქმედი ძალების ბალანსის ანალიზის შედეგად, შეიძლება დავასკვნათ: განივი მიმართულებით ნაკადი წონასწორობაშია, როცა ცენტრიდანული ძალის პროექცია  $F'_u$  წრფეზე, რომელიც გადის კალაპოტის განივი კვეთის სიმძიმის ცენტრზე წყლის ზედაპირის პარალელურად, ტოლია სიმძიმის ძალის განივი მდგენელის  $F'_g$ -ი. ნახ. 6.8-დან ჩანს, რომ  $F'_v = F_v \cdot \cos \beta$  და  $F'_g = F_g \cdot \sin \beta = F_g \cdot I$ . გავიხსენოთ, რომ ცენტრიდანული ძალა  $F_v = mv^2/r$ , ხოლო  $F_g = mg$ . მოცემულ გამოსახულებაში  $I$  წყლის ზედაპირის განივი დახრილობაა,  $v$  – დინების საშუალო სიჩქარე,  $r$  – კალაპოტის მოლუნვის რადიუსი,  $\beta$  – წყლის ზედაპირის დახრილობის კუთხე. თუ ამ გამოსახულებებს ჩავსვამთ  $F'_v = F'_g$  განტოლებაში, მივიღებთ:  $mv^2 \cos \beta / r = mgI$ ; თუ დავუშვებთ, რომ  $\beta$  კუთხის მცირე მნიშვნელობისათვის  $\cos \beta \approx 1$  და მიღებულ განტოლებას ამოვხსნით  $I$ -ის მიმართ, მივიღებთ:

$$I = v^2 / gr \quad (6.33)$$

ეს ფორმულა გვიჩვენებს, რომ კალაპოტის მოხვეულ უბანებში წყლის ზედაპირის განივი დახრილობა მეტია, რაც უფრო დიდია ნაკადის სიჩქარე და მცირეა კალაპოტის მოხვევის რადიუსი. ნაპირებს შორის წყლის ზედაპირის გადახრა ტოლია:  $\Delta H = I \cdot B$ , სადაც  $B$  კალაპოტის სიგანეა.

**წყალმოვარდნის ტრანსფორმაციის კანონზომიერებები:** წყალმოვარდნას უწოდებენ მოკლე დროის შუალედში მდინარის წყლის დონეთა სწრაფ აწევას და წყლის უეცარ მომატებას, რაც გამოწვეულია მდინარეში გაძლიერებული ზედაპირული ჩამონადენით, თავსხმა წვიმებით, თოვლის ან მყინვარების ინტენსიური დნობით. ზოგიერთ შემთხვევაში მდინარის კალაპოტში ჰიდროტექნიკური ნაგებობების (კაშხლების) დაზიანებით ან წყალსატევიდან წყლის უეცარი გაშვებით და სხვა.

წყალმოვარდნა განსხვავებით წყალდიდობისაგან, მოსალოდნელია წლის ყველა დროში როგორც გაზაფხულზე, ისე ზაფხულსა და ზამთარში.

წყალმოვარდნა შეიძლება იყოს ტრანზიტული, ადგილობრივი წარმოშობის. იგი წარმოიშობა მდინარის სათავეებში, საიდანაც შემდეგ მდინარის მთელ სიგრძეზე ვრცელდება; ადგილობრივი წყალმოვარდნა წარმოიშობა იმ რაიონში, სადაც მდინარეზე დაკვირვება წარმოებს.

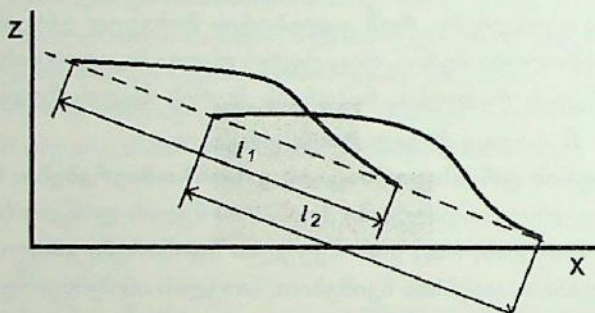
წყალმოვარდნის ტალღები ფორმირების მიხედვით შეიძლება ორ კატეგორიად დავყოთ: მარტივ ტალღებად და რთულ ტალღებად.

წყალმოვარდნის შესწავლისას შეიძლება გამოვყოთ შემდეგი მომენტები: 1. ცალკეული წყალმოვარდნის ტალღების მსვლელობა ემთხვევა წყალდიდობის

ტალლების გადაადგილებას (ისეთივეა წყალმოვარდნის ტალლის მატების დაწყების თარიღი, ტალლის მაქსიმალური თხემის დადგენის თარიღი, წყალმოვარდნის დაცხრომის დაწყებისა და დასასრულის თარიღი და ა.შ.); 2. წყალმოვარდნის ტალლის გადაადგილება; 3. წყალმოვარდნის ტალლის ტრანსფორმაცია (დეფორმაცია) მის გადანაცვლებასთან ერთად.

წყალმოვარდნის ტალლა გადაადგილების დროს იშლება მდინარის პირველადი დონის ზედაპირზე. მისი სიმაღლე იკლებს კალაპოტის გაგანიერებასთან ერთად.

დავუშვათ, რომ მდინარის რომელიმე უბანზე (ნახ. 6.9)  $t$  დროის შუალედში წყალმოვარდნის ტალლის სიგრძე  $l_1$ -ის ტოლია, ხოლო სიმაღლე –  $h_1$ . ქვევით გადაადგილების დროს მისი სიგრძე გახდა  $l_2$ , სიმაღლე კი  $h_2$ . რადგან ქვევით გადაადგილების დროს ტალლა გაიშალა, ამიტომ  $l_2 > l_1$  და  $h_2 < h_1$ . სანყისი და გადაადგილებული ტალლის თხემებს შორის მანძილი, გაყოფილი გადაადგილებულ ტალლის თხემის მიერ განვლილ ( $t$ ) დროზე, მოგვცემს ტალლის გავლის სიჩქარეს, ე.ი.  $l/t$  წარმოადგენს წყალმოვარდნის ტალლის სიჩქარეს.



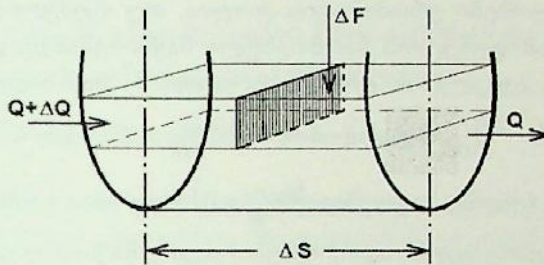
ნახ. 6.9. წყალმოვარდნის ტალლის თხემის გადაადგილების სქემა

განვიხილოთ მდინარის რომელიმე მონაკვეთი ორ კვეთს შორის. ამ მონაკვეთის ზედა კვეთთან დროის  $\Delta t$  შუალედში გაივლის  $Q + \Delta Q$  წყლის ხარჯი, ხოლო დროის ამავე მომენტისათვის ქვედა კვეთთან გვექნება  $Q$  წყლის ხარჯი. ამ ორ კვეთს შორის მანძილს აღვნიშნავთ  $\Delta S$ -ით. ქვედა კვეთში წყლის ხარჯი  $Q$  უფრო ნაკლებია, ვიდრე ზედა კვეთში. ამ დროს მდინარის განხილული მონაკვეთის კალაპოტში  $\Delta t$  დროის განმავლობაში დაგროვდება  $\Delta W$  წყლის მასა (ნახ. 6.10).  $\Delta W = \Delta F \cdot \Delta S$ , ამგვარად,  $\Delta Q \Delta t = \Delta F \Delta S$ , აქედან კი  $\frac{\Delta Q}{\Delta S} = -\frac{\Delta F}{\Delta t}$ . მიღებულ განტოლებაში აურყოფითი ნიშანი შეტანილია იმიტომ, რომ ქვედა კვეთში წყლის

ხარჯის შემცირება შეესატყვისება ზედა კვეთში წყლის მოცულობის გადიდებას. მიღებული განტოლების გარდაქმნით მიიღება უწყვეტობის განტოლება:

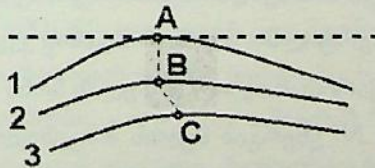
$$\frac{dQ}{dS} + \frac{\partial F}{\partial t} = 0 \quad (6.34)$$

(6.34) განტოლება ახასიათებს ნაკადის უწყვეტ მოძრაობას მდინარის ორ კვეთს შორის.



ნახ. 6.10. უწყვეტობის განტოლების სქემა

განვიხილოთ წყალმოვარდნის ტალღის გადაადგილება მდინარის სამი  $A$ ,  $B$  და  $C$  კვეთებისათვის (ნახ. 6.11). როცა  $A$ ,  $B$  და  $C$  კვეთებში მაქსიმალური ხარჯები ერთმანეთს შეესატყვისება, წყალმოვარდნის ტალღა მდინარის დინების ქვემო მიმართულებით იძლება და მაქსიმალური ხარჯი მცირდება. რომელიმე დროის მომენტისათვის ორ მეზობელ კვეთს შორის მაქსიმალური ხარჯი ერთმანეთის ტოლი იქნება, მაშინ  $dQ/dS = 0$ , და  $\partial F/\partial t = 0$ . ეს კი იმას ნიშნავს, რომ  $E$  წერტილში განივი კვეთის ფართობი და, მასთან ერთად, წყლის დონეც მაქსიმალური იქნება, რადგან  $E$  წერტილი უფრო დაგვიანებული დროის მომენტს შეესატყვისება, ვიდრე  $A$  და  $B$  წერტილები. აქედან შეიძლება გაკეთდეს მნიშვნელოვანი დასკვნა, რომ წყალმოვარდნის დროს წყლის ხარჯის მაქსიმუმი უფრო ადრე დგება მაქსიმალურ დონესთან შედარებით.



ნახ. 6.11. მდინარის სიგრძეზე წყალმოვარდნის ტალღათა მდებარეობის სქემა

დავუშვათ, რომ მდინარის რომელიმე კვეთში, დროის გარკვეულ მომენტში, გადის მაქსიმალური ხარჯი. ამ შემთხვევაში,  $Q = v\omega$ , სადაც  $v$  დინების საშუალო

სიჩქარეა, ხოლო  $\omega$  – განივი კვეთის ფართობი, რომელიც წყლის დონის პირდაპირპროპორციულია, ე.ი.  $h$ -ის გადიდება იწვევს  $\omega$ -ის გადიდებას. ასეთ შემთხვევაში  $Q$  და  $t$  სიდიდეთა გადიფერენციალებით მივიღებთ:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \omega \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0 \quad (6.35)$$

ორი სიდიდის ჯამი 0-ის ტოლია, თუ ორივე ნულს უდრის ან თუ მათი აბსოლუტური მნიშვნელობები ერთმანეთის ტოლია. თუ რომელიმე ფუნქციას აქვს მაქსიმუმი, მაშინ ამ ფუნქციის წარმოებული მაქსიმუმამდე დადებითი იქნება, ხოლო მის შემდეგ (დაკლების დროს) უარყოფითი. მაშასადამე, მაქსიმალური ხარჯების მომენტში  $\frac{\partial \omega}{\partial t}$ -ზე დადებითია ( $\frac{\partial \omega}{\partial t} > 0$ ), აქედან გამომდინარეობს, რომ  $\frac{\partial v}{\partial t}$  სიდიდე ნულზე ნაკლებია ( $\frac{\partial v}{\partial t} < 0$ ) რაც იმას ნიშნავს, რომ მაქსიმალური ტალღის სიჩქარე უფრო ადრე იქნება, ვიდრე მაქსიმალური ხარჯი.

დავუშვათ, რომ დროის მოცემულ მომენტში არის ღინების მაქსიმალური სიჩქარეები  $\frac{\partial \omega}{\partial t} = 0$ , ვისარგებლოთ შეზის ფორმულით:  $V = C\sqrt{Ri}$  გავაღიფერენციალოთ ამ განტოლების ორივე ნაწილი, მივიღებთ:

$$2v = \frac{\partial v}{\partial t} = c^2 h \frac{\partial i}{\partial t} + c^2 i \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (6.36)$$

ვინაიდან  $\frac{\partial h}{\partial t} > 0$  და ღონეები მაქსიმალურია, ხოლო საშუალო სიღრმეები კი მაქსიმალურ ხარჯზე ადრე დგება, ვიდრე სიჩქარეები, ამიტომ  $\frac{\partial i}{\partial t} < 0$ . აქედან გამომდინარეობს, რომ დახრილობის მაქსიმუმი სიჩქარეთა მაქსიმუმზე უფრო ადრე შეიძინება. ამგვარად, მდინარეზე წყალმოვარდნის ტალღის გავლის დროს პირველად დახრილობის მაქსიმუმი გვექნება, შემდეგ სიჩქარეთა მაქსიმუმი, ამის შემდეგ ხარჯების მაქსიმუმი, ხოლო ყველაზე გვიან კი ღონეთა მაქსიმუმი.

**მდინარეთა ენერგია.** დედამიწის ზედაპირზე მოძრავი წყლის მასა, რომელიც მდინარეებს გადააქვს სათავიდან შესართავისაკენ, შეიცავს უდიდეს ენერგიას. თუ რომელიმე  $H_1$  წერტილში, მდინარის განივ კვეთში, ერთ ნაშში გაედინება  $Q$  მ<sup>3</sup> წყალი  $v$  მ/წმ სიჩქარით, ხოლო 1 მ<sup>3</sup> წყლის ნონა  $\gamma$  ტონის ტოლია, მაშინ მიღებული კვეთისათვის  $N$  ენერგია წყლის მოცემული ხარჯისათვის გამოიხატება ტონა/მეტრებში შემდეგი განტოლებით:

$$N_1 = \gamma Q \left( H_1 + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} \right) \quad (6.37)$$

სადაც  $P$  ატმოსფერული წნევაა, რომელიც შეიძლება მდინარის მთელ სივრცეზე თანაბარი იყოს, ხოლო  $g$  – სიმძიმის ძალის აჩქარება.

მდინარის რომელიმე სხვა –  $H_2$  წერტილში იგივე წყლის ხარჯი წამში  $v_2$  სიჩქარით მოგვცემს ენერჯიის სხვა რაოდენობას:

$$N_2 = \rho Q \left( H_1 + \frac{P}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} \right) \quad (6.38)$$

მაშასადამე,  $H_1$ -დან  $H_2$ -მდე მდინარის მიერ დახარჯული ენერჯია ( $N$ ) წინააღმდეგობის დაძლევაზე გამოისახება ფორმულით:

$$N = N_1 - N_2 = \rho Q \left[ (H_1 - H_2) + \frac{v_1^2 - v_2^2}{2g} \right] \quad (6.39)$$

(6.32) განტოლების კვადრატულ ფრჩხილებში მოთავსებული მეორე წევრი, იმდენად მცირეა, რომ მას ჩვეულებრივ მხედველობაში არ იღებენ. იმ შემთხვევაში, თუ სიმაღლის სხვაობას  $H$  - ით ავლნიშნავთ და წყლის მოცულობის ერთეულად 1000 კგ-ს მივიღებთ, მაშინ მდინარის მონაკვეთისათვის ენერჯიის რაოდენობას ანგარიშობენ შემდეგი განტოლებით:  $N = 1000QH$  კილოგრამმეტრი/წმ-ს, ხოლო მდინარის თეორიული სიმძლავრე ცხენის ძალებში იქნება:

$$N_{\text{თეორ}} = \frac{1000QH}{75} 13,33QH \text{ ცხ.ძ.} \quad (6.40)$$

(6.40) განტოლებას კილოვატებში ექნება შემდეგი სახე:

$$N_{\text{თეორ}} = \frac{1000QH}{102} 9,82QH \quad (6.41)$$

თუ  $N_{\text{თეორ}}$  სიდიდეს გავყოფთ უბნის სიგრძეზე ( $L$  კმ), მივიღებთ ხვედრით სიმძლავრეს მდინარის ყოველ კილომეტრზე:

$$N_{\text{ბგ}} = \frac{N_{\text{თეორ}}}{L} \quad (6.42)$$

მდინარის უბნურ სიმძლავრეთა შეჯამება მოგვცემს მთელი მდინარის სრულ სიმძლავრეს, ე.ი.  $\sum N = \sum 9,81QH$  კილოვატს. თუ მდინარის მთელ სიმძლავრეს გავყოფთ იმავე მდინარის აუზის ფართობზე, მივიღებთ სიმძლავრეს აუზის ერთი კვადრატული კილომეტრისათვის:  $n = \sum N / F$ . მაგრამ მდინარის მთელი ენერჯიის მიღება არ ხერხდება, რადგან ენერჯია, რომელსაც წყალი შეიცავს მოძრაობის დროს, იკარგება ხახუნის ძალის გადალახვაზე. თუ დაკარგულ ენერჯიას აღვნიშნავთ  $\tau$  -ით, მაშინ მივიღებთ ენერჯიის შემდეგი განტოლებებით:

$$N = 13,33QH\tau \text{ ცხ.ძ.} \quad (6.43)$$

$$N = 9,81QH\tau \quad (6.44)$$

თუ ვიცით მდინარის კვეთში გარკვეული პერიოდისათვის ჩამონადენის მოცულობა ( $W$ ) მ<sup>3</sup>-ში, მაშინ შეიძლება გამოვიანგარიშოთ იმავე პერიოდისათვის ენერჯის რაოდენობა:

$$\mathcal{E} = \frac{9.81 Qh}{3600} = \frac{9.81 WH}{T} \quad (6.45)$$

როგორც ვხედავთ, მდინარის სიმძლავრე და ენერჯია დამოკიდებულია მდინარის ხარჯის სიდიდეზე, მდინარის ჩამონადენის სიდიდესა და მდინარის ვარდნაზე.

**მდინარის ნატანის მოძრაობა, მისი წარმოშობა, მახასიათებლები და კლასიფიკაცია.** ნატანი მასალით მდინარეების ძირითად მასაზრდოებელს წარმოადგენს: წყალშემკრები აუზის ზედაპირი, რომელიც წვიმებისა და თოვლის დნობის დროს განიცდის ეროზიას და მდინარის კალაპოტი, რომელიც წყლის ნაკადებით ინტენსიურად ირეცხება. წყალშემკრები აუზის ეროზია რთული პროცესია. იგი დამოკიდებულია მის ზედაპირზე ჩამონადენი წვიმისა და თოვლის ნადნობი წყლების ეროდირულობის უნარზე, ასევე, ნიადაგ-გრუნტის მდგრადობაზე. წყალშემკრები აუზის ეროზია დამოკიდებულია წვიმების სიძლიერესა და თოვლის დნობის ინტენსივობაზე, მცენარეულ საფარზე, გამოფიტვის პროდუქტებზე, ფერდობების დახრილობაზე. კალაპოტის ეროზია კი მდინარეში წყლის დინების სიჩქარეზე, კალაპოტის ფსკერსა და ნაპირების ამგები ქანების მდგრადობაზე.

ნატანის დიდი კონცენტრაციით გამოირჩევა მშრალი კლიმატის რეგიონის მდინარეები, რომელთა წყალშემკრები აუზი აგებულია ადვილად გამრეცხი ქანებისაგან და ხასიათდება წყალმოვარდნათა წყლიანობის რეჟიმით. ასეთ მდინარეებს მიეკუთვნება თერგი, ამუდარია, განგი, ინდი, ხუანხე.

ნატანის მნიშვნელოვანი მახასიათებლებია: გეომეტრიული სიმსხო, რომელიც გამოიხატება ნატანის ნაწილაკების დიამეტრით ( $D$  მმ); ჰიდრაულიკური სიმსხო – უძრავ წყალში ნატანის ნაწილაკების დაღექვის სიჩქარე ( $\nu$  მმ/წმ, მმ/წთ); ნაწილაკების სიმკვრივე ( $\rho_s$  კგ/მ<sup>3</sup>); ფსკერის გრუნტის სიმკვრივე ( $\rho_{\text{გ}}$  კგ/მ<sup>3</sup>), რომელიც დამოკიდებულია ნაწილაკების სიმკვრივესა და გრუნტის ფორიანობაზე (ლამისათვის 500-1000 კგ/მ<sup>3</sup>; ქვიშისათვის 1500-1700 კგ/მ<sup>3</sup>; შერეულისათვის 1000-1500 კგ/მ<sup>3</sup>); ნაკადში ნატანის კონცენტრაცია, გამოხატული ფარდობით (ნატანის მასის ან მოცულობის შეფარდება წყლის მოცულობასთან) ან აბსოლუტურ სიდიდეებში; წყლის სიმღვრივე ( $S$  გრ/მ<sup>3</sup>, კგ/მ<sup>3</sup>), იგი გამოთვლება შემდეგი ფორმულით:

$$S = \frac{m}{V} \quad (6.46)$$

სადაც  $m$  წყლის სინჯში ნაწილაკების მასაა,  $V$  – წყლის სინჯის მოცულობა. წყლის სიმღვრივე განისაზღვრება ბათომეტრით აღებული წყლის სინჯის გაფილტვრით, შემდეგ ფილტრის აწონვით.

გეომეტრიული სიმსხოს მიხედვით ნატანი იყოფა ფრაქციებად (ცხრ. 6.2).

ცხრილი 6.2

ნატანის კლასიფიკაცია ნაწილაკების სიდიდის მიხედვით

ფრაქცია	ნაწილაკის დიამეტრი მმ-ში						
	თიხა	ლამი	მტვერი	ქვიშა	ხრეში	კენჭი	რიყის ქვა
წვრილი	<0.001	0.001-0.005	0.01-0.05	0.1-0.2	1-2	10-20	100-200
საშუალო		—	—	0.2-0.5	2-5	20-50	200-500
მსხვილი		0.005-0.01	0.05-0.1	0.5-1.0	5-10	50-100	500-1000

რეალურად, მდინარის ნაკადის მიერ გადატანილი ნატანი წარმოადგენს სხვადასხვა სიმსხოს ნარევს. ლაბორატორიაში მექანიკური ანალიზით საზღვრავენ ფრაქციების განაწილებას წყლის სინჯში. ნარევში საშუალო სიმსხო ( $D_{საშ}$ ) განისაზღვრება ფორმულით:

$$D_{საშ} = \frac{\sum_{i=1}^n D_i P_i}{100} \quad (6.47)$$

სადაც  $D_i$  და  $P_i$  წყლის სინჯში ნატანის თითოეული ფრაქციის საშუალო სიმსხო და მისი წილი (%-ში),  $n$  – ფრაქციათა რიცხვი.

ნატანის ჰიდრავლიკური სიმსხო დაკავშირებულია ნატანის გეომეტრიულ სიმსხოსთან და განსხვავებულია წვრილი და მსხვილი ნაწილაკებისათვის (ცხრ. 6.3).

ცხრილი 6.3

ნაწილაკების ჰიდრავლიკური სიმსხო 15° C ტემპერატურაზე

ნაწილაკების დიამეტრი, მმ	1.0	0.5	0.2	0.1	0.05	0.01	0.05	0.001
ჰიდრავლიკური სიმსხო, მმ/წმ	100	60	21	8	2	0.08	0.03	0.0008

1.5 მმ-ზე მეტი სიდიდის ნაწილაკები უძრავ წყალში ილექება არასწორი სპირალისმაგვარი ტრაექტორიით (ნაწილაკის ასეთი რეჟიმით დალექვას ტურბულენტურს უწოდებენ). ამ შემთხვევისათვის, ჰიდრავლიკური და გეომეტრიული სიმსხოების კავშირი გამოისახება ფორმულით:

$$\omega = k \sqrt{\frac{g(\rho_s - \rho)D}{\rho}} \quad (6.48)$$

სადაც  $\rho_s$  და  $\rho$  არის ნატანისა და წყლის სიმკვრივე. 0.15 მმ-ზე ნაკლები სიდიდის ნაწილაკები უძრავ წყალში ილექება ნელა და პრაქტიკულად სწორი ხაზის ტრაექტორიით. ამ შემთხვევაში კავშირი  $\omega$  და  $D$ -ს შორის იქნება:

$$\omega = \frac{g(\rho_s - \rho)D^2}{18\rho v} \quad (6.49)$$

სადაც  $\nu$  სიბლანტის კინემატიკური კოეფიციენტია, რომელიც წყლის ტემპერატურაზე დამოკიდებულია. 0.15-1.5 მმ სიდიდის ნაწილაკების დაღეჭვის რეჟიმი გარდამავალია და კავშირი  $\omega$  და  $D$ -ს შორის აღინერება გაცილებით რთული ფორმულებით.

მასასადამე, შედარებით მსხვილი ნატანისათვის ჰიდრავლიკური სიმსხო მატულობს ნატანის გეომეტრიული სიმსხოს კვადრატული ფესვის პროპორციულად, ხოლო წვრილი ნატანის ნაწილაკებისათვის, ჰიდრავლიკური სიმსხო, პროპორციულად მატულობს ნაწილაკების დიამეტრის კვადრატით და კლებულობს წყლის სიბლანტის მომატებასთან ერთად, წყლის ტემპერატურის შემცირებისას.

მდინარეებში გადაადგილების ხასიათის მიხედვით ნატანი იყოფა ორ ძირითად ტიპად – ატივნარებული და ფსკერული.

**ფსკერული ნატანის მოძრაობა.** მდინარის ფსკერზე ნატანი მასალის წარმოშობა დაკავშირებულია წყალში მოხვედრილი ნაწილაკების ჰიდრავლიკურ სიმსხოსთან. როცა ნაწილაკის ჰიდრავლიკური სიმსხო აღემატება დინების ვერტიკალური სიჩქარის მდგენელს, მაშინ ნაწილაკი იძირება. ზოგიერთ შემთხვევაში, პულსაციის შედეგად, სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი აღემატება ნაწილაკის ჰიდრავლიკურ სიმსხოს, მაშინ ნაწილაკი იწყებს ზემოთ ამოტივტივებას. ამის გამო, ფსკერზე მოთავსებული მასალა იწყებს მოძრაობას მცირე ნახტომების მსგავსად. ისეთი შთაბეჭდილება იქმნება თითქოს ნაწილაკები მიგორავდეს.

ფსკერის მგორავ-მცოცავი მასალა, ძირითადად, წარმოიშობა ფსკერის ნაღეჭი მასალის ეროზიით და ნაწილობრივ, მდინარის ზემონელიდან ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მასალის მოტანით.

ფსკერული ნატანის გადაადგილებაზე მოქმედი სხვადასხვა ფაქტორების შესაფასებლად განვიხილოთ მდინარის ფსკერზე  $D$  დიამეტრის ნაწილაკის წონასწორობის პირობები. ფსკერის პარალელურად ნაწილაკებზე მოქმედებს ორი ძალა: 1. დინების წნევის ძალა, რომელიც გადაადგილებს ნაწილაკს, იგი ფსკერული სიჩქარის კვადრატის და ნაწილაკის ფართობის პროპორციულია; 2. დინების წნევის ძალის საწინააღმდეგო ხახუნის ძალა, რომელიც ნაწილაკს ფსკერზე აკავებს. ხახუნის ძალა წყალში ნაწილაკის წონის პროპორციულია, ამნევი ძალის გამოკლებით. იგი დამოკიდებულია ხახუნის კოეფიციენტზე, რომელიც გვიჩვენებს ნაწილაკის შეჭიდულობას ფსკერთან, ე.ი. სხვა ნაწილაკებთან. ჩამოთვლილი ძალების ბალანსის ანალიზს მივყავართ ე.წ. „საწყისი სიჩქარის“ გამოსახულებამდე, რომლის დროსაც ფსკერზე ნაწილაკი კარგავს მდგრადობას:

$$U_{სკ} = a\sqrt{gD} \quad (6.50)$$

სადაც  $a$  კოეფიციენტია, რომელიც დამოკიდებულია ნაწილაკისა და წყლის სიმკვრივეზე, ნაწილაკის ფორმაზე, ხახუნის კოეფიციენტზე და სხვა.

მაშასადამე, მდინარეებში ფსკერული ნატანი მასალის მოძრაობის დაწყების კრიტერიუმს წარმოადგენს პირობა:

$$U_{ფსკ} > U_{ფსკ}^0 \quad (6.51)$$

სადაც  $U_{ფსკ}$  ნაკადის ფაქტობრივი ფსკერული სიჩქარეა.

თუ (6.43) განტოლების ორივე ნაწილს ავიყვანთ მე-6 ხარისხში, მივიღებთ დამოკიდებულებას საწყის სიჩქარესა და ფსკერზე მგორავ-მცოცავი ნაწილაკის მოცულობას ან წონას შორის:

$$Fg \approx D^3 \approx U_{ფსკ}^6 \quad (6.52)$$

ეს ფორმულა ცნობილია ერის კანონის სახელწოდებით. იგი გვიჩვენებს, რომ ნაკადის სიჩქარის გაზრდა, მაგალითად 2-ჯერ, 3-ჯერ, 4-ჯერ იწვევს ფსკერზე გადაადგილებული ნატანის წონის გაზრდას, შესაბამისად, 64-ჯერ, 729-ჯერ და 4096-ჯერ. ამ კანონით, აიხსნება ის მდგომარეობა, რომ ვაკის მდინარეებზე, სადაც სიჩქარეები მცირეა, მდინარის ფსკერზე გადაადგილდება მხოლოდ ქვიშის ნაწილაკები, ხოლო მთის მდინარეები ფსკერზე მსხვილ ქვიშასა და ლოდებს მიაგორებს. მდინარის ფსკერზე ქვიშის გადასადგილებლად საჭიროა, რომ დინების ფსკერული სიჩქარე არ იყოს 0.10-0.15 მ/წმ-ზე ნაკლები, ხრემის გადასადგილებლად 0.15-0.5 მ/წმ-ზე ნაკლები, კენჭისათვის არანაკლებ 0.5-1.6 მ/წმ, ხოლო ლოდებისათვის - 1.6-5.0 მ/წმ. ნაკადის საშუალო სიჩქარე კი უფრო მეტი უნდა იყოს.

**ატივნარებული ნატანის მოძრაობა.** ატივნარებული ნატანი გადაიტანება მდინარის ნაკადის მიერ. გადატანის პირობაა:

$$u_z^+ \geq \omega \quad (6.53)$$

სადაც  $u_z^+$  ნაკადის სიჩქარის ზემოთ მიმართული ვერტიკალური მდგენელია მოცემულ წერტილში,  $\omega$  - ნაწილაკის ჰიდრავლიკური სიმსხო.

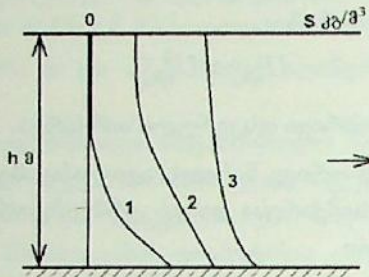
მდინარეებში ატივნარებული ნატანის მოძრაობის მნიშვნელოვანი მახასიათებლებია წყლის სიმღვრივე ( $S$ ), რომელიც განისაზღვრება (6.46) ფორმულით და ატივნარებული ნატანის ხარჯი:

$$R = SQ \quad (6.54)$$

სადაც  $R$  ატივნარებული ნატანის ხარჯია (კგ/წმ),  $S$  - წყლის სიმღვრივე (კგ/მ<sup>3</sup>),  $Q$  - მდინარის ხარჯი (მ<sup>3</sup>/წმ).

მდინარის წყალში ატივნარებული ნატანის განაწილება არათანაბარია: მდინარის ფსკერზე სიმღვრივე მაქსიმალურია და ზედაპირისაკენ კლებულობს. რაც უფრო დიდია ატივნარებული ნაწილაკების ფრაქცია, მით უფრო მეტად კლებუ-

ლობს სიმღვრივე წყლის ზედაპირისაკენ და, პირიქით, მცირე ფრაქციის დროს ნაკლებად კლებულობს სიმღვრივე წყლის ზედაპირისაკენ (ნახ. 6.12).



ნახ. 6.12. წყლის სიმღვრივის განაწილება სიღრმის და ატივნარებული ნაწილაკების სიმსხოს მიხედვით: 1 - უდიდესი, 2 - საშუალო, 3 - უმცირესი.

**ნატანის ჩამონადენი:** მდინარის ნატანის ჩამონადენი წარმოადგენს ატივნარებული და ფსკერული ნატანის ჩამონადენის ჯამს. ამათგან ატივნარებული ნატანის ჩამონადენს მთავარი ადგილი უჭირავს. ითვლება, რომ ნატანის ჩამონადენში ფსკერულ ნატანზე მოდის მხოლოდ 5-10%. რაც უფრო დიდია მდინარე, როგორც წესი ფსკერული ნატანის წილი ნატანის ჩამონადენში კიდევ უფრო მცირდება.

მდინარის მიერ ატივნარებული და ფსკერული მაქსიმალური ჯამური ხარჯის გადატანის უნარს, მდინარის ტრანსპორტირების უნარი ( $R_{ტრ}$ ) ეწოდება. თეორიული და ექსპერიმენტული გამოკვლევებით,  $R_{ტრ}$  დამოკიდებულია ნაკადის სიჩქარესა და წყლის ხარჯზე:

$$R_{ტრ} = S_{ტრ} Q = k \frac{v^2}{gh_{საშ} \omega} Q \quad (6.55)$$

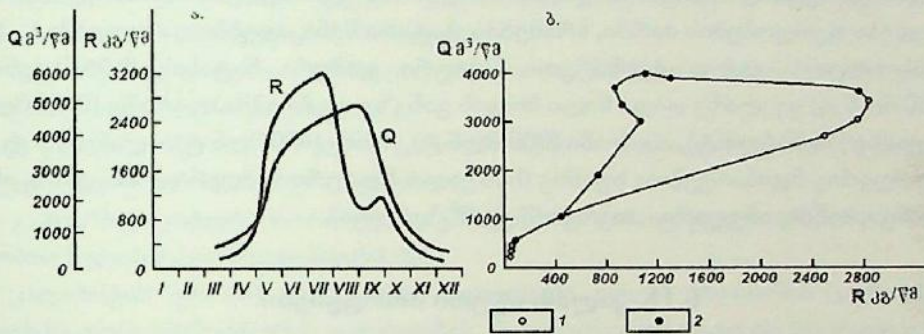
სადაც  $S_{ტრ}$  წყლის სიმღვრივეა, რომელიც შეესაბამება ნაკადის ტრანსპორტირების უნარს,  $v$  - ნაკადის საშუალო სიჩქარეა,  $h_{საშ}$  - ნაკადის საშუალო სიღრმე,  $\omega$  - ნაწილაკების საშუალო ჰიდრავლიკური სიმსხო.  $S_{ტრ}$ -ს ხშირად გამოხატავენ, როგორც ნაკადის საშუალო სიჩქარის ფუნქციას:  $S_{ტრ} = av^n$ , სადაც  $a$  და  $n$  პარამეტრებია,  $n$  იცვლება 2-დან 4-მდე.

რეალურ პირობებში, ნატანის ფაქტობრივი ხარჯი და ნაკადის ტრანსპორტირების უნარი ერთმანეთს არ ემთხვევა, სწორედ ეს არის მდინარეებში კალაპოტური დეფორმაციების მიზეზი.

მდინარის ნატანის ჩამონადენი იანგარიშება გაზომილი ატივენარებული ნაწილაკებისა და წყლის ხარჯების კავშირის მრუდის  $R = f(Q)$  საშუალებით.  $R = f(Q)$  კავშირს გააჩნია ორი მნიშვნელოვანი თავისებურება: 1. ის არანრფივია, თანაც  $R$  უფრო სწრაფად იზრდება ვიდრე  $Q$ ; მიახლოებითი  $R = f(Q)$  კავშირი შეიძლება ჩავწეროთ მაჩვენებლიანი განტოლების სახით:

$$R = kQ^m \quad (6.56)$$

სადაც  $m$ , ნ.ი. მაკავევის მიხედვით, ტოლია  $m = 2 \div 3$ , ხშირად კავშირი  $R$ -ს და  $Q$ -ს შორის არაერთმნიშვნელოვანია (მარყუჟისმაგვარი). ეს აიხსნება მდინარეებში წყლის და ნატანის ხარჯების დროში არათანხვედრობით (ნახ. 6.13). მდინარეებში წყლის მაქსიმალური სიძვრივე უსწრებს წყლის მაქსიმალურ ხარჯებს და შეინიშნება წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების დაწყების დროს. სწორედ ამ დროს მიმდინარეობს გრუნტის აქტიური ეროზია წყალშემკრები აუზის ზედაპირზე.



ნახ. 6.13. წყლის ხარჯისა და ატივენარებული ნატანის ცვალებადობის ტიპური გრაფიკი (ა) და კავშირი მათ შორის (ბ):

1 - წყალდიდობის დასაწყისი  $\circ$ , 2 - წყალდიდობის დასასრული  $\bullet$

$R = f(Q)$  გრაფიკისა და ცნობილი საშუალო დღელამური ხარჯის ( $Q$ ) საშუალებით მარტივად განისაზღვრება  $R$ -ის მნიშვნელობა.

ნატანის ჩამონადენი იანგარიშება ფორმულით:

$$W_{\text{ც}} = \bar{R} \cdot \Delta t \quad (6.57)$$

სადაც  $W_{\text{ც}}$  ნატანის ჩამონადენია კმ-ში,  $\bar{R}$  - ნატანის საშუალო ხარჯი,  $\Delta t$  - დროის შუალედი წმ-ში. უფრო ხელსაყრელია ნატანის ჩამონადენის გამოხატვა ტონებში ან მილიონ ტონებში. ასეთ შემთხვევაში (6.50) ფორმულა მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$W_{\text{ც(ბ)}} = \bar{R} \cdot \Delta t \cdot 10^{-3} \quad (6.58)$$

$$W_{6(\text{მლნ.ტ})} = \bar{R} \cdot \Delta t \cdot 10^{-9} \quad (6.59)$$

წლიური სიდიდეებისათვის (6.57) ფორმულა მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$W_{6(\text{მლნ.ტ})} = \bar{R} \cdot 31.5 \cdot 10^3 \quad (6.60)$$

ნატანის ჩამონადენის მოდული ეწოდება ნატანის ჩამონადენს ტონებში წყალშემკრები აუზის 1 კმ<sup>2</sup> ფართობიდან:

$$M_6 = W_H / F \quad (6.61)$$

ნატანის ჩამონადენის წლიური სიდიდეებისათვის:

$$W_6 = \bar{R} \cdot 31.5 \cdot 10^3 / F \quad (6.62)$$

ნატანის ჩამონადენის მოდული ახასიათებს მდინარეთა ნაკადების ეროზიულ მოღვაწეობას. მდინარეთა წყალშემკრებ აუზებში ფაქტობრივი დენუდაცია რამოდენიმეჯერ აღემატება ნატანის ჩამონადენის მოდულებს, რადგანაც ფერდობებიდან გარეცხილი ნატანის დიდი რაოდენობა ვერ ხვდება მდინარეებში, ის გროვდება ფერდობების ძირში, ხრამებში, პატარა შენაკადებში და ჭალებში.

მსოფლიოს ყველა მდინარეთა წლიური ჯამური ნატანის ჩამონადენის (15700 მლნ ტ) ყველაზე დიდი წილი მოდის განგზე და ბრაჰმაპუტრაზე (2180 მლნ ტ), ხუანხე (1640 მლნ ტ), ამაზონი (900 მლნ ტ), იანძი (480 მლნ ტ). პლანეტის ყველაზე მღვრიე მდინარეებია: ხუანხე (საშუალო წლიური სიმღვრივე 30 კგ/მ<sup>3</sup>), ინდი, განგი, იანძი, ამუდარია, თერგი (2 კგ/მ<sup>3</sup>-ზე მეტი).

## 6.11. კალაპოტური პროცესები

**კალაპოტის ძირითადი დამახასიათებელი ნიშნები.** მდინარის კალაპოტში წყლის ნაკადი გავლენას ახდენს კალაპოტის მოხაზულობაზე, სიღრმეთა განაწილებაზე და მდინარის გასწვრივი პროფილის ხასიათზე. თავის მხრივ, კალაპოტი გავლენას ახდენს წყლის დინების სტრუქტურაზე. ამგვარად, წყლის დინება და კალაპოტი მუდამ ურთიერთმოქმედებშია. კალაპოტის ძირითადი დამახასიათებელი ნიშნებია: გასწვრივი პროფილი და განივი კვეთი, კალაპოტის მოხაზულობა გეგმაში და სიღრმეთა განაწილება. მდინარის კალაპოტი განიცდის დეფორმაციას. ზოგი მათგანი ნელა მიმდინარეობს საუკუნეების განმავლობაში, ზოგი კი ძლიერ სწრაფად ხდება. მდინარის კალაპოტის დეფორმაცია მჭიდროდ არის დაკავშირებული მდინარის დინებისა და ხარჯების რეჟიმზე. მდინარის კალაპოტში ყველა მიმდინარე პროცესი მჭიდროდ არის დაკავშირებული კალაპოტის სტრუქტურასა და ნაკადის დინამიკასთან.

**ურთიერთმოქმედება კალაპოტსა და ნაკადს შორის.** კალაპოტის პროცესები წარმოადგენს კალაპოტის ფორმების მუდმივ ცვალებადობას დროში მდინარის ნაკადის, კლიმატური ფაქტორებისა და, ნაწილობრივ, ტექტონიკური მოქმე-

დების შედეგად. იგი მჭიდრო კავშირშია, აგრეთვე, აუზის რელიეფის პირობებთან, ნიადაგ-გრუნტის აგებულებასა და მცენარეულ საფართან.

რელიეფი განსაზღვრავს მდინარის დინების მიმართულებას და ნაკადის დინების სიჩქარის ხასიათს, კლიმატური ფაქტორები კი აუზში ზედაპირული ჩამონადენის რაოდენობასა და მის ტერიტორიულ განაწილებას. ნიადაგ-გრუნტის ხასიათით განისაზღვრება ნატანის რაოდენობა და სხვა.

კალაპოტის პროცესების განვითარება კონკრეტულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განისაზღვრება წყლის მასისა და მყარი ნატანი მასალის ურთიერთქმედებით. ნატანი მასალით აგებული კალაპოტის მყარი ზედაპირი აძლევს მიმართულებას მოძრავ წყალს, ე.ი. კალაპოტი წარმართავს მდინარის ნაკადის დინებას. თავის მხრივ, კალაპოტის წარმომქმნელი მყარი ნატანი მასალა წყლის ნაკადის დინების მოქმედებით თვითონვე მოდის მოძრაობაში მდინარის სიგრძისა და სიგანის მიხედვით.

მდინარის ნაკადის სტრუქტურა კალაპოტის დეფორმაციის მოქმედების მიმართ ხასიათდება შემდეგი მიმართულებით:

ა. გასწვრივი დინებით, რომელიც განაპირობებს წყლის მასის გადანაცვლებას გასწვრივი მიმართულებით;

ბ. განივი დინებით, რომელიც განაპირობებს ნაკადის განივ გადანაცვლებას (ჭავლისებური, ხრახნისებური დინებით);

გ. ტურბულენტური მოძრაობით, ე.ი. წყლის მასის უწყვეტი უნესრიგო მოძრაობით წყლის მასის მთელ სიგრძეზე.

კალაპოტის ფორმის ცალკეული ცვლილება იწვევს მდინარის კალაპოტში წყლის ნაკადის სტრუქტურის ცვლილებას. რაც უფრო მდგრადი და მტკიცეა ფსკერის ამგები გრუნტი, მით უფრო მცირე მასშტაბით მიმდინარეობს მდინარის ნაკადის მოქმედებით კალაპოტის ფორმების ცვალებადობა. კალაპოტის ფსკერის არამდგრადი გრუნტის შემთხვევაში და მდინარის ნაკადის დიდი სიჩქარის დროს, მდინარის ნაკადის გავლენა კალაპოტის მიმართ უფრო ძლიერია, ვიდრე კალაპოტის გავლენა ნაკადის მიმართ. ასეთი მდინარეების კალაპოტის მდგრადობა მცირეა.

მდინარის წყლიანობის რეჟიმი გავლენას ახდენს კალაპოტზე, ცვლის მის მოხაზულობას გეგმასა და სიღრმეში. მდინარის ზემო წელში, სადაც სიჩქარე დიდია, ეროზიული პროცესები სჭარბობს აკუმულაციურ პროცესებს და კალაპოტის სიღრმე თანდათან მატულობს. შუა წელში ეროზია და აკუმულაცია თითქმის ნონასწორდება, მაგრამ არა ყოველთვის. წყლიანობის გადიდების შემთხვევაში მდინარის შუა წელში, მიუხედავად სიჩქარეთა შემცირებისა, შეიძლება მოხდეს მდინარის ფსკერის მნიშვნელოვანი ჩაღრმავება. მდინარის ქვემო წელში მიმდინარეობს მყარი ნატანის აკუმულაცია და გვრდითი ეროზია. ინტენსიურად მიმდინარეობს ნატანი მასალის დაგროვება და კალაპოტის ფსკერის აწევა.

მდინარის კალაპოტის ეროზიული და აკუმულაციური პროცესები განისაზღვრება ნაკადის მიერ ნატანი მყარი მასალის გადატანის უნარით. მდინარის იმ უბანზე, სადაც ნაკადი მყარი მასალის მცირე რაოდენობას შეიცავს, ვიდრე მას შეუძლია გადაიტანოს, ადგილი აქვს კალაპოტის ეროზიას. თუ წყლის ნაკადი გაჯერებულია მყარი მასალით და მეტი ნატანის გადატანის უნარი მას არა აქვს, მაშინ ნატანი დალექვას იწყებს. ამგვარად, კალაპოტის დეფორმაცია ნატანი მყარი მასალის გადატანის ან დალექვის შედეგს წარმოადგენს. კალაპოტის დეფორმაცია, თავის მხრივ, გავლენას ახდენს მდინარის წყლის ნაკადის დინამიკაზე.

თუ მდინარის რომელიმე უბანზე გაძლიერებულ ეროზიულ პროცესებს აქვს ადგილი, მაშინ გადიდდება მდინარის განივი კვეთის ფართობი, მაგრამ შემცირდება მდინარის ნაკადის სიჩქარე და მყარი მასალის გადატანის უნარი. ნატანი მასალის აკუმულაციის შედეგად, მცირდება განივი კვეთის ფართობი, დიდდება ნაკადის სიჩქარე და მატულობს მდინარის მიერ მყარი ნატანის გადაადგილების უნარიანობა.

ამგვარად, კალაპოტის დეფორმაციას ადგილი აქვს ნონასწორობის დარღვევის შედეგად წყლის ნაკადის ტრანზიტულ უნარიანობასა და ნატან მასალას შორის. მდინარის მყარი ნატანის ხარჯების ცვალებადობა მდინარის სხვადასხვა უბანში სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობს. ერთ რომელიმე უბანზე წარმოებს გაძლიერებული ეროზიული პროცესები, ხოლო მეორეზე – აკუმულაცია.

მდინარის მიერ მყარი ნატანი მასალის გადატანა ხდება არა მარტო გასწვრივი პროფილის მიხედვით, არამედ ერთი ნაპირიდან მეორე ნაპირისაკენ, რის გამოც მდინარის კალაპოტი გვერდითი ეროზიისა და აკუმულაციური პროცესების შედეგად კლაკნილ გამოსახულებას იღებს.

კალაპოტური დეფორმაციები ქმნის მდინარის კალაპოტისა და ჭალის რელიეფის სხვადასხვა ზომის სახასიათო ფორმებს: მიკრო, მეზო და მაკროფორმებს. მიკროფორმებს მიეკუთვნება მდინარის კალაპოტში არეული ფსკერული ნატანის კვლები, რომელთა ზომები გაცილებით ნაკლებია კალაპოტის სიღრმეზე. მეზოფორმებიც ფსკერული ნატანის დიდი ზომის კვლებია. მეზოფორმებს მიეკუთვნება: მდინარის ჩქერები და პატარა კუნძულები. ჩქერები კალაპოტის ფორმებია, რომლებიც აგებულია ადვილადშლადი (გამრეცხი) გრუნტისაგან. მაკროფორმებს უწოდებენ მდინარის კალაპოტის დიდ მორფოლოგიურად ერთგვაროვან ნაწილებს. მაგალითად, კალაპოტის შედარებით სწორხაზოვანი უბნები, მდინარეები, ჭალისა და კალაპოტის განშტოებული უბნები.

**მდინარის კალაპოტის ფორმები.** თუ ჰიდრაულიკური ღარის ფსკერზე თანაბრად გავფენთ წერილ ქვიშას და თანდათანობით გავზრდით მასში წყლის ხარჯს, მაშინ ნაკადის გარკვეულ სიჩქარეზე ქვიშის ნაწილაკები დაიწყებენ მოძრაობას. რადგანაც ტურბულენტურ ნაკადში სიჩქარეების განაწილება არათანაბარია, ამიტომ ქვიშის ნაწილაკების მოძრაობაც არათანაბარი იქნება. შედეგად

ფსკერზე ფორმირებას იწყებს ფსკერული ნატანის კვლები – ლარები. ნაკადის სიჩქარეების გაზრდასთან ერთად იზრდება ლარების სიღრმეები და თანდათანობით წარმოიქმნება ფსკერული დიუნები. ნაკადის სიჩქარეებიც შემდგომი ზრდით შეიძლება ფსკერული დიუნების რღვევა: დგება ფსკერული ნატანის მოძრაობის ე.წ. გლუვი ფაზა. ბოლოს, ნაკადის ძალზე დიდი სიჩქარეების დროს ჩნდება ქვიშის მდგომი ტალღები, შემდეგ ანტიდიუნები, რომლებიც გადაადგილდება ნაკადის მიმართულებით მალლა.

ფსკერული ლარების სიმაღლე იცვლება რამოდენიმე სანტიმეტრიდან 4-6 სმ-მდე. ზოგიერთ მდინარეებზე ლარების ზომები კალაპოტის სიღრმის თანაზომიერია. ხშირად პატარა ზომის ლარების ზედადება ხდება დიდი ზომის ლარებზე და იქმნება მდინარის კალაპოტის მიკროფორმების მთელი „იერარქია“.

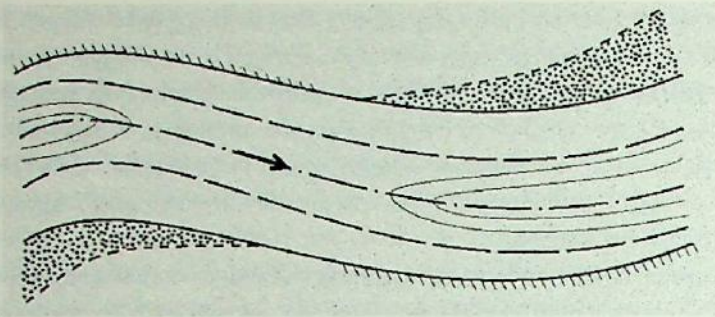
ექსპერიმენტულმა გამოკვლევებმა აჩვენა, რომ ერთი სახის მიკროფორმის გადასვლა მეორე სახის მიკროფორმაზე ხდება ფრუდის რიცხვის ( $v^2 / gh$ ) ან ნაკადის სიჩქარის ნატანის ნაწილაკის ჰიდრავლიკურ სიმსხოსთან ( $v / \omega$ ) შეფარდების გაზრდით.

მდინარის კალაპოტის ტიპურ მეზოფორმას წარმოადგენს – ჩქერი (ნახ. 6.14). იგი მდინარის კალაპოტის მეტნაკლებად სწორხაზოვანი უბანია, რომელიც აერთებს მდინარის ერთ მუხლს მეორესთან.

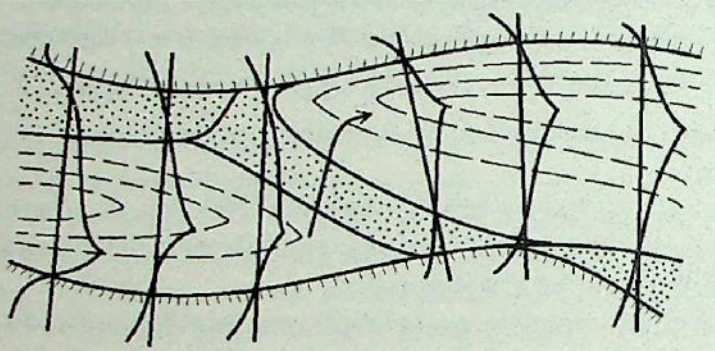
კალაპოტის მოხაზულობა დაკავშირებულია სიღრმეებთან. ერთნაირი სიღრმეების მქონე წერტილების შემაერთებელ ხაზს იზობათებს უწოდებენ. ნაკადის ინტენსიურ გამრეცხ მოქმედებასთან დაკავშირებით, მოსახვევებში სიღრმეები, ჩვეულებრივ, უფრო დიდია, ვიდრე მდინარის სწორ მონაკვეთებზე. მდინარის კალაპოტის ღრმა ნაწილებს, რომლებიც შეესაბამება კალაპოტის მოხვეულ უბნებს, მდინარის მუხლი ეწოდება.

უდიდესი სიღრმეების ხაზს, ფარვატერი ეწოდება. ვინაიდან მუხლებს ადგილი აქვთ მდინარის შეზნეილ ნაპირებთან, ფარვატერი ხან ერთ ნაპირს უახლოვდება, ხან მეორეს, ამიტომ იგი უფრო კლაკნილია ვიდრე კალაპოტის გეომეტრიული ღერძი, რომელიც კალაპოტის შუა ნაწილში გადის. თუ ფარვატერი თანდათან გადადის ერთი მუხლიდან მეორისაკენ და ამ უკანასკნელთა იზობათის ღერძი ერთ ხაზს წარმოადგენს, ასეთ ჩქერს ნორმალურს უწოდებენ (ნახ. 6.15).

ზოგჯერ მუხლის იზობათის ღერძი გადანეულია ერთიმეორის მიმართ გარდიგარდმო მიმართულებით, ამ შემთხვევაში ფარვატერი გამრუდებული ხაზი იქნება. ასეთ შემთხვევაში, მუხლებს შორის მდებარე ჩქერს „კარგს“ უწოდებენ, ხოლო გადანეულს – „უვარგისს“, რადგან, ნორმალური ჩქერის პირობებში, მდინარის სიღრმე ჩქერზე უფრო მეტია, ვიდრე გადანეული ჩქერის დროს.



ნახ. 6.14. ნორმალური ჩქერი



ნახ. 6.15. გადანეული ჩქერი

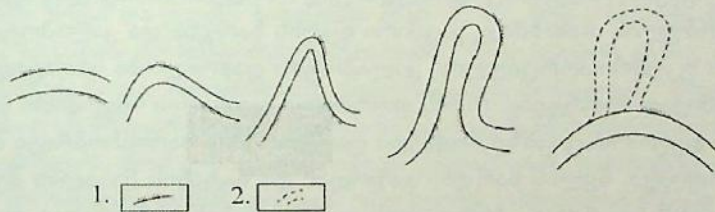
მდინარეთა შედარებით სწორხაზოვან კალაპოტებში დინების მიმართულებით ერთმანეთს ცვლის მიკროფორმები და მეზოფორმები. თავისებურია კალაპოტური დეფორმაციები კლაკნილ კალაპოტებში. ეს დეფორმაციები ციკლური პროცესებია, რომლებიც ნაპირების გარეცხვით თანდათანობით ზრდიან კალაპოტის კლაკნილობას. კალაპოტის კლაკნილობა იცვლება დროში. კალაპოტის ეს ცვალებადობა სხვადასხვაგვარ ხასიათს ატარებს. მდინარის სიგრძის ერთ რომელიმე მონაკვეთზე წარმოიქმნება მოსახვევი ან მეანდრი, მეორე ადგილზე კი სწორი კალაპოტი; ზოგჯერ მდინარის კალაპოტი იტოტება. არამდგრადი კალაპოტის შემთხვევაში, მდინარე თავის ნაკადს მოკლე დროში ერთი ტოტიდან გადაიტანს მეორეში და დაიწყებს ტოტებში „ხეტიანს“. ამის თვალსაჩინო მაგალითია ალაზნის შემდინარეები.

მდინარის ყველა მოსახვევს არ შეიძლება მეანდრი ეწოდოს. მდინარის მეანდრისათვის დამახასიათებელია კალაპოტის მუდმივი დეფორმაცია დროში. კალაპოტის კლაკნილობის წარმოშობა შეიძლება მარტივი სახით აიხსნას. დავუშვათ, რომ მდინარე მიედინება ადვილად გამრეცხ, გრუნტით აგებულ კალაპოტში და ადგილი აქვს სწორხაზოვან დინებას. შესაძლებელია, მდინარის სწორი უბნის რომელიმე ადგილზე ეროზიისადმი უფრო ნაკლებად მდგრადი გრუნტი იქნეს, ვიდრე მდინარის დინების ზემო ან ქვემო ნაწილებში. ამ შემთხვევაში, დაიწყება ნაკადის მიერ გრუნტის ინ-

ტენსიური გარეცხვა, ვიდრე იმავე ნაპირის მეზობელ უბანზე. გარეცხვის შედეგად ადვილად გამრეცხი გრუნტის ადგილზე წარმოიქმნება შეზნექილობა და ნაკადის ჭავლის ცემა ამ შეზნექილი ადგილისაკენ თანდათანობით ძლიერდება. შეზნექილი ნაწილიდან გამოსული ნაკადი მიემართება მეორე, მოპირდაპირე ნაპირისაკენ. ამის გამო, შეზნექილი ადგილიდან წამოღებული დენუდაციური მასალა დაიწყებს და-  
 ლექვას შეზნექილი ადგილის ქვევით, სადაც თანდათანობით წარმოიშობა გამოზნექილობა. გამოზნექილი ნაპირიდან ნაკადის დინება ისევ გადაიხრება მოპირდაპირე ნაპირისაკენ და ისევ წარმოქმნის შეზნექილობას და ა.შ. ასეთი პროცესების შედეგად მდინარის მთელ სიგრძეზე წარმოიშობა კლაკნილობა, ანუ მეანდრირება.

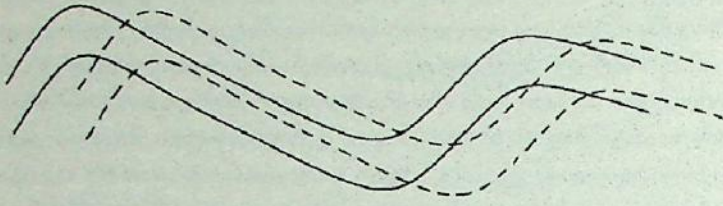
მდინარის მეანდრირება, განუწყვეტლივ მიმდინარეობს, სანამ რაიმე ბუნებრივი ან ხელოვნური ფაქტორების გავლენით არ შეწყდება. ეს ფაქტორებია: მდინარის კლაკნილობასთან ერთად მცირდება მისი გასწვრივი დახრილობა, რის შედეგადაც მცირდება ნაკადის დინების სიჩქარე, ისე რომ კალაპოტის მოსახვევში აღარ ხდება გრუნტის გარეცხვა. ასეთ შემთხვევაში მდინარე მდგრად მეანდრულ მოხაზულობას აღწევს; მეანდრირება ჩერდება, როდესაც წყალი მიაღწევს კალაპოტის ამგებ მკვრივ ქანებს, ამ შემთხვევაში მეანდრის გაჩენა და განვითარება შეუძლებელია; მდინარის კალაპოტში მეანდრები შეიძლება ისე მიუახლოვდეს ერთმანეთს, რომ წყალდიდობის დროს წყალმა დატოვოს თავისი კალაპოტი, მოხრილობის ერთი ტოტიდან გადავიდეს მეორეში და გაისწოროს კალაპოტი.

მეანდრის მოკვეთილ ბოლოებში მდინარე იწყებს ნატანი მასალის დალექვას. საბოლოოდ, ყოველი მეანდრი წყდება მდინარის კალაპოტს და იქცევა ნამდინარევად, ხოლო მდინარე განაგრძობს ახალი მეანდრების შექმნას ახალი მიმართულებით. მეანდრის განვითარება შეიძლება შენელდეს ან შეწყდეს მდინარის ხეობის ნაპირებთან ან კალაპოტის ძირითად ქანებთან (ნახ. 6.16).



ნახ. 6.16. მეანდრის გადაადგილებისა და ფორმის შეცვლის სქემა.  
 1 - ნაპირის გარეცხვის უბანი; 2 - ნამდინარევი

როდესაც წყლის ნაკადი ნაპირების მიმართ რომელიმე კუთხით მოქმედებს, მაშინ მეანდრები ქვემოდინებისკენ ინაცვლებს. ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში მეანდრების გადაადგილება განუწყვეტლივ მიმდინარეობს მდინარის მთელ სიგრძეზე.



ნახ. 6.17. მენანდრის გადაადგილების სქემა

**კალაპოტის გასწვრივი პროფილის დეფორმაცია.** კალაპოტური პროცესების დროს კალაპოტის გასწვრივი პროფილი განიცდის დიდ დეფორმაციებს, რომელთა ხასიათი და მიმართულება დამოკიდებულია გამომუშავებული კალაპოტის სიგრძითი პროფილის განმსაზღვრელ ფაქტორებზე. კალაპოტის დახრილობა ( $I_0$ ) გასწვრივი პროფილის ნებისმიერ წერტილში დამოკიდებულია სამ ძირითად ფაქტორზე: წყლის საშუალო მრავალწლიურ ხარჯზე ( $Q$ ), ნაკადში ნატანის საშუალო შემცველობაზე ( $S$ ) და ფსკერული ნატანის საშუალო სიმსხოზე ( $D$ ). ამ ფაქტორების კავშირი მიახლოებით შესაძლებელია გამოვსახოთ შემდეგი განტოლებით:

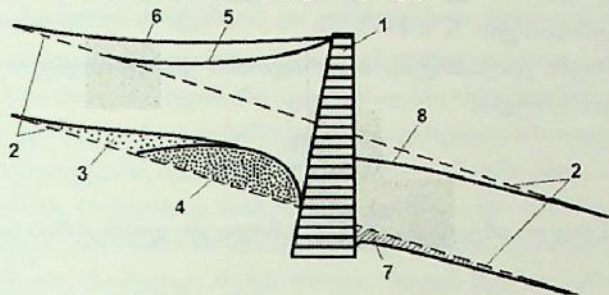
$$I_0 = KQ^x S^y D^z \quad (6.63)$$

სადაც  $x = 1/3$ ,  $y = 2/3$ ,  $z = 1/18$ .

თუ მდინარის გასწვრივ წყლის სიმღვრივე და ნატანის სიმსხო მუდმივი სიდიდეებია, მაშინ კალაპოტის დახრილობის განმსაზღვრელი ერთადერთი ფაქტორი წყლის ხარჯი იქნება, რადგანაც იგი მუდმივად იზრდება სათავიდან შესართავამდე. (6.63) ფორმულის თანახმად, კავშირი წყლის ხარჯსა და კალაპოტის დახრილობას შორის უკუპროპორციულია, კალაპოტის დახრილობა სათავიდან შესართავამდე მუდმივად მცირდება. (6.63) ფორმულა მდინარის სიგრძითი პროფილის ვერტიკალურ დეფორმაციებზე მოქმედი ფაქტორების ხარისხობრივი შეფასების საშუალებას იძლევა. წყლის ხარჯის გაზრდამ და ნატანის მასალის შემცირებამ უნდა გამოიწვიოს სიგრძითი პროფილის დახრილობის გაზრდა და დადაბლება. ეს უკანასკნელი კი შესაძლებელია კალაპოტის ჩაჭრით. წყლის ხარჯის შემცირებამ და სიმღვრივის გაზრდამ უნდა გამოიწვიოს გასწვრივი პროფილის დახრილობის შემცირება და ამაღლება. ეს კი შესაძლებელია ნატანი მასალის კალაპოტის ფსკერზე დალექვით.

კალაპოტის გასწვრივი პროფილის ამაღლებას და დადაბლებას, რომელსაც ადგილი აქვს მრავალ მდინარეზე, წყლიანობის საუკუნებრივი ცვალებადობის შედეგია. მდინარეთა ტერასები უზენაესიან პერიოდში კალაპოტის ჩაჭრის მტკიცებულებებია.

კალაპოტის გასწვრივი პროფილის დეფორმაციას ადგილი აქვს ეროზიის მთავარი ბაზის (მიმლები წყალსატევის დონე, რომელშიც ჩაედინება მდინარე) ცვალებადობის დროს. მიმლები წყალსატევის დონის გაზრდას თან სდევს ნატანი მასალის დალექვა და გასწვრივი პროფილის ამალღება, ხოლო დონის დაწვევა კი იწვევს კალაპოტის გარეცხვას და გასწვრივი პროფილის დადაბლებას. ზოგჯერ ვხვდებით გამონაკლის პროცესებსაც: როდესაც მიმლები წყალსატევის გაშიშვლებული დონის დახრილობა ძალიან მცირეა, ადგილი აქვს ნატანის დაგროვებას და გასწვრივი პროფილის ამალღებას. ასეთ პროცესებს ადგილი აქვს მდინარეთა შესართავებში, ძირითადად, დელტის ტოტებში.



ნახ. 6.18. ჰიდროკვანძის ზედა ბიეფში მოსილვის და ქვედა ბიეფში გარეცხვის სქემა: 1 - კაშხალი; 2 - მდინარის წყლისა და ფსკერის დონე წყალსატევის შექმნამდე; 3 - წყალსატევის მოსილვის ტანი მსხვილი ნატანით; 4 - წყალსატევის მოსილვის ტანი წვრილი ნატანით; 5 - წყალსატევის შექმნისას წყალსატევის შეტბორვის დონე; 6 - წყალსატევის შეტბორვის დონე წყალსატევის მოსილვის შემდეგ; 7 - ქვედა ბიეფში კალაპოტის გარეცხვა; 8 - ქვედა ბიეფში წყლის დონე კალაპოტის გარეცხვის შემდეგ

შეუქცევადი კალაპოტური დეფორმაციები მიმდინარეობს მდინარეთა ჰიდროკვანძების ზედა და ქვედა ბიეფებში (ნახ. 6.18). ზედა ბიეფში წყლის დონის აწევისა და ნაკადის ტრანსპორტუნარიანობის შემცირების გამო, ადგილი აქვს ნატანის დალექვას და, შესაბამისად, წყალსატევის მოსილვას. ქვედა ბიეფში კი ნატანის მასალის შემცირებას და წყლის ნაკადის ტრანსპორტუნარიანობის ნაწილობრივ გაზრდას, რომელსაც თან სდევს კალაპოტის გარეცხვა და მდინარის გასწვრივი პროფილის დონის დაწვევა. უშუალოდ კაშხალთან მდებარეობს ადგილობრივი გარეცხვის უბანი, რომლის სიღრმეც ზოგჯერ რამოდენიმე ათეულ მეტრს აღწევს. უფრო დიდ უბანზე ვრცელდება საერთო გარეცხვა, რომელიც სიგრძის მიხედვით თანდათანობით მცირდება. მისი სიგრძე რამოდენიმე ათეულ, ზოგჯერ კი ასეულ კილომეტრს აღწევს.

**მდინარის კალაპოტის მდგრადობა.** მდინარის კალაპოტის მდგრადობა დამოკიდებულია ნაკადის დინების სიჩქარეზე: რაც უფრო დიდია ნაკადის სიჩქარე, მით უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს კალაპოტის გარეცხვა. მეორე მხრივ, ნაკადის სიჩქარე დამოკიდებულია დახრილობასა და კალაპოტის მქისეობაზე,

რაც უფრო მსხვილია კალაპოტის ამგები გრუნტის მარცვლები, მით უფრო დიდია კალაპოტის მქისეობა. ერთნაირი დახრილობის პირობებში მქისეობის გადიდების დროს სიჩქარეც მცირდება. აქედან გამომდინარე, ვ. მ. ლოხტინმა მოგვცა კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტის საანგარიშო ფორმულა:

$$K = D / \Delta H \quad (6.64)$$

სადაც  $D$  ნაწილაკის დიამეტრია,  $\Delta H$  – მდინარის ვარდნა მ/კმ. ლოხტინის მიერ მდგრადი კალაპოტების მდგრადობის კოეფიციენტი უნდა აღემატებოდეს  $K > 15 - 20$ ; შედარებით მდგრადი კალაპოტებისათვის  $K \approx 5$ , ხოლო არამდგრადი კალაპოტებისათვის  $K < 1 - 2$

მ. ა. ველიკანოვმა კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტის საანგარიშოდ მოგვცა შემდეგი ფორმულა:

$$K = \frac{gD}{v^2} \quad (6.65)$$

სადაც  $g$  სიმძიმის ძალის აჩქარებაა,  $D$  – ნაწილაკის დიამეტრის სიდიდე,  $v$  – ნაკადის სიჩქარე.

(6.65) ფორმულის უპირატესობა, ლოხტინის (6.64) ფორმულასთან შედარებით, ისაა, რომ მდინარის ვარდნა შეცვალა ნაკადის სიჩქარით, რომლის განსაზღვრა გაცილებით უფრო ადვილია, ვიდრე დახრილობის.

კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტი ითვალისწინებს მხოლოდ იმ დეფორმაციას, რომელიც წარმოებს წყლის ნაკადის ძალით და არ შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ყოფელგვარი დეფორმაციისათვის.

**მდინარეთა შესართავები.** მდინარე მთავრდება იქ, სადაც იგი ერთვის ზღვას, ოკეანეს, ტბას, ჭაობს ან მეორე მდინარეს. შეიძლება იყოს ისეთი შემთხვევა, როდესაც მდინარე ვერ აღწევს წყლის მეორე ობიექტამდე და გზაში კარგავს თავის წყალს აორთქლებაზე ან ჩაჟონვაზე. ასეთ შემთხვევაში მდინარეს არა აქვს შესართავი და მის ქვედა ბოლოს ბრმა ბოლოს უწოდებენ. ასეთ მდინარეებს ვხვდებით კარსტულ მხარეებში, სადაც მდინარეები კარსტულ ნაპრალებსა და ხვრელებში იკარგება.

მდინარეთა შესართავებში წარმოიქმნება თავისებური პროცესები, რომლებიც დაკავშირებულია მდინარეთა ნატანი მასალის დალექვასთან და მდინარისა და მიმღები წყალსატევის (ზღვა, ტბა, მდინარე და სხვ.) წყლებს შორის ურთიერთქმედებასთან. როდესაც ერთი მდინარე ერთვის მეორეს, მათი წყლების ურთიერთქმედება განსაკუთრებით გამოვლინდება მაშინ, როდესაც შენაკადისა და მთავარი მდინარის წყლის რეჟიმის ფაზები ერთიმეორეს არ ემთხვევა. ტბასთან შეერთებისას მდინარის შესართავი ნაწილის წყლის რეჟიმზე გავლენას ახდენს ტბის წყლის რეჟიმი და ტბის წყლის გადენისა და მოდენის მოვლენები. ტბისა და

მდინარის წყლების რეჟიმის სტაბილურობის დროს მდინარის შესართავი ნაწილის რეჟიმი გამოირჩევა ერთგვაროვნებით, ხოლო მდინარის კალაპოტი მდგრადობით.

მდინარე ზღვასთან ან ტბასთან შეერთების დროს წარმოშობს დელტას ან ესტუარს. დელტების წარმოქმნა და სიდიდე განისაზღვრება მდინარის მიერ მოტანილი ნატანი მასალის რაოდენობით და მისი დალექვით. დელტების წარმოქმნისათვის აუცილებელია: 1. მდინარის მიერ მოტანილი ნატანი მასალის დიდი რაოდენობა; 2. შესართავთან ზღვის წყალმცირობა; 3. არ უნდა იყოს ძლიერი დინება და ლევა, რომელიც მდინარის მიერ მოტანილ ნატან მასალას გადაიტანს შესართავიდან სხვა მხარეზე ან სიღრმეში. ასეთ პირობებში წარმოიქმნება შესართავის დიდი სივრცე, რომელიც დაკავებული იქნება მდინარის ტოტებითა და კუნძულებით. მდინარის შესართავის ასეთ ფორმას დელტა ეწოდება, რადგან იგი წააგავს ბერძნული ასოს – Δ-ს. რამდენადაც მცირე რაოდენობით მოიტანს მდინარე მყარ მასალას, იმდენად სუსტად იქნება გამოსახული დელტის ფორმები. ზღვის მიმოქცევა და დინებები ართულებს დელტის წარმოშობას. ასეთ შემთხვევაში, მდინარე ზღვას ერთი განიერი კალაპოტით ერთვის და ესტუარს წარმოშობს, რომელსაც ძაბრისებრი ფორმა აქვს. სამხრეთის ზღვებში მათ ლიმანებს უწოდებენ. ლიმანები წარმოადგენს მდინარეთა ხეობების ქვემოწელის გაფართოებულ ნაწილს, რომელიც შეტბორილია ზღვის წყლით. არის ლია ლიმანები, რომლებიც უშუალოდ უკავშირდება ზღვას და დახურული ლიმანები, რომლებიც ზღვისგან გამოყოფილია ხმელეთის ცოტა თუ ბევრად განიერი ზოლით.

ლიმანისაგან განსხვავებით ლაგუნა, ზღვისგან გამოყოფილი მოლამული ნაწილია კენჭებითა და სილის ნაყარით. იგი შეიცავს მტკნარ ან მომლაშო წყალს და დროთა განმავლობაში ივსება დანალექი მასალით, შემდეგ იფარება მცენარეულობით, ჭაობდება და იქცევა ჭაობიან მდელოდ. ამგვარად, ლიმანი წარმოადგენს მდინარის ქვემო ნაწილს, ლაგუნა კი ზღვის ნაწილია, რომელიც მდინარის შესართავს ეკვრის.

მდინარის მიერ მოტანილი მყარი მასალა ზოგჯერ ლაგდება ზღვაში მდინარის შესართავიდან დაშორებით, წარმოშობს წყლის სანაპიროზე თხელწყლიან მეჩქეს, რომელსაც ზღურბლს უწოდებენ.

ზღვასთან მდინარის შეერთების ადგილას, ზღვის სანაპირო ზოლში, წარმოიშობა გარდამავალი ზონა. ამ ზონის სიგრძეზე, ზღვის გავლენის შედეგად მდინარის რეჟიმი არსებითად იცვლება: დინების სიჩქარე მცირდება, მდინარეში იჭრება მოქცევისა და უკუქცევის ტალღები, წარმოებს ზღვისა და მდინარის წყლის შერევა, მდინარეთა სიგანე იზრდება და წარმოიშობა დელტები. თავის მხრივ, ზღვის წყალი განიცდის სანაპირო ზოლში მდინარის წყლის მოქმედებას: მცირდება ზღვის წყლის მარილიანობა, იცვლება სიღრმეები, დინებები და სხვა პიდროლოგიური მახასიათებლები. აღნიშნულ გარდამავალ ზონას შესართავის მხარეს უწოდებენ. ამ მხარის საზღვრებში, თავის მხრივ, გამოიყოფა ზღვისპირა შესართავის წინა ნაწილი და მდინარის ზღვისპირა უბანი.

დედამინის მდინარეთა შესართავის ტიპები მრავალგვარია. ა. ი. ჩებოტაროვის მიხედვით ისინი შემდეგი სახისაა (ცხრილი 6.4):

ცხრილი 6.4

#	შესართავის ტიპები	მდინარეები, რომელთაც აქვთ მოცემული ტიპის შესართავი
1	ერთტოტიანი	რიონი, ამური
2	ესტრუარები (ძაბრისებრი)	ობი, ენისეი, ხატანგა, მეზენი, სამხრეთ ბუგი
3	კუნძულეზიანი	დნეპრი, დონი, პეჩორა, ნევა, ჩრდილოეთ დვინა
4	ფრთისებრი	მტკვარი, ურალი
5	მრავალტოტიანი (დატოტვილი)	ვოლგა, თერგი, აშუ-დარია
6	ლიმანური	ყუბანი, კამჩატკა, დასავლეთ დვინა, დნესტრი

### 6.12. მდინარეთა თერმული და ცინულოვანი რეჟიმი

**მდინარის სითბური ბალანსი.** მდინარეში წყლის ტემპერატურის ცვალებადობა გავლენას ახდენს მდინარის ჰიდროლოგიური რეჟიმის ისეთ მნიშვნელოვან ფაქტორებზე, როგორცაა ცინულოვანი მოვლენები, ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესები (წყლის ტემპერატურაზე დამოკიდებული აირების ხსნადობა, ქიმიური რეაქციების სისწრაფე, ორგანიზმების სიცოცხლისუნარიანობა და სხვ.), ნაკადის მიერ ატივინარებული ნაწილაკების გადატანა (მცირე ნაწილაკების ჰიდრავლიკური სიმსხო დამოკიდებულია წყლის სიბლანტეზე, ეს უკანასკნელი კი წყლის ტემპერატურაზე). წყლის ტემპერატურა, მინერალიზაციასთან და წყალში გახსნილი ქიმიური ელემენტების შემადგენლობასთან ერთად, განსაზღვრავს წყლის ხარისხს. წყლების გამოყენებისას მეურნეობის სხვადასხვა დარგებში, მისი ძირითადი მაჩვენებელია ტემპერატურა.

მდინარის წყლის ტემპერატურის ცვალებადობა – მდინარის სითბური ბალანსის ელემენტთა ცვალებადობის შედეგია. მდინარის უბნისათვის სითბური ბალანსის განტოლებას შემდეგი სახე აქვს:

$$\Delta\theta = \theta_4 - \theta_3 + A + B + C \quad (6.66)$$

სადაც  $\Delta\theta$  არის მდინარის წყალში  $\Delta t$  დროში სითბის რაოდენობის ცვალებადობა,  $\theta_4$  – მდინარის უბნის ზედა კვეთიდან მოსული სითბოს რაოდენობა,  $\theta_3$  – მდინარის უბნის ქვედა კვეთიდან გამოსული სითბოს რაოდენობა.  $\theta_4$  და  $\theta_3$  დროის ერთეულში ტოლია  $C_p \rho Q T$ , აქ  $C_p$  არის წყლის კუთრი სითბოტევადობა,  $\rho$  – სიმკვრივე,  $Q$  – წყლის ხარჯი,  $T$  – წყლის ტემპერატურა.  $A$  წარმოადგენს სითბოგაცვლის ყველა კომპონენტების ჯამს საზღვარზე, „მდინარის ზედაპირი – ჰაერი“. ეს ჯამი მოიცავს ატმოსფეროსთან სითბოგაცვლის პროცესში მოსულ ან გაცემულ სითბოს: კერძოდ, ატმოსფერულ ნალექებთან ერთად მოსული სითბოს

რაოდენობას,  $(\theta_1)$ , სითბოს მოსვლა კონდენსაციის დროს,  $(\theta_2)$  და აორთქლების დროს დახარჯული სითბოს რაოდენობას,  $(\theta_3)$ .  $B$  არის სითბოცვლის ყველა კომპონენტების ჯამი საზღვარზე „წყალი – ფსკერი“.  $C$  აერთიანებს სითბური ბალანსის იმ წევრებს, რომლებიც დაკავშირებული არიან წყლის ნაკადში მიმდინარე სითბურ პროცესებთან (სითბო, რომელიც წარმოიქმნება კინეტიკური ენერჯის გადასვლისას სითბურ ენერჯიაში, ე. ი. ენერჯის დისიპაციის დროს, სითბოს გამოყოფა ყინულის წარმოქმნისას და სითბის შთანთქმა ყინულის დნობისას). დროის ერთეულში ენერჯის დისიპაციის შედეგად გამოყოფილი სითბოს რაოდენობა ტოლია ხახუნის ძალების წინააღმდეგობაზე დახარჯული ნაკადის მექანიკური ენერჯისა:

$$T = \rho g Q I L \quad (6.67)$$

სადაც  $\rho$  წყლის სიმკვრივეა,  $d$  – თავისუფალი ვარდნის აჩქარებაა,  $Q$  – წყლის ხარჯი,  $I$  – წყლის ზედაპირის დახრილობა,  $L$  – მდინარის უბნის სიგრძე. ჩვეულებრივ, ენერჯის დისიპაციის სიდიდე ძალიან მცირეა, მაგრამ დიდი ქანობის მქონე მდინარეებზე იგი უტოლდება წყალსა და ჰაერს შორის სითბოგაცვლის სიდიდეს. მდინარის წყალში სითბოს რაოდენობის ცვალებადობა ტოლია:

$$\Delta \theta = C_p \rho V \Delta T \quad (6.68)$$

სადაც  $C_p$  წყლის კუთრი სითბოტევადობაა,  $\rho$  – წყლის სიმკვრივე,  $V$  – წყლის მოცულობა,  $\Delta T$  – წყლის ტემპერატურის ცვალებადობა დროის  $\Delta t$  შუალედში.

თუ (6.59) განტოლებაში შევიტანთ (6.61)-ს მივიღებთ მდინარის უბანზე წყლის ტემპერატურის ცვალებადობას დროის  $\Delta t$  შუალედში:

$$\Delta T = \frac{\theta_3 - \theta_1 + A + B + C}{C_p \rho V} \quad (6.69)$$

სითბური ბალანსის განტოლებაში ყველაზე დიდი მნიშვნელობები აქვთ  $A$  და  $C$  წევრებს.  $A$ -ს წევრებიდან უმნიშვნელოვანესია რადიაციული ბალანსი და სითბოცვლა ატმოსფეროსთან.  $C$  იღებს დადებით ნიშანს ყინულწარმოქმნის პერიოდში და უარყოფითს ყინულის დნობის დროს. სითბური ბალანსის შემადგენელ წევრებს შორის თანაფარდობა იცვლება დროში. შესაბამისად იცვლება მდინარეში წყლის ტემპერატურაც. ასე მაგალითად, ზაფხულში დადებითი რადიაციული ბალანსის დროს, სითბოს რაოდენობა ატმოსფეროდან იზრდება, შესაბამისად იზრდება წყლის ტემპერატურაც. გვიან შემოდგომაზე  $A$ -ს მნიშვნელობა უარყოფითია, ამიტომ წყლის ტემპერატურაც მცირდება. ამ დროს, მდინარის ზოგიერთ უბნებზე, სადაც ადგილი აქვს გრუნტის წყლების დიდ გამოსავლებს, სითბური ბალანსის განტოლებაში გარკვეულ მნიშვნელობას იძენს  $B$  წევრიც.

ზამთარში, როდესაც წყლის ზედაპირი ყინულითა და თოვლითაა დაფარული, სითბოცვლა ჰაერსა და წყალს შორის აღარ ხდება, რადგან თოვლის ზედაპირი მზის სითბური ენერგიის თითქმის 70%-ს აირეკლავს, ხოლო რადიაციის დანარჩენ ნაწილს შთანთქავს ან ფანტავს. წყდება წყლის ზედაპირიდან აორთქლება და კონდენსაცია. სითბოცვლა წყალსა და ჰაერს შორის ხორციელდება მხოლოდ თოვლისა და ყინულის საფარიდან სითბოგამტარობის საშუალებით. სითბოცვლა კალაპოტის ფსკერთან შედარებით მცირეა, ვიდრე წყლის ზედაპირსა და ჰაერს შორის. ზაფხულში, წყლიდან სითბოს კალაპოტის ფსკერი იღებს, ხოლო ზამთარში, პირიქით, წყალი სითბოს კალაპოტის ფსკერიდან იღებს.

სითბურ ბალანსში მონაწილეობს, აგრეთვე, მდინარეში გრუნტის წყლების მიერ შემოსული სითბოც, თუმცა მისი როლი ზაფხულში უმნიშვნელოა, ზამთარში კი ზოგიერთი მდინარისათვის იგი მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს.

წყლის სითბური ბალანსის ელემენტებს შორის შეფარდება იცვლება მეტეოროლოგიური პირობების ცვლასთან ერთად. გაზაფხულსა და ზაფხულში სითბოს შემოსავალი მეტია, ვიდრე გასავალი, ამიტომ ამ სეზონებში წყალი თბება. წყლის მაქსიმალური ტემპერატურა ზაფხულში დგება, როდესაც სითბოს შემოსავალსა და გასავალს შორის ნონასწორობა მყარდება. შემოდგომაზე წყლის გაციების შედეგად კალაპოტის ფსკერი, რომელმაც სითბო მიიღო ზაფხულში წყლის გათბობის შედეგად, სითბოს უკანვე უბრუნებს ჰაერს წყლის საშუალებით. ზამთარში, როდესაც წყალი ყინულით არის დაფარული, წყლის ტემპერატურა თითქმის უცვლელია და 0°-ს უახლოვდება.

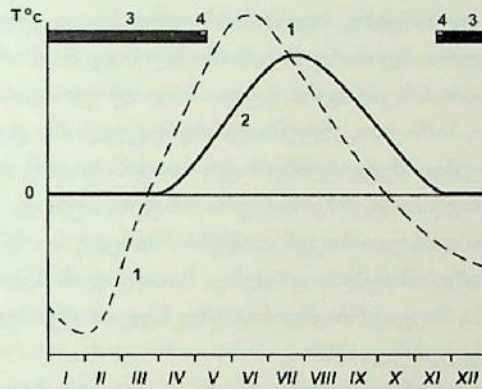
ამრიგად, წლის განმავლობაში, მდინარეთა წყლის ტემპერატურულ რეჟიმში ორი ფაზა გამოიყოფა: 1. როდესაც წყლის ზედაპირი თავისუფალია და 2. როდესაც მდინარის ზედაპირი ყინულითა და თოვლითაა დაფარული.

პირველ ფაზაში ტურბულენტური დინება და წყლის მასის აღრევა სწრაფ გავლენას ახდენს წყლის ტემპერატურაზე. ამ დროს წყლის ტემპერატურის ცვლა თითქმის პარალელურად მიმდინარეობს ჰაერის ტემპერატურასთან. ამ ფაზის პირველ პერიოდში, განსაკუთრებით გაზაფხულის წყალდიდობის დროს, წყლის ტემპერატურა დაბალია ჰაერის ტემპერატურაზე. ხოლო შემდეგ, პირიქით, წყლის ტემპერატურა მაღალია ჰაერის ტემპერატურაზე. მთიან რაიონებში, ჰაერისა და წყლის ტემპერატურებს შორის სხვაობა უარყოფითია. თბილ პერიოდში ჰაერის ტემპერატურა უფრო დაბალია წყლის ტემპერატურაზე, რაც მდინარეთა საზრდოობის პირობებით არის გამოწვეული.

**მდინარეთა თერმული რეჟიმი.** მდინარეთა წყლის ტემპერატურის დროებით ცვლილებებში უდიდესი როლი აქვთ მეტეოროლოგიურ ფაქტორებს (რადიაციული ბალანსი, ჰაერის ტემპერატურა). ისინი განსაზღვრავს წყლის მასების მიერ მიღებული და გაცემული სითბოს ინტენსივობის ცვალებადობას. ეს უკანასკნელი კი დიდად არის დამოკიდებული მზის რადიაციის სიდიდეზე, წყლისა და

ჰაერის ტემპერატურების სხვაობაზე, აორთქლებასა და გამოსხივებაზე წყლის ზედაპირიდან.

ზომიერი კლიმატური პირობებისათვის დამახასიათებელია მდინარეთა წყლის ტემპერატურის სეზონური ცვალებადობა (ნახ. 6.19). ზამთარში ყინულის საფარის ქვეშ წყლის ტემპერატურა  $0^{\circ}\text{C}$ -ია. გაზაფხულზე ჰაერის ტემპერატურის გათბობის და შემოდგომაზე მისი გაციების პერიოდში, წყლის ტემპერატურა ჩამორჩება ჰაერის ტემპერატურას (ნახ. 6.19). წყლის მაქსიმალური ტემპერატურა ნაკლებია ჰაერის მაქსიმალურ ტემპერატურაზე და დგება ჰაერის მაქსიმალურ ტემპერატურაზე გვიან. იმის გამო, რომ მდინარის წყლის ტემპერატურას, როგორც წესი, არ შეუძლია უარყოფითი მაჩვენებლების შექმნა, მდინარის წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურა გაცილებით მეტია ჰაერის საშუალო წლიურ ტემპერატურაზე.



ნახ. 6.19. ზომიერი კლიმატური სარტყლის მდინარეთა წყლისა (2) და ჰაერის (1) ტემპერატურათა ცვალებადობა; 3 – ყინულსაფარი; 4 – ყინულსვლა

მდინარეების წყლის ტემპერატურა, ჰაერის ტემპერატურის მსგავსად, ხასიათდება დღელდამური რყევადობით. წყლის ტემპერატურა უდიდეს მნიშვნელობას დღე-ღამის განმავლობაში აღწევს 16-18 საათზე, ხოლო მინიმალურ მნიშვნელობას – დილის 6-7 საათზე. დიდ მდინარეებზე წყლის ტემპერატურის დღე-ღამური ცვლა არ აღემატება  $1-2^{\circ}\text{C}$ , პატარა მდინარეებზე ის შეიძლება იყოს მეტი. განსხვავებული მდგომარეობაა მყინვარული საზრდოობის მდინარეებზე. მათზე წყლის ტემპერატურის დღე-ღამური ცვალებადობა არ არის დიდი, ვინაიდან მყინვარული წყლები ტემპერატურას ამცირებს.

წყლის ტემპერატურის ცვლა მდინარის განივ კვეთში წყლის მოძრაობის ტურბულენტური რეჟიმის შედეგად თითქმის ერთგვაროვანია. ასეთ მოვლენას, ე.ი. წყლის მასაში ტემპერატურის ერთგვაროვან განაწილებას, ჰომოთერმიას უწოდებენ.

დიდ მდინარეებზე ადგილი აქვს განივი კვეთის სიგანეზე ტემპერატურის ცვლას. წყლის გათბობის შედეგად თბილ პერიოდში ნაპირების მახლობლად წყლის ტემპერატურა უფრო მაღალია, ვიდრე შუაგულში, სადაც წყალი უფრო ღრმაა, ხოლო წყლის გაცივების პერიოდში, პირიქით, ნაპირების მახლობლად წყალი უფრო ცივია, ვიდრე მდინარის შუაგულში.

გაზაფხულის წყალდიდობის დროს წყლის ტემპერატურა სიღრმეში მცირდება და ფსკერთან  $0.5^{\circ}$ -ს არ აღემატება. ზაფხულში წყლის ზედაპირული ფენა უფრო თბება, ნარმოიშობა ე.წ. სტრატოფიკაცია. სითბო გადაეცემა სიღრმეში და წყლის ტემპერატურამ შეიძლება  $1.6^{\circ}$ -მდე მოიმატოს. სექტემბერში დგება ჩვეულებრივი სტრატოფიკაცია. ამ დროს განსხვავება ქვედა ფენებისა და ზედაპირული წყლის ტემპერატურებს შორის შეიძლება  $0.6^{\circ}$ -მდე დაეცეს.

წყლის ტემპერატურის ცვლა, მდინარის სიგრძის მიხედვით, დამოკიდებულია მდინარის საზრდოობის პირობებზე, მდინარის სიგრძეზე და გეოგრაფიულ ზონალობაზე. წყლის ტემპერატურა მდინარეებისა, რომლებიც მიემართება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, თანდათან მცირდება, ხოლო ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მიმდინარე მდინარეებისა კი, პირიქით, ინტენსიურად მატულობს. ტყე-ველის ზონაში პატარა მდინარეებს გაცილებით მეტი ტემპერატურა აქვს, ვიდრე დიდ მდინარეებს.

მთის მდინარეთა წყლის ტემპერატურა ინტენსიურად მატულობს მთელი წლის განმავლობაში მთიდან ვაკისაკენ დინების მიხედვით. ზაფხულში ტემპერატურა მატულობს მდინარის მთელ სიგრძეზე, სათავიდან შესართავამდე. გაზაფხულსა და შემოდგომაზე ზოგიერთ მდინარეზე წყლის ტემპერატურა მთისწინებიდან გასვლის შემდეგ კლებულობს.

ის მდინარეები, რომლებიც გამოედინება დიდი ტბებიდან, დიდ სიგრძეზე ინარჩუნებენ ტბის ტემპერატურას. ბაიკალის ტბის ტემპერატურის გავლენა მდინარე ანგარას წყლის ტემპერატურაზე ვრცელდება  $1170$  კმ-მდე. დათბობის პერიოდში ტბური საზრდოობის მდინარეების წყლის ტემპერატურა დაბალია, ხოლო გაცივების პერიოდში მაღალია ამავე რაიონის სხვა მდინარეების წყლის ტემპერატურასთან შედარებით.

მდინარეების სიგრძის მიხედვით წყლის ტემპერატურების ცვალებადობაზე დიდ გავლენას ახდენს შემდინარეები და წყაროები. მათ შეუძლიათ შეამცირონ ან, პირიქით, გაზარდონ მთავარი მდინარის წყლის ტემპერატურა.

ხშირად, მდინარეთა წყლის ტემპერატურა საგრძნობლად მატულობს იმ ადგილებში, სადაც ხდება სამეურნეო-საწარმოო და თბოელექტროსადგურებიდან ჩამდინარე წყლების ჩაშვება. ამ შემთხვევაში ხდება მდინარის წყლების „სითბური გაჭუჭყიანება“.

მდინარეებს წყალთან ერთად გადააქვს სითბო. სითბოს რაოდენობა, რომელიც გადაიტანება დროის გარკვეულ შუალედში მდინარის წყლებთან ერთად, სითბური ჩამონადენი ეწოდება. მისი განსაზღვრა შეიძლება შემდეგი ფორმულით:

$$W_T = C_p \rho T W \quad (6.70)$$

სადაც  $W_T$  სითბური ჩამონადენია (ჯ) დროის  $\Delta t$  შუალედში,  $C_p$  – წყლის კუთრი სითბოტევადობა,  $\rho$  – წყლის სიმკვრივე,  $T$  – წყლის საშუალო ტემპერატურა,  $W$  – წყლის ჩამონადენი ( $m^3$ ) დროის  $\Delta t$  შუალედში.

**ყინულოვანი მოვლენები მდინარეებში.** მდინარეები, ყინულოვანი რეჟიმის მიხედვით, სამ დიდ ჯგუფად იყოფა: მდინარეები, რომლებიც იყინებიან; მდინარეები, რომელთაც ახასიათებთ არამდგრადი ყინულდგომა და მდინარეები, რომლებიც არ იყინებიან. ზომიერი კლიმატური სარტყლის მდინარეები, როგორც ნესი, ზამთარში იყინებიან. ყინულოვანი მოვლენების წარმოქმნის, განვითარებისა და მოსპობის პროცესში ამ ტიპის მდინარეებისათვის არჩევენ სამ ძირითად პერიოდს: გაყინვას, ყინულდადგომას და მდინარის გათავისუფლებას ყინულისაგან. სუბტროპიკული კლიმატური სარტყლის მდინარეები იყინებიან იშვიათად, ხოლო ტროპიკული სარტყლის მდინარეები კი საერთოდ არ იყინებიან. ყინულოვანი რეჟიმის შესწავლის მიზნით, საინტერესოა ზომიერი კლიმატური სარტყლის მდინარეთა ყინულოვანი მოვლენების განხილვა.

**მდინარეთა გაყინვა.** შემოდგომის ბოლო თვეებში, ჰაერის ტემპერატურის გადასვლის მომენტში დადებითიდან უარყოფითზე, მდინარის ნაპირთან წყალი იწყებს გაცივებას, სადაც წყლის ნაკადის სიჩქარე მინიმალურია ან წყლის ტოლია. პირველად ჩნდება ყინულის წანაპირები, რომელიც უძრავად ეკვრის მდინარის ნაპირს. ამ დროს მდინარის შუა ნაწილი ყინულისგან თავისუფალია ან შეიძლება მოძრაობდეს ყინულის ზოგიერთი სახე, როგორც არის ქონი, თოში და სხვა. ყინულის წანაპირები წარმოადგენს ყინულის ზოლს, რომელიც წარმოიქმნება ნაპირებთან, ყინულის ან თოშის ნაპირებთან შეყინვის შედეგად (პირველადი) ან ყინულსვლის შედეგად ნაპირებთან მათი შეყინვის დროს (მეორადი). ნაპირებზე ყინულის კლების სახით წარმოიქმნება ყინულის ზვინულები. მათი სიმაღლე მდინარის ნაპირებზე ერთ მეტრს აღწევს და მდინარე ყინულოვან ნაპირებს შორის მიედინება.

შემოდგომის ყინულოვანი მოვლენების საწყისი ფაზაა ყინულის ქონი, რომელიც წარმოადგენს წყლის ზედაპირზე მცურავ წვრილ ნემსისმაგვარ ყინულის კრისტალების გროვას. გარეგნულად იგი ძალიან ჰგავს წყლის ზედაპირზე მცურავ ქონის ლაქას და ადვილად განიცდის დეფორმაციას. ქონის ცურვა მდინარეებზე 3-8 დღეს გრძელდება.

წყლის მასის შემდგომი გაცივებისას წყლის შიგნით იწყებს წარმოქმნას წყალში-გა ყინული. იგი წარმოადგენს სხვადასხვა ფორმის ყინულის კრისტალებს ან ღრუბლისმაგვარ გამჭვირვალე ყინულის მასას, რომელიც წყლის სიღრმეში ან მდინარის ფსკერზე იმყოფება. წყალშიგა ყინულის ყველაზე გავრცელებულ სახეს თოში წარმოადგენს. თოში შეიძლება შეგვხვდეს ცალკეული გროვის ან ყინულის კრისტალე-

ბის სახით. იგი შეიძლება იყოს მოძრავ (თოშვლა) ან უძრავ მდგომარეობაში ცინულის საფარის ქვეშ. წყლის ზედაპირზე თოშის მოძრაობას თოშვლა ეწოდება.

წყლის კიდევე უფრო გაცივებისას იწყება ნაპირების მოშორებით წყლის ზედაპირზე ცინულების წარმოქმნა. ზედაპირული ცინულების წარმოქმნაში მონაწილეობს ცინულის ქონი, თოში და ცინულოვანი ფაფა. იწყება შემოდგომის ცინულსვლა. დიდ მდინარეებზე ის გრძელდება 10-12 დღეს, პატარა მდინარეებზე კი 7 დღემდე.

შემოდგომის ცინულსვლის დროს მდინარის კალაპოტი იჭედება თოშითა და დამტვრეული ცინულით, რომელიც წარმოიქმნება განიერი და დიდი ნანაპირების ნგრევის შედეგად. ამ მოვლენას ცინულხერგილი ეწოდება.

ცინულხერგილი მდინარეებში იწვევს წყლების დაგროვებას და დიდი ფართობების დატბორვას. შემდეგ, მდინარის წყლის დიდი წნევის გავლენით, გაირღვევა ცინულისგან ჩაკეტილი ადგილი, რაც იწვევს მდინარის ქვემო დინებაში კატასტროფულ წყალდიდობას. ეს კი ძალზედ დიდ ზარალს აყენებს ადგილობრივ მოსახლეობას და მეურნეობის სხვადასხვა დარგებს.

**ცინულსაფარი.** მდინარის შუა ნაწილისაკენ ნანაპირების ზედა, მცურავი ცინულებისა და სხვა ცინულოვანი ფორმების ზრდა მდინარის კალაპოტის მთელ სიგრძეზე იწვევს ცინულების დაგროვებას. ჰაერის დაბალი ტემპერატურის შედეგად ყველა სახის ცინულის შეერთება მდინარის მთელ სიგანეზე ცინულსაფარის წარმოშობას განაპირობებს. მთლიანი ცინულსაფარის წარმოშობას უფრო ხშირად ადგილი აქვს პატარა მდინარეებზე. დიდ მდინარეებზე იგი მოკლე დროით ჩნდება მხოლოდ წყნარი დინების ადგილებში. მდინარეებზე, სადაც დიდი სიჩქარის წყაროები გაედინება, მთლიანი ცინულსაფარი არ ჩნდება.

თუ მდინარის ზედაპირის ცინულსაფარი ერთმანეთთან შეყინული ცინულების გროვას მას ტოროსისებურს უწოდებენ. ასეთ გროვას ხშირად აქვს კვლების ფორმა და ვრცელდება რამდენიმე კილომეტრზე.

ზამთრის განმავლობაში მდინარეების ზედაპირის ცინულსაფარის სისქე თანდათან იზრდება. მისი განსაზღვრა შესაძლებელია სითბური ბალანსის განტოლების საშუალებით, მაგრამ მისი პრაქტიკული გამოყენება ძალზე რთულია. ცინულსაფარის სისქის მატების განსაზღვრის ყველაზე მარტივი მეთოდია ემპირიული კავშირების დამყარება ცინულის სისქესა და ჰაერის უარყოფით ჯამურ ტემპერატურებს შორის. ასეთ კავშირებს გამოხატავენ შემდეგი ფორმულებით:

$$h_y = 2\sqrt{\sum|-T|} \quad (6.71)$$

$$h_y = 11\sqrt{\sum|-T|} \quad (6.72)$$

სადაც  $h_y$  ცინულის სისქეა სანტიმეტრებში. (6.71) ფორმულაში გამოიყენება საშუალო დღელამური, ხოლო (6.72)-ში კი თვის საშუალო ჰაერის ტემპერატურები.

ცინულსაფარზე ხშირად გვხვდება მინაყინები, რომლებიც წარმოიქმნება ცინულის ნაპრალიდან ამოსული წყლის სწრაფი გაყინვით. მინაყინებს შრეობრივი

ყინულის ფორმა აქვს, ისინი თანდათანობით იზრდება და ზოგჯერ ყინულის ზედაპირზე ბოძების მსგავსად არის აღმართული.

პატარა მდინარეებზე შესამჩნევია ყინულსაფარის ჩაზნექვა. მდინარეში წყლის შემცირებისას დონეები კლებულობს, რაც ხელს უწყობს ყინულსაფარის ჩაზნექვას. ამ დროს, თერმული ან დინამიკური ზემოქმედების შედეგად, მდინარის ნაპირებთან ნაპრალი წარმოიქმნება.

გაზაფხულზე ჰაერის ტემპერატურის გადასვლა უარყოფითიდან დადებით მარვენებელზე იწვევს მდინარეთა ზედაპირზე ყინულსაფარის ნგრევას, რომელსაც თანსდევს ყინულების ტრანსპორტირება დინების მიმართულებით, ან მათი დნობა.

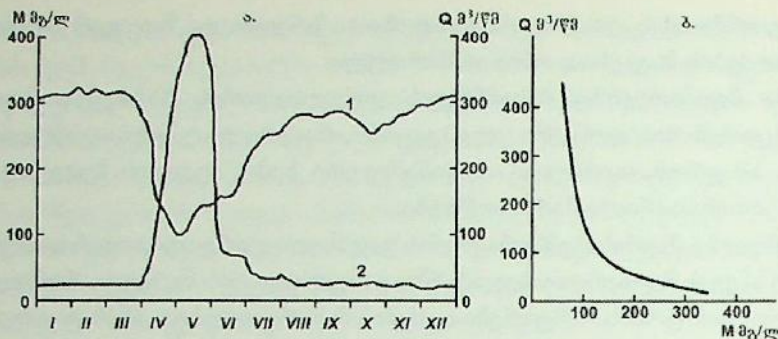
გაზაფხულის ყინულსვლა ეწოდება ცალკეული ყინულების ან ყინულსაფარის მოძრაობას მდინარეებში. შემოდგომის ყინულსვლისგან გამოირჩევა იმით, რომ გაზაფხულის ყინულსვლის დროს მდინარეს გადააქვს დიდი ზომის ყინულები.

გაზაფხულზე გაძლიერებული ყინულსვლის დროს მდინარის შევიწროვებულ კალაპოტსა და მოხრილ ადგილებში ყინულები იწყებს დაგროვებას და წარმოშობს თოშქედვას და ყინულხერგვას.

### 6.13. მდინარეთა ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი

**მდინარეთა ჰიდროქიმიური რეჟიმი.** მდინარეთა წყლები ნაკლებად მინერალიზებულია და მტკნარ წყლებს მიეკუთვნება. მინერალიზაციის მიხედვით მდინარეებს აჯგუფებენ მცირე (200 მგ/ლ), საშუალო (200-500 მგ/ლ), მომატებული (500-1000 მგ/ლ) და მაღალი (>1000 მგ/ლ) მინერალიზაციის მდინარეებად. ტენიანი და ჭარბტენიანი კლიმატური პირობების მდინარეები მიეკუთვნება მცირე და საშუალო მინერალიზაციის მდინარეებს. ნაკლებად ტენიანი და მშრალი კლიმატური პირობების მდინარეები წყალმცირობის პერიოდში მიეკუთვნება მომატებულ და მაღალი მინერალიზაციის მდინარეების კატეგორიას.

მდინარეთა წყლების მინერალიზაცია დამოკიდებულია მდინარის საზრდოობის ხასიათზე. მდინარის, წვიმის, თოვლის ნადნობი და მყინვარული წყლებით საზრდოობის პერიოდში, წყლის მინერალიზაცია მინიმალურია. როდესაც მინისქვეშა წყლების როლი ჭარბობს მდინარეთა საზრდოობაში, მაშინ მდინარეთა მინერალიზაცია მომატებულია. მდინარეთა უმრავლესობისათვის დამახასიათებელია მინერალიზაციის სეზონური ცვალებადობა: წყალდიდობის პერიოდში იგი მცირდება და აღწევს მინიმალურ მნიშვნელობას, ხოლო მეყენის პერიოდში მატულობს (ნახ. 6.20.ა). ამიტომ, მდინარის წყლის ხარჯსა და მინერალიზაციას შორის უკუკავშირია და მას ჰიპერბოლას ფორმა აქვს (ნახ. 6.20.ბ).



ნახ. 6.20. ა. მდინარის წყლის ხარჯისა (2) და მინერალიზაციის (1) წლიური ცვლელადობა; ბ. კავშირი მდინარის ხარჯსა და მინერალიზაციას შორის

წყლის ხარჯისა, ( $Q$ ), და მინერალიზაციის, ( $M$ ), ნამრავლი, გამოხატული კგ/მ<sup>3</sup> (1000მგ/ლ = კგ/მ<sup>3</sup>), გვაძლევს წყალში გახსნილი მარილების ხარჯს:

$$R = M \cdot Q \quad (6.73)$$

$R$ -ის განზომილებაა კგ/წმ. წლის განმავლობაში წყალში გახსნილი მარილების ცვლელადობა დამოკიდებულია წყლის ხარჯისა და მინერალიზაციის კავშირის ხასიათზე. მაგალითად, თუ მათ კავშირს წარმოვადგენთ ჰიპერბოლის სახით  $M = K / Q^n$  და  $n = 1$ ,  $R = K$ , ე.ი. წყალში გახსნილი მარილები უცვლელია. თუ  $n > 1$ , მაშინ  $R$  წყალდიდობის პერიოდში მცირდება, ხოლო, თუ  $n < 1$ ,  $R$  იზრდება.

ნატანის ჩამონადენის ანალოგიურად, შესაძლებელია წყალში გახსნილი მარილების ჩამონადენის (იონური ჩამონადენი) გაანგარიშება. წლიური იონური ჩამონადენი ( $W$ ) ტოლია:

$$W = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^3 = \bar{M} \cdot \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^3 \quad (6.74)$$

სადაც  $\bar{R}$  წყალში გახსნილი მარილების საშუალო წლიური ხარჯია კგ/წმ-ში,  $\bar{Q}$  – საშუალო წლიური ხარჯი მ<sup>3</sup>/წმ,  $\bar{M}$  – წყლის საშუალო წლიური მინერალიზაციაა კმ/მ<sup>3</sup>.

მდინარის წყალში გახსნილ ძირითად იონებს მიეკუთვნება რვა სახის იონი, აქედან ოთხი დამუხტულია დადებითად (კათიონები), ხოლო ოთხი უარყოფითად (ანიონები). ანიონებს მიეკუთვნება: ქლორის  $Cl'$ , სულფატების  $SO_4''$ , ჰიდროკარბონატების  $HCO_3'$  და კარბონატების  $CO_3''$  იონები. კათიონებს მიეკუთვნება: ნატრიუმის  $Na^+$ , კალციუმის  $Ca^{++}$ , მაგნიუმის  $Mg^{++}$ , კალიუმის  $K'$  იონები. მათი ნარევის მდგომარეობა სხვადასხვანაირია, განსაკუთრებით მდგრადია  $Cl'$ , და  $Na^+$  იონები, გაცილებით ნაკლებად მდგრადია  $SO_4''$  იონები.

ბიოგენურ ნივთიერებებს მიეკუთვნება ის ნივთიერებები, რომლებიც ასე თუ ისე დაკავშირებულია წყლის ორგანიზმების სიცოცხლისუნარიანობასთან და, მეორე მხრივ, რომელთა არსებობა წყალში განაპირობებს წყლის ორგანიზმების არსებობას. პირველ რიგში, ესენია, ნიტრატებისა  $NO_3^-$  და ნიტრიტების  $NO_2^-$  იონები, ამონიაკის იონები  $NH_4^+$  და ფოსფორმჟავას იონები  $H_2PO_4^-$  და  $H_2PO_4^{2-}$ . ბიოგენური ნივთიერებები ძირითადად წარმოიქმნება ორგანული ნივთიერებების დაშლით, ეს ნივთიერებები ბუნებრივ წყლებში უმნიშვნელო რაოდენობითაა. ბიოგენურ ნივთიერებებს მიეკუთვნება, აგრეთვე, რკინისა და სილიციუმის შენაერთები, ბუნებრივ წყლებში მათი რაოდენობა მცირეა.

მიკროელემენტებს მიეკუთვნება ბრომი, იოდი, მანგანუმი, სპილენძი, ტიტანი, ფტორი, რადიუმი და ა.შ. მათი რაოდენობაც ბუნებრივ წყლებში ძალიან მცირეა, მაგალითად, მგ/ლ-ის ათეულ ან ასეულ ნაწილებში.

გახსნილი აირებიდან, რომლებიც გვხვდება მდინარეებში, განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება ჟანგბადს ( $O_2$ ) და ნარშიოროჟანგს ( $CO_2$ ). აირების ხსნადობა წყალში მცირდება მინერალიზაციისა და ტემპერატურის გაზრდით. მდინარეებში წყლის ჟანგბადით გამდიდრება წარმოებს ატმოსფეროდან და წყალმცენარეებით ანუ ფოტოსინთეზით. ჟანგბადი მდინარეებში მცირდება ცოცხალი ორგანიზმების სუნთქვით, ორგანული ნარჩენების ლპობით და ა.შ. როგორც წესი, მდინარეებში გახსნილი ჟანგბადის რაოდენობა 10-12 მგ/ლ-ზე ნაკლებია, ხოლო ცალკეულ შემთხვევებში აღემატება ამ სიდიდეს.

ნახშირორჟანგის ხარჯვა მდინარეში ძირითადად კარბონატული ქანების გახსნით და მცენარეების მიერ ფოტოსინთეზის დროს წარმოებს.  $H^+$  წყალში ძალიან მცირე რაოდენობით გვხვდება.

**მდინარეთა ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი.** მდინარეში ფლორისა და ფაუნის განაწილებაში მონაწილეობას იღებს თითქმის ყველა ჰიდროლოგიური ფაქტორი: კალაპოტის მორფოლოგია, წყლის რეჟიმი, ნატანი მასალის რაოდენობა, თერმული რეჟიმი, წყალში გახსნილი ნივთიერება, აირები, ორგანული ნივთიერება და ადამიანის სამეურნეო საქმიანობა.

არსებითი მნიშვნელობა აქვს დონეთა რეჟიმს. დონის დაკლება იწვევს მდინარის ფსკერის უმეტესი ნაწილის დაშრობას, ეს კი წყალში მობინადრე მრავალი ცოცხალი ორგანიზმის დაღუპვას იწვევს. დონეთა მომატება, კი, პირიქით, იწვევს ბიოცენოზის განვითარებას.

მდინარეთა წყალი, ფსკერი და ნაპირები წარმოადგენს მრავალი ორგანიზმის საცხოვრებელ გარემოს. ეს ორგანიზმებია პლანქტონი, ბენტოსი და ნექტონი. მდინარეებში მცხოვრები ორგანიზმების სახეობების ნაირსახეობა დამოკიდებულია იმ ბუნებრივ პირობებზე, რომელშიც მდინარე გაედინება.

მდინარეებში პლანქტონი წარმოდგენილია ნახევრადმიკროსკოპული და მიკროსკოპული ცხოველებით – ზოოპლანქტონით, წყალმცენარეებით – ფიტოპლანქტონით და ბაქტერიებით. ფიტოპლანქტონს მიეკუთვნება დიატომური, მწვანე და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები. ფიტოპლანქტონის მაქსიმუმი შეინიშნება ზაფხულსა და შემოდგომის დასაწყისში.

მდინარეებისათვის დამახასიათებელია პლანქტონის სეზონური ცვალებადობა. მთის მდინარეებზე, სადაც უფრო მეტად გავრცელებულია ბაქტერიები, მათი რაოდენობა მდინარის წყლიანობის მატებასთან ერთად იზრდება. მაქსიმუმს თბილ პერიოდში აღწევს, მინიმუმს კი ცივ პერიოდში. ვაკის მდინარეებზე სეზონურ ცვალებადობას განიცდის ყველა სახის პლანქტონი – ბაქტერიები, წყალმცენარეები და ცხოველები.

პლანქტონებს შორის არსებობს კვების მხრივ ურთიერთდამოკიდებულება. ზოოპლანქტონი საზრდოობს წყალმცენარეებით, მათი ნარჩენებითა და ბაქტერიებით. ბაქტერიები საზრდოობს დაღუპული ზოო და ფიტოპლანქტონებით. პლანქტონის მთელი შემადგენლობა მიდის საკვებად ბიოცენოზის სხვა წევრებისათვის ბენტოსის ცხოველებსა და ზოგიერთ თევზებზე.

ბენტოსი მდინარის ფსკერზე მობინადრე ორგანიზმებია. მცენარეულობიდან მათ მიეკუთვნება: ხავსები, წყალმცენარეები; ფაუნიდან – ნიჟარიანი ორგანიზმები, ღრუბელნაირები, ჭიაყელები, მწერები, მოლუსკები, კიბოსნაირები და ზოგიერთი თევზი.

ლამში მცხოვრები მცენარეებისა და ცხოველების კომპლექსი დამახასიათებელია ვაკის მდინარეებისათვის, მაგრამ გვხვდება მთის მდინარეებშიც, რომელთა წყნარი დინება აქვს. ლამში ჩასახლებულია ბაქტერიების უდიდესი რაოდენობა. ლამის ფლორა შედგება დიატომური და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეებისაგან. ფაუნიდან გაბატონებულია მწერების მატლები, მოლუსკები, ტკიპები, ნემატოდები და სხვა.

ნექტონი, ძირითადად, წარმოდგენილია თევზებით, რომელთა ნაირსახეობა განსაკუთრებით მდიდარია დაბალი განედების მდინარეებში.

## თავი 7. ტბები

### 7.1. ტბები და მათი გავრცელება დედამიწაზე. ტბების ტიპები

ტბა ეწოდება ხმელეთზე არსებულ ბუნებრივ წყალსატევს, რომელიც შენელებული წყალცვლით ხასიათდება. მათ უშუალო კავშირი ოკეანესთან არა აქვთ. გამოწვევის წარმოადგენს ოკეანეებისა და ზღვების სანაპიროებზე არსებული ზოგიერთი ტბა. ტბის წყლიანობის რეჟიმი მისი ფიზიკური, ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესების ერთობლივი მოქმედებით განისაზღვრება. ამ პროცესების ინტენსივობა და მიმართულება, ძირითადად, გეოგრაფიულ ფაქტორებზეა დამოკიდებული. ტბის ძირითადი მასაზრდოებელია მისი წყალშემკრები აუზიდან ზედაპირული ჩამონადენი და ტბაში მიწისქვეშა გზით შემოსული წყალი, აგრეთვე, ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექები და კონდენსაცია. ამ უკანასკნელის წვლილი მნიშვნელოვნად იზრდება ტბის ზედაპირის ფართობის გაზრდასთან ერთად. ტბების ძირითადი მორფომეტრიული მახასიათებლებია: ტბის ზედაპირის ფართობი (სარკის ფართობი), ტბაში წყლის მოცულობა, სანაპირო ხაზის სიგრძე და კლაკნილობა, ტბის უდიდესი სიგრძე, უდიდესი და საშუალო სიგანე, უდიდესი და საშუალო სიღრმე. ამ მახასიათებლების მნიშვნელობები წყლის დონის ცვალებადობაზეა დამოკიდებული.

ხმელეთის ზედაპირზე მილიონობით ტბაა. მათი ზედაპირის ფართობთა ჯამი, დაახლოებით, 2.1 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს უდრის. მათში არსებული წყლის მთლიანი მოცულობა კი 176000 კმ<sup>3</sup>-ია. განსაკუთრებით ბევრია ტბა ძველი გამყინვარების ტენიან რაიონებში. კერძოდ, ფინეთში 60000-მდე ტბაა, რომელთა უმეტესობა ერთმანეთთანაა დაკავშირებული. ტბების სიმრავლით გამოირჩევა, აგრეთვე, მრავალწლიანი მზრალობის რაიონები. დიდი ტბების (ზედაპირის ფართობი  $F > 100$  კმ<sup>2</sup>-ზე) სიმრავლით გამოირჩევა ჩრდილოეთ ამერიკა, ევროპა, აზია და აფრიკა. ზედაპირის ფართობით ( $F = 374000$  კმ<sup>2</sup>) მსოფლიოში უდიდესია კასპიის ტბა, რომელსაც გეოლოგიური ისტორიისა და სიდიდის გამო ზღვასაც უწოდებენ. მეორე ადგილზეა ზემო ტბა ( $F = 82680$  კმ<sup>2</sup>). იგი ამ მაჩვენებლით მტკნარ ტბებს შორის მსოფლიოში პირველ ადგილზეა. შემდეგ მოდის ტბა ვიქტორია ( $F = 69000$  კმ<sup>2</sup>), ჰურონი ( $F = 59800$  კმ<sup>2</sup>) და მიჩიგანი ( $F = 58100$  კმ<sup>2</sup>). სიღრმის მიხედვით მსოფლიოში პირველი სამი ადგილი უკავია ბაიკალის ( $H = 1620$ მ), ტანგანიკის ( $H = 1435$ მ) და კასპიის ( $H = 1025$ მ) ტბებს. ტბებში არსებული წყლის მოცულობით გამოირჩევა კასპიის (78200 კმ<sup>3</sup>), ბაიკალის (23000 კმ<sup>3</sup>) და ტანგანიკის (18900 კმ<sup>3</sup>) ტბები (იხ. ცხრილი 7.1).

## დედამიწის უდიდესი ტბები

ტბა	ქვეყანა	სარკის ფართობი, კმ <sup>2</sup>	მოცულობა, კმ <sup>3</sup>	მაქსიმალური სიღრმე, მ
კასპიის ზღვა	რუსეთი, აზერბაიჯანი, ირანი	374000	78200	1025
ზემო ვიქტორია	კანადა, აშშ	82680	11600	406
არალის ზღვა	ყაზახეთი, უზბეკეთი	64100	1020	68
პულოვან	კანადა, აშშ	59800	3580	229
მიჩიგანი	აშშ	58100	4680	281
ტანგანიკა	ტანზანია, ზაირი, ზამბია	32900	18900	1435
ბაიკალი	რუსეთი	31500	23000	1741
ნიასა	მოზამბიკი, ტანზანია	30900	7725	706
დიდი დათვის	კანადა	30200	1010	137
დიდი მონების	კანადა	27200	1070	156
ერი	კანადა, აშშ	25700	545	64
ვინიპეგი	კანადა	24600	127	19
ონტარიო	კანადა, აშშ	19000	1710	236
ბალხაში	ყაზახეთი	18200	112	26
ლადოგი	რუსეთი	17700	908	230
ჩადი	ჩადი, ნიგერი, ნიგერია	16600	44.8	16
ეირი	ავსტრალია	15000	—	20
მარაკაიბაი	ვენესუელა	13300	—	35
ტონლუსაპი	კამბოჯა	10000	40	12
ონეგი	რუსეთი	9700	908	230
რუდოლფი	კენია	8660	—	73
ტიტიკაკა	პერუ, ბოლივია	8110	710	230

ზედაპირის ფართობის სიდიდის მიხედვით ტბები იყოფა ძალიან დიდ ( $F > 1000 \text{კმ}^2$ -ზე), დიდ ( $100 \text{კმ}^2 < F < 1000 \text{კმ}^2$ ), საშუალო ( $10 \text{კმ}^2 < F < 100 \text{კმ}^2$ ) და პატარა ( $F < 10 \text{კმ}^2$ ) ტბებად.

ტბის ქვაბულები და, შესაბამისად, ტბები ნაირგვარი წარმოშობისაა. არჩევენ ტექტონიკურ, ვულკანურ, მყინვარულ, მდინარეულ, აგრეთვე ზღვიურ, კარსტულ, თერმოკარსტულ, სუფოზიურ, ორგანოგენულ, მეტეორიტულ, ეოლიურ, ანთროპოგენურ და სხვა ქვაბულებს. ტექტონიკურ ქვაბულებს ვაკეზე წარმოადგენს როფები (ლადოგის, ონეგის, ზემო და სხვა ტბები), წინამთებში – დიდი ტექტონიკური ღრმულები (ბალხაშის ტბა), დიდი ტექტონიკური ნაპრალები, ნასხლექები, გრაბენები (ბაიკალი, ტანგანიკა, ნიასა და სხვა ტბები). აღსანიშნავია, რომ დიდი ტბების უმრავლესობას ტექტონიკური წარმოშობის ქვაბული აქვს. ვულკანურ ქვაბულებს წარმოადგენს ჩამქრალი ვულკანების კრატერები (ბევრი ტბა იტალიაში, იაპონიაში, კუნძულ იავაზე და ა.შ.) ან ვულკანური პროდუქტებით, კერძოდ, ლავით, ქანების ნატეხებით, ფერფლით, მდინარეთა შეტბორილი არე-

ბი (კრინოცკოე, კივუ და სხვა). მცინვარული ქვაბულები დედამინის ზედაპირზე ძველ ან თანამედროვე მცინვარების შედეგად ჩამოყალიბდნენ. ასეთებია: ტროგული (სკანდინავიის, კარელიის და სხვა ტბები), კარული (ალპებში, კავკასიაში და სხვა) და მორენული (ევროპის და აზიის ჩრდილოეთ ნაწილის, ჩრდილოეთ ამერიკის ჩრდილოეთ ნაწილის ტბები და სხვა) წარმოშობის ქვაბულები. მდინარეული წარმოშობის ქვაბულები, ძირითადად, მდინარეთა აკუმულაციური და ეროზიული მოქმედების შედეგია. მათ მიეკუთვნება ჭალის (ნამდინარევი), დელტისა და დელტისპირა, აგრეთვე, შრობადი მდინარეების მუხლებში გაჩენილი ტბები. მდინარეებზე ქვაბულები წარმოიქმნება, აგრეთვე, ჩამონახვავით (ხარეზის ტბა წარმოიქმნა 1911 წელს, ამტყელი წარმოიქმნა 1896 წელს, რინის ტბა და სხვა) ან შენაკადების გამოზიდვის კონუსებით.

კარსტულ რაიონებში წარმოიშობა კარსტული ძაბრები, გამოქვაბულები, ჭები და რელიეფის სხვა ფორმები, მათი წყლით გავსების შედეგად წარმოიქმნება კარსტული ტბები. ასეთი ტბები გვხვდება ადრიატიკის ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე, საბერძნეთში, საფრანგეთში, ალპებში, კავკასიაში, ყირიმში, ურალში, შუა აზიაში და სხვაგან.

მიწისქვეშა წყლები არა მარტო ხსნის მინერალებს, არამედ მათ გამოაქვთ ქანების შრეებს შორის არსებული წვრილი ნაწილაკები. მექანიკური მოქმედების შედეგად, წვრილი ნაწილაკებისა და ქიმიურად გახსნილი ნივთიერების გამოტანას სუფოზოს უწოდებენ, რომელსაც შეუძლია გამოიწვიოს დედამინის ზედაპირის ჩანევა და ჩალრმავებული ადგილის გაჩენა ძაბრების სახით. წყლით გავსებულ ასეთ ძაბრებს სუფოზიურ ტბებს უწოდებენ.

ზღვების სანაპირო ზოლში, ზღვის მოქმედების შედეგად, წარმოშობილია ტბები, ლაგუნები და ლამანები, რომლებიც ზღვებიდან გამოყოფილია ცელებითა და ზღვიური დიუნების ზოლებით. ასეთ ტბებს ზღვის რელიქტურ ტბებს უწოდებენ. ლაგუნები გვხვდება ყირიმის სანაპიროზე ევპატორიასთან, ლიმანები – აზოვისა და ბალტიის ზღვების სანაპიროებზე. რელიქტური ტბებია ბათუმში ნურიეგელის ტბა, აფხაზეთში – ინკითის ტბები, ფოთთან – პალიასტომის ტბა და სხვა.

წყალცვლის ხასიათის მიხედვით არსებობს გამდინარე და გაუდინარი ტბები. გამდინარე ტბები მასში შესული წყლის გარკვეულ ნაწილს გაატარებს (ბაიკალის, ონეგის, ლადოგის, რინის და სხვა). გაუდინარია ის ტბები, რომლებიც წყლის შემოსავალს მხოლოდ აორთქლებაზე, ინფილტრაციაზე ან წყლის ხელოვნურ აღებაზე ხარჯავენ. გაუდინარი ტბების წყალი, ძირითადად, მლაშე ან მომლაშოა. ასეთი ტბები, უმთავრესად, მშრალი ჰავის მქონე არეებისათვის არის დამახასიათებელი (კასპიის, ჩადის, ეირის, დიდი მლაშე და სხვა ტბები).

მინერალიზაციის მიხედვით ტბები იყოფა მტკნარ (მარილიანობა < 10/00-ზე), მომლაშო (1<sup>0</sup>/00-დან – 24.7<sup>0</sup>/00-მდე) და მლაშე (>24.7<sup>0</sup>/00-ზე) ტბებად. იმ ტბებს, რომლებიც დიდი რაოდენობით მარილებს შეიცავს, რაპულ ტბებს უწოდებენ. მცირე მი-

ნერალიზაცია ( $<0.1^{\circ}/\text{წ-ზე}$ ), ძირითადად, ჭარბი და საკმარისი ტენიანობის ზონის ტბებს ახასიათებს (ბაიკალი, დიდი დათვის, დიდი მონების და სხვა). გვალვიან რაიონებში ტბის წყლის მინერალიზაცია უდიდესია. მაგალითად, ელტონის და ბასკუნჩა-კის ტბების მინერალიზაცია 200-3000/00-ია, მკვდარი ზღვის კი – 204-278<sup>0</sup>/წ.

ტბებში წყალი ამა თუ იმ რაოდენობით ყოველთვის შეიცავს სითბოს. ტბის წყლის გათბობა-გაცივებაში, ძირითადად, მზის ჯამური რადიაციის და წყლის მიერ შთანთქმული, წყლიდან არეკლილი, აორთქლებაზე დახარჯული და ატმოსფეროსთან ტურბულენტური სითბოცვლის შედეგად მიღებული ან გაცემული სითბო მონანილეობს. თერმული რეჟიმის მიხედვით მსოფლიოში არსებული ტბები დაყოფილია სამ ჯგუფად:

1. პოლარული ანუ ცივი ტბები, რომელთა ტემპერატურა მთელი წლის განმავლობაში 4<sup>0</sup>-ზე ნაკლებია და იგი სიღრმის მიხედვით ძირითადად იზრდება.

2. ტროპიკული ანუ თბილი ტბები, რომელთა ტემპერატურა მთელი წლის განმავლობაში 4<sup>0</sup>-ზე მეტია და იგი სიღრმის მიხედვით კლებულობს.

3. ზომიერი ჰავის პირობებში არსებული ტბები, რომელთა ტემპერატურა ზაფხულში 4<sup>0</sup>-ზე მეტია, ზამთარში კი 4<sup>0</sup>-ზე ნაკლები.

ტბების მნიშვნელობა უდიდესია. მის წყალს იყენებენ წყალმომარაგებისათვის, მოსარწყავად, მასში იჭერენ თევზს. შედარებით დიდი ტბები გამოიყენება სანაოსნოდ, ხე-ტყის დასაცურებლად; ისინი არეგულირებენ მდინარის ჩამონადენს. ტბებში მეტ-ნაკლები რაოდენობით აკუმულირდება მინერალური და ორგანული ნივთიერებები. ზოგიერთ ტბაში ბევრია სამკურნალო ტალახი. მათ უდიდესი ტურისტულ-რეკრეაციული მნიშვნელობა აქვთ.

## 7.2. ტბების მორფოლოგია და მორფომეტრია

ტბებში გამოყოფენ შემდეგ ძირითად მორფოლოგიურ ელემენტებს: ქვაბულს, რომელიც სხვადასხვა წარმოშობის დედამიწის ზედაპირის ბუნებრივი ჩადაბლებაა და რომლის ფარგლებშიც განთავსებულია ტბა. ქვაბულის უდაბლეს ნაწილს, რომელიც წყლით არის სავსე, ტბის კალაპოტი ეწოდება. ტბის კალაპოტში ორი მხარე გამოიყოფა: 1. ტბის სანაპირო მხარე და 2. ტბის სიღრმის მხარე. სანაპირო ტბის კალაპოტის ამგები ქანების დაშლისა და გადარეცხვის პროცესები, ე.ი. ეროზიული პროცესები ჭარბობს, ხოლო სიღრმის მხარეში ეროზიული პროდუქტების დალექვის, ანუ აკუმულაციური პროცესები. სანაპირო მხარე სამ ზონად იყოფა:

1. ნაპირის ზონა, რომელიც ტბის ირგვლივ მდებარე ხმელეთის სარტყელს წარმოადგენს, რომლის კალთები ხასიათდება ტბისკენ სხვადასხვა დახრილობით. ძირითადი კალთა მდებარეობს ტბის ზვირთცემის ზედა საზღვარზე, სადაც ნაპირი თანდათანობით ინგრევა და წყლის ნაპირი ხმელეთისაკენ მიდის. იგი

შედგება ქვიშისა და ქვისაგან, უფრო წვრილი ნაწილაკები ტალღების მოქმედებით ტბაშია ჩადენილი.

2. სანაპირო წარმოადგენს ზვირთცემის ზონას. ამ ზონის ნაწილი მუდმივად არის წყლით დაფარული (წყალქვეშა სანაპირო), ნაწილი კი წყლით იფარება იმ დროს, როდესაც ტბის წყლის დონე მომატებულია (წყლით დაფარული სანაპირო); მესამე ნაწილი უშუალოდ ეკვრის ნაპირს და წყლით არ არის დაფარული, წყლით მხოლოდ ღელვის დროს იფარება. სანაპირო ზონის ამ ნაწილს მშრალ სანაპიროსაც უწოდებენ.

3. სანაპირო ნალამის ზონა წარმოდგენილია წყალქვეშა ტერასის სახით, რომელიც ტბის სიღრმისაკენ მეტ-ნაკლებად ციცაბო დახრილობით ეშვება. ნალამი წარმოიშობა სანაპიროს ამგები ქანების როგორც გადარეცხვის (აბრაზიის) შედეგად, ისე მონატანი მასალის დალექვით (აკუმულაცია). ტბის სანაპირო ნალამის ზონას ლითორალურ ზონასაც უწოდებენ. ლითორალური ზონის ქვედა ნაწილი განისაზღვრება ტალღების მოქმედების სიღრმით. ამ ზონაში გავრცელებულია მწვანე ფერის წყალმცენარეები. ლიტორალის სიღრმე რამდენიმე მეტრს არ აღემატება. პატარა ტბებში, სადაც ტალღები მთელ სიღრმეზე მოქმედებს, ლიტორალური ზონა შეიძლება არ იყოს.

ტბის კალაპოტის ცალკეული ნაწილები ყოველთვის მკვეთრად არ არის გამოსახული, შეიძლება ზოგიერთი ტიპური ნაწილი მას სრულებით არ ჰქონდეს, რაც დამოკიდებულია ადგილობრივ პირობებზე, ტბის სიდიდესა და მისი არსებობის ხანგრძლივობაზე.

ტბაში წყლის მასა, ტბის კალაპოტის დანაწევრების მსგავსად, იყოფა სანაპირო წყლის მხარედ, რომელიც სანაპირო ზოლში მდებარეობს და ტბის გაშლილი წყლის მხარედ – პელაგიალად იწოდება, რომელიც ტბის სანაპირო წყლის შიგნით პროფუნდალზეა მოთავსებული.

ტბის სიღრმის მხარეს, ანუ პროფუნდალს, უჭირავს ფსკერის უღრმესი ნაწილი, სადაც ტალღების მოქმედება ვერ აღწევს. ლითორალურ ზოლსა და პროფუნდალს შორის გარდამავალ ნაწილს სუბლითორალურ ზონას უწოდებენ.

ტბის კალაპოტი წარმოადგენს ტბის პირველადი ქვაბულის ფორმის მეორად წარმონაქმნს. მათ შორის სხვაობა დროის ხანგრძლივობასთან ერთად იცვლება.

ტბების სიდიდეებისა და ფორმების რიცხოვრივ მახასიათებლებს ტბების მორფომეტრულ ელემენტებს უწოდებენ. ესენია: ტბის ფართობი, ტბის სიგრძე, სიგანე, საშუალო სიგანე, სანაპირო ხაზის შეჭრილ-შემოჭრილობა, ტბის მაქსიმალური სიღრმე, საშუალო სიღრმე, ტბის წყლის მოცულობა.

ტბის წყლის სარკის ფართობი ტბის წყლის დონეთა ფუნქციას წარმოადგენს  $F = f(h)$ . წყლის დონეთა მომატება წყლის სარკის ფართობის ზრდას იწვევს, ხოლო დონეთა დაკლება, პირიქით, ტბის სარკის ფართობის შემცირებას.

ტბის სიგრძე ( $l$ ) წარმოადგენს უმოკლეს მანძილს ტბის სანაპიროს ორ უმორეს წერტილს შორის.

განასხვავებენ ტბის საშუალო და მაქსიმალურ ( $B_{საშ}$  და  $B_{მაქს}$ ) სიგანეს. მაქსიმალური სიგანე წარმოადგენს მანძილს ტბის სანაპიროს ორ უშორეს წერტილს შორის ტბის სიგრძის პერპენდიკულარულად. საშუალო სიგანე ( $B_{საშ}$ ) გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$B_{საშ} = F/l \quad (7.1)$$

სადაც  $F$  ტბის სარკის ფართობია,  $L$  კი – ტბის სიგრძე.

ტბის სანაპირო ხაზის სიგრძე ( $L$ ) არის ტბის წყლის შეხების ხაზი ხმელეთთან.

ტბის სანაპირო ხაზის შეჭრილ-შემოჭრილობა ( $K$ ) გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$K = \frac{L}{2\sqrt{\pi F}} \quad (7.2)$$

ტბის მაქსიმალური სიღრმე ( $H_{მაქს}$ ) არის მანძილი ტბის ფსკერის უღრმეს წერტილსა და წყლის ზედაპირს შორის. იგი იზომება სიღრმის საზომი ხელსაწყოებით (ლოტი, ექოლოტით, დანაყოფებიანი ქოგით).

ტბის საშუალო სიღრმე ( $H_{საშ}$ ) გამოიანგარიშება ტბის წყლის მოცულობისა და სარკის ფართობის შეფარდებით:

$$H_{საშ} = W/F \quad (7.3)$$

ტბის წყლის მოცულობა ( $W$ ) გამოიანგარიშება იზობათების მიხედვით, პრიზმების წესით. თავიდან განისაზღვრება იზობათებს შორის გამოყოფილი წყლის ფენების მოცულობები. თუ აღვნიშნავთ იზობათებით შემოსაზღვრულ ფართობებს ( $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ ) და თითოეულ ფართობს გადავამრავლებთ ორი მეზობელი იზობათის საშუალო არითმეტიკულ სიდიდეზე, მივიღებთ თითოეული პრიზმის მოცულობას. მათი შეჯამება იძლევა ტბის მთლიან მოცულობას:

$$W = \frac{f_1 + f_2}{2} h_1 + \frac{f_2 + f_3}{2} h_2 + \frac{f_3 + f_4}{2} h_3 + \dots + \frac{f_{n-2} + f_{n-1}}{2} h_{n-2} + \frac{f_{n-1}}{2} h_{n-1} \quad (7.4)$$

სადაც  $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$  – იზობათებს შორის ფართობებია;  $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$  – ორი მეზობელი იზობათის საშუალო არითმეტიკული სიდიდე.

ტბის კალაპოტის საშუალო დახრილობა იანგარიშება ფორმულით:

$$i_x \theta = \frac{\frac{1}{L} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-2} + \frac{l_{n-1} - l_n}{2} h}{F} \quad (7.5)$$

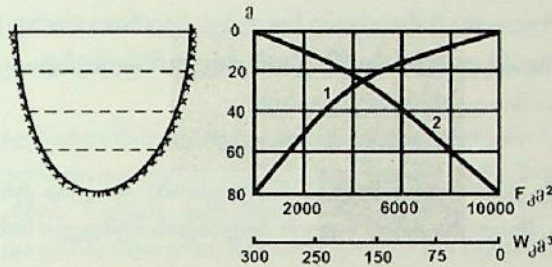
სადაც  $L$  ტბის სანაპირო ხაზის სიგრძეა,  $L$  – ცალკეული იზობათების სიგრძე,  $n$  – იზობათების რაოდენობა,  $H$  – მანძილი იზობათების სიბრტყეებს შორის,  $F$  – ტბის სარკის ფართობი.

ტბის კალაპოტის დახრილობის განსაზღვრა საშუალებას გვაძლევს გავარკვიოთ ტბაში სიღრმეთა თანდათანობითი განაწილება, აგრეთვე, წყლის ტემპე-

რატურისა და წყალში სინათლის გავრცელების სიდიდე, რომელზედაც დამოკიდებულია თევზის მიგრაცია, წყალმცენარეების გავრცელება და სხვა.

ტბის მორფომეტრიული ელემენტების განსაზღვრის დროს უნდა აღინიშნოს, თუ ტბის წყლის რომელ დონეს მიეკუთვნებიან ისინი. ტბის წყლის დონეთა შეცვლისას ყველა მორფომეტრიული დამახასიათებელი ნიშანი იცვლება.

ტბაში წყლის მოცულობის რაოდენობის განსაზღვრად ხშირად იყენებენ გრაფიკს, რომელიც გამოხატავს ურთიერთდამოკიდებულებას ტბის სარკის ფართობსა, ტბის წყლის მოცულობის ცვალებადობასა და დონეთა (სიღრმეების) ცვალებადობას შორის (ნახ. 7.1.). ეს მრუდები საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ ტბის სარკის ფართობისა და წყლის მოცულობის რაოდენობა გარკვეული დონის დროს. ფართობის მრუდის მიხედვით შეიძლება განვსაზღვროთ ტბის წყლის მოცულობა და მოცულობა მის ცალკეულ ფენებს შორის.



ნახ. 7.1. ტბის სარკის ფართობის მრუდი (1) და ტბის წყლის მოცულობის მრუდი (2)

### 7.3. ტბის წყლის ბალანსის განტოლება

ტბებში წყლის ბალანსი განისაზღვრება წყლის შემოსავლისა და გასავლის მიხედვით.

ტბაში წყლის შემოსავალი, წარმოებს ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებით, წყალშემკრები აუზიდან მდინარეებისა და მიწისქვეშ წყლების ჩადინებით, ტბის ზედაპირზე წყლის ორთქლის კონდენსაციით. ტბიდან წყლის გასავალი წარმოებს ტბის ზედაპირიდან აორთქლებით, მდინარეებისა და მიწისქვეშა წყლების გადინებით.

აქედან გამომდინარე, ისევე, როგორც ნებისმიერი წყლის ობიექტებისათვის გამდინარე ტბის ბალანსის განტოლება  $T$  დროის შუალედში შეიძლება წარმოვიდგინოთ შემდეგი სახით:

$$x + y_1 + u_1 + k = z + y_2 + u_2 + q \pm \Delta hF \quad (7.6)$$

სადაც  $x$  ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებია,  $y_1$  – ტბის წყალშემკრები აუზის ფართობიდან ზედაპირული ჩამონადენი,  $u_1$  – ტბაში მიწისქვეშ

წყლების ჩამონადენი,  $k$  – ტბის ზედაპირზე კონდენსაციით მიღებული წყლები,  $z$  – აორთქლება წყლის ზედაპირიდან,  $y_2$  – ტბიდან გამონადენი წყლის რაოდენობა,  $u_2$  – ტბიდან ინფილტრაციით გამონადენი წყლის რაოდენობა,  $q$  – ტბიდან წყლის დანაკარგი, წარმოების ან სასოფლო-სამეურნეო მოხმარებისათვის,  $\pm \Delta hF$  – ტბაში წყლისმოცულობის ცვალებადობა.

ტბის წყლის ბალანსის განტოლება (7.6) მარტივდება, თუ ტბიდან არ წარმოებს წყლის ხარჯვა წყალსამეურნეო მოხმარებისათვის და თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ტბის ზედაპირზე კონდენსაციით მიღებული წყლის რაოდენობას, (7.6) განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$x + y_n = z + y_c \pm \Delta hF \quad (7.7)$$

სადაც  $y_n$  არის ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების ჩამონადენის საერთო ჯამი,  $y_c$  – ტბიდან ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების საერთო რაოდენობა.

გაუდინარი ტბებისათვის, როდესაც არ ხდება წყლის ფილტრაცია, წყლის ბალანსის განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$x + y_n = z \pm \Delta hF \quad (7.8)$$

როდესაც ტბებში შემოსული წყლის რაოდენობა ტოლია ტბებიდან გასული წყლის რაოდენობისა, მიიღება ტბის წყლის ბალანსის შემდეგი სახის განტოლება

$$x + y_n = z + y_c \quad (7.9)$$

გაუდინარი ტბებისათვის კი:

$$x + y_n = z \quad (7.10)$$

ამ შემთხვევაში განხილული  $T$  პერიოდის ბოლოს, ტბაში წყლის მოცულობა და წყლის დონე უცვლელი რჩება.

ტბის წყლის ბალანსის განტოლების ყველა ელემენტი შეიძლება გამოსახულ იქნეს მ<sup>3</sup> ან მილიმეტრებში.

წყლის შემოსავლისა და გასავლის დამოკიდებულების შესაბამისად, იცვლება ტბის წყლის მოცულობა და წყლის დონეები. რაც უფრო დიდია სხვაობა წყლის შემოსავალსა და გასავალს შორის, იმდენად დიდი იქნება დონეთა რყევადობა და ამპლიტუდა.

გაუმდინარე ტბებში დონეთა რყევის ამპლიტუდა გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე გაუდინარ ტბებში. გაუდინარ ტბებში დონეთა ცვალებადობა, ( $\Delta h$ ), განისაზღვრება წყლის ბალანსის სამი ცვლადი ელემენტით:  $x$ ,  $y_n$  და  $z$ -ით, ე.ი.

$$\Delta h = (x + y_n) - z \quad (7.11)$$

გამდინარე ტბებში დონეთა ცვალებადობა განისაზღვრება წყლის ბალანსის ოთხი ცვლადი ელემენტით:

$$\Delta h = [(x + y_n) - z] - y_c \quad (7.12)$$

გაუდინარ ტბებში  $(x + y_n) - z$ -ის გადიდების ან შემცირების სხვაობა მხოლოდ დონეთა ცვალებადობაზე ახდენს გავლენას, გამდინარე ტბებში კი გავლენას ახდენს, აგრეთვე, ტბიდან გამოსული მდინარის ჩამონადენიც ( $y_c$ )

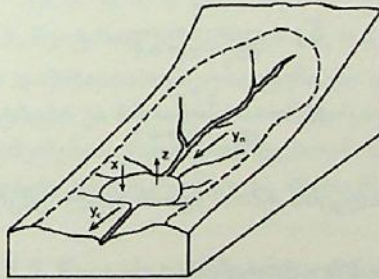
მაშასადამე, გამდინარე ტბებში გამოსულ მდინარეთა წყლის საშუალებით წარმოებს ტბების წყლის დონეთა რეგულირება. გაუდინარ ტბებში მშრალ, გვალვიან პერიოდებში აორთქლება წარმოებს ტბებში დაგროვილი წყლის მარაგიდან. ამ შემთხვევაში შეიძლება მოხდეს ტბის დაშრობა. ასეთ პირობებში დონეთა რყევის ამპლიტუდა შედარებით დიდი იქნება. ასეთ მოვლენებს ადგილი აქვს მცირე ზომის გაუდინარ ტბებში, რომლებიც, ძირითადად საზრდოობს თავსხმა წვიმებისა და თოვლის წყლებით, უნალექო პერიოდებში კი შრება.

#### 7.4. ტბების წყლის ბალანსის სტრუქტურა

ნებისმიერი წყალსატევის წყლის ბალანსის სტრუქტურაში იგულისხმება წყლის ბალანსის შემოსავლისა და გასავლის სხვადასხვა ელემენტებს შორის თანაფარდობა.

განვიხილოთ ტბის წყლის ბალანსის წონასწორული შემთხვევა, როდესაც ტბის შემოსავალი და გასავალი ერთმანეთის ტოლია და წყლის დონე ტბაში სტაბილურია (ნახ. 7.2.). თუ წყლის ბალანსის (7.6) განტოლებაში უგულებელვყოფთ ყველა წევრს გარდა  $x$ ,  $y_n$ ,  $Z$  და  $Y_c$ , მაშინ წყლის ბალანსის განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$x + y_n = y_c + z \quad (7.13)$$



ნახ. 7.2. გამდინარე ტბის წყლის ბალანსის ფორმირების უმარტივესი სქემა

ატმოსფერული ნალექებისა და აორთქლების წილი წყლის ბალანსის განტოლების შემოსავლისა და გასავლის ნაწილებში გამოვხატოთ კოეფიციენტებით:

$$K_x = \frac{x}{y_n + x} \quad (7.14)$$

$$K_z = \frac{x}{y_c + z} = \frac{x}{y_n + z} \quad (7.15)$$

$(y_c + z)$ -ის შეცვლა  $(y_n + z)$ -ით (7.15) განტოლებაში გამართლებულია იმით, რომ (7.13) განტოლებაში შემოსავლისა და გასავლის ნაწილები ერთმანეთის ტოლია.

ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების მოცულობა გამოვხატოთ ნალექების ფენის სიმაღლით, შემდეგი ფორმულით:  $X = \alpha F$ , სადაც  $\alpha$  ნალექების ფენის გადამყვანი კოეფიციენტია მოცულობით ერთეულებში. ანალოგიურად მივიღებთ აორთქლების ფენის სიმაღლეს:  $Z = \alpha F$ . ტბაში მდინარის ჩამონადენი გამოვსახოთ ჩამონადენის ფენის სიმაღლით ტბის წყალშემკრები აუზისათვის:  $Y_n = a y_n F_s$  ან  $Y_n = \alpha \alpha_x F_s$ , სადაც  $\alpha_x$  ატმოსფერული ნალექების ფენის სიმაღლეა ტბის წყალშემკრებ აუზში,  $F_s$  – ტბის წყალშემკრები აუზის ფართობი, ხოლო  $\alpha$  ჩამონადენის კოეფიციენტი  $\left(\alpha = \frac{y_s}{x_s}\right)$ .

ამ მნიშვნელობების შეტანით (7.14) და (7.15) ფორმულებში, მივიღებთ:

$$K_x = \frac{x F}{\alpha \alpha_s F_s + x F} \quad (7.16)$$

$$K_z = \frac{z F}{\alpha \alpha_s F_s + x F} \quad (7.17)$$

(7.16) და (7.17) გამოსახულებების მრიცხველი და მნიშვნელი გავყოთ  $x F$  და  $F_s / F$  თანაფარდობა შევცვალოთ  $\varphi$ -ით:

$$K_x = \frac{1}{\alpha \alpha_s / x \varphi + 1} \quad (7.18)$$

$$K_z = \frac{z / x}{\alpha \alpha_s / x \varphi + 1} \quad (7.19)$$

ამ ფორმულაში  $\varphi$  წარმოადგენს ტბის კუთრ წყალშემკრებს,  $\left(\varphi = \frac{F_0}{F}\right)$ .  $K_x$  და  $K_z$  შეიძლება გამოისახოს პროცენტებში.

(7.18) და (7.19) გამოსახულებების ანალიზი გვიჩვენებს:

1. ტბის წყლის ბალანსში ატმოსფერული ნალექების წილი მით მეტია, რაც ნაკლებია  $\varphi$ , ე.ი. როცა ტბის სარკის ფართობი მეტია წყალშემკრები აუზის ფართობზე; რაც ნაკლებია ჩამონადენის კოეფიციენტი  $\alpha$  და რაც ნაკლებია  $\frac{x_s}{x}$  შეფარდება, ე.ი. წყალშემკრები აუზის რაც უფრო ტენიან ადგილზე იმყოფება ტბა.

2. ტბის წყლის ბალანსში აორთქლების წილი მით მეტია, რაც ნაკლებია  $\varphi$ ,  $\alpha$  და  $\frac{x_s}{x}$  (ისევე როგორც წინა შემთხვევაში). ამასთან პირობითად ვიღებთ, რომ აორთქლება ტბის ზედაპირიდან ემთხვევა აორთქლებადობას.

წყლის ბალანსის (7.13) განტოლებიდან შეიძლება დავადგინოთ გაუდინარი ტბის არსებობის პირობები. ჩავთვალოთ, რომ  $y_c = 0$ , მაშინ მივიღებთ, რომ  $x + y_n = z$  ან  $xF + y_n F_s = zF$ . წყალშემკრების წყლის ბალანსის განტოლებიდან  $x_s = y_s + z_s$  ვპოულობთ  $y_s = x_s - z_s$ . მაშინ  $xF + (x_s - z_s)F_s = xF$ , აქედან კი  $(z - x)F = (x_s - z_s)F_s$  ან

$$\frac{z - x}{x_s - z_s} = \varphi \quad (7.20)$$

(7.20) გამოსახულება აღნიშნავს, რომ გაუდინარი ტბის არსებობისათვის კუთრი წყალშემკრების ზედაპირთან ერთად პროპორციულად უნდა იზრდებოდეს ფარდობა  $(z - x)$ -ისა  $(x_s - z_s)$ -თან. მაშასადამე, ჭარბტენიან რაიონებში გაუდინარი ტბის არსებობა შესაძლებელია მხოლოდ  $\varphi$ -ის მცირე მნიშვნელობებისათვის, ხოლო მშრალი რაიონებისათვის კი, პირიქით,  $\varphi$ -ის დიდი მნიშვნელობების დროს.

წყლის ბალანსის გასავალი ნაწილის ელემენტების მიხედვით ტბები იყოფა ორ ჯგუფად: გამდინარე და აორთქლებად ტბებად. პირველი ჯგუფის ტბებში გამავალი ჩამონადენი სჭარბობს აორთქლებას მათი ზედაპირიდან  $y_c > z$ ; მეორე ჯგუფის ტბებში კი აორთქლება სჭარბობს ტბიდან ჩამონადენს  $y_n < z$ . წყლის ბალანსის შემოსავალი ნაწილის ელემენტების მიხედვით ტბები იყოფა სამ ტიპად: ჩამდინარე, როცა ჩამონადენი წყალშემკრებიდან სჭარბობს ატმოსფერულ ნალექებს ტბის ზედაპირზე ( $y_c > x$ ), ნეიტრალური, როცა ( $y_n \approx x$ ) და წვიმის, როცა ( $y_n < x$ ). გამდინარე ტიპის ტბები დამახასიათებელია ტენიანი და ჭარბტენიანი რაიონებისათვის, აორთქლებადი ტბები კი მშრალი რაიონებისათვის. საერთოდ, ტბის ტიპი დამოკიდებულია წყალშემკრების კუთრ სიდიდესთან. ნეიტრალურ და წვიმისებრი ტიპის ტბებს მიეკუთვნება ის ტბები, რომელთა  $\varphi$ -ის მნიშვნელობები მცირეა.

## 7.5. წყლის განახლება ტბაში

ტბის წყალგაცვლა ახასიათებს წყლის განახლებას ტბაში. მის მაჩვენებლად გამოიყენება პირობითი წყალგაცვლის კოეფიციენტი, რომელიც შემდეგი ფორმულით გამოიხატება:

$$K' = (y_n + x) / v + (y_c + z) / v \quad (7.21)$$

სადაც  $v$  ტბის მოცულობაა.

ზოგჯერ წყალგაცვლის პირობით კოეფიციენტს განსაზღვრავენ სხვანაირად:  $K'_1 = y_n / v$  ან  $K'_2 = y_c / v$ .  $K'_1$  განსაზღვრავს მდინარის ჩამონადენის როლს ტბის წყალგაცვლის პროცესში, ხოლო  $K'_2$  კი ტბიდან წყლის გადინების როლს. გაუდინარი ტბებისათვის  $K' = 0$ . თუ წყლის ბალანსის განტოლების შემადგენელი ნაწილები გამოსახულია კმ<sup>3</sup>/წელინადში, მაშინ  $1/K'$  სიდიდე რიცხობრივად, პირობითი წყალგაცვლის პერიოდის ტოლია. იგი გამოიხატება წლებში.

ყველაზე ზოგადი კანონზომიერება, რომელიც ახასიათებს ტბის წყალგაცვლის პროცესს მდგომარეობს შემდგომში: რაც უფრო მცირეა ტბის მოცულობა, მით უფრო დიდია ტბის წყალგაცვლის კოეფიციენტი. მაგალითად, ილმენის ტბის წყალგაცვლის კოეფიციენტი  $K' = 1,35$ , ე.ი. ტბაში წყლის მთლიანი განახლება საშუალოდ ხდება 0.74 წელში. კოლის ნახევარკუნძულზე არსებული პატარა გამდინარე ტბების წყალგაცვლის კოეფიციენტი  $K'$  აღწევს 1000-ს (წყლის განახლება საშუალოდ ხდება წლის 0.001 ნაწილში, ე.ი. თითქმის ყოველ 9 საათში). დიდ ტბებში, როგორებიცაა ბაიკალი და კასპიის ზღვა, წყალგაცვლის კოეფიციენტი შეადგენს, შესაბამისად, 0.0032 და 0.0049. ეს კი ნიშნავს, რომ ბაიკალის ტბაში წყლის განახლება ხდება 312 წელინადში ერთხელ, ხოლო კასპიის ზღვაში 204 წელინადში.

## 7.6. ტბებში წყლის დონეთა რეჟიმი

ტბებში წყლის დონეთა რყევადობა ტბის ჰიდროლოგიური რეჟიმის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მახასიათებელი სიდიდეა. მას განაპირობებს სხვაობა წყლის შემოსავალსა და გასავალს შორის, ტბის კალაპოტის მორფომეტრიული ნიშნების სხვადასხვაობა, ტბის სიდიდე და ფორმა, ნაპირების ხასიათი; ქარის მოქმედებით განისაზღვრება ტალღების სიდიდე და ტბაში წყლის მიდენ-მოდენის ხასიათი.

ტბებში წყლის დონეთა რყევადობაში შეიძლება გამოიყოს შემდეგი სახეები: საუკუნოვანი და მრავალწლიანი, სეზონური და ხანმოკლე.

დონეთა სეზონური რყევადობა ყოველწლიურად მეორდება. იგი, ძირითადად, დამოკიდებულია თანაფარდობაზე წყლის შემოსავალსა და გასავალს შორის.

წლიურ დონეთა რყევადობის ამპლიტუდა სხვადასხვა ტბებში სხვადასხვაგვარია და დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორებზე, როგორიცაა: კლიმატური პირობები, საზრდოობის ხასიათი, წყალშემკრები აუზისა და ტბის სარკის ფართობის სიდიდე, ტბის კალაპოტის გეოლოგიური პირობები და სხვა.

წყლის დონეთა ხანმოკლე რყევადობას, ძირითადად იწვევს ქარების მოქმედება და სეიშები. ტბებში დონეთა რყევადობის ამპლიტუდა საკმაოდ დიდი მასშტაბით იცვლება და რამდენიმე სანტიმეტრიდან 2-5 მეტრამდე. დონეთა დიდი

რყევადობით გამოირჩევა ისეთი ტბები, რომლებიც დროებით წყლით ივსება და მშრალ პერიოდში შრება.

ტბებში წყლის დონის რყევადობა განსაზღვრავს მისი გამოყენების შესაძლებლობას სხვადასხვა სამეურნეო დარგებში, ასე მაგალითად, წყლის დონის დგომაზეა დამოკიდებული წყლის ტრანსპორტის ეფექტური მუშაობა, ირიგაციისათვის წყლის აღება, სამრეწველო და კომუნალური წყალმომარაგება და სხვა.

წყლის დონეების რყევადობა, მათი გამომწვევი მიზეზების მიხედვით იყოფა ორ ჯგუფად: 1. ტბაში წყლის მოცულობის ცვლილებით გამოწვეული წყლის დონის რყევადობა, რომელიც, ძირითადად, წყლის ბალანსის შემადგენელი ელემენტების ცვალებადობით არის გამოწვეული და 2. წყლის დონის რყევადობა, რომელიც ტბაში წყლის მოცულობის ცვლილებით არ არის გამოწვეული და განისაზღვრება წყლის უცვლელი მოცულობის გადანაწილებით ტბის ქვაბულში.

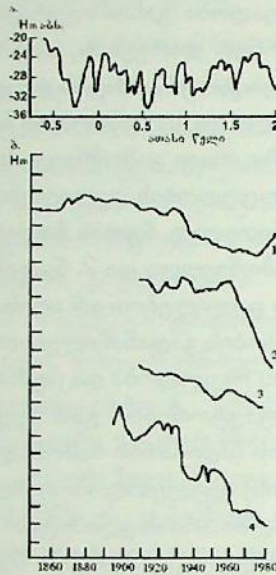
პირველი ჯგუფის დონეების რყევადობა დაკავშირებულია კლიმატურ პირობებთან. კერძოდ, კლიმატური ფაქტორებით გამოწვეული წყლის ბალანსის განტოლების შემოსავალი წევრების (მდინარის ჩამონადენის, ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების) ცვალებადობით. მდინარის ჩამონადენი და ტერიტორიის ტენიანობა მიდრეკილი არიან კლიმატით გამოწვეული საუკუნოვანი, მრავალწლიანი და სეზონური რყევისაკენ. ტბებში წყლის დონეების ანალოგიურ რყევადობას აქვს ადგილი.

მეორე ჯგუფის დონეების რყევადობა, ძირითადად, დაკავშირებულია ქართი გამოწვეული წყლის დონის აწევა-დაწევით. წყლის დონეების ასეთი რყევადობა ხანმოკლე დროით ხასიათდება.

ტბების წყლის დონეების საუკუნოვანი და მრავალწლიანი რყევადობა მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი გამოვლინებაა. თუმცა, არასასურველი, ტბებისა და მიმდებარე ტერიტორიების სხვადასხვა სამეურნეო დარგებში გამოსაყენებლად. როგორც ზემოთ იყო ნათქვამი, წყლის დონეების საუკუნოვანი და მრავალწლიანი რყევადობის მიზეზი, კლიმატური ფაქტორებია. ამიტომ, ტბების წყლის დონეების საუკუნოვანი და მრავალწლიანი რყევადობის კვლევა, შეიძლება გამოვიყენოთ ტერიტორიების ტენიანობის კლიმატური ცვალებადობის მტკიცებულებად.

ყველასათვის ცნობილია კასპიისა და არალის ზღვების (სხვა გაუდინარი ტბების) დონეების საუკუნოვანი და მრავალწლიანი რყევადობა. ეს რყევადობა ბოლო დრომდე მთლიანად გამოწვეული იყო კლიმატური ფაქტორებით. ყურადღებას იპყრობს ის ფაქტი, რომ ბოლო 100-200 წლის განმავლობაში ბევრ გაუდინარ ტბებში მოხდა წყლის დონეების მკვეთრი დაწევა, რომელიც, ძირითადად, დაკავშირებულია კონტინენტების დატენიანების შემცირებასთან. ბოლო პერიოდში ამას დაემატა ანთროპოგენური ფაქტორიც, მაგალითად, არალის

ზღვის შემთხვევაში, მდინარეების ამუდარიისა და სირდარიის ჩამონადენის ხელოვნური წყალაღება ირიგაციისათვის.



ნახ. 7.3. კასპიისა და არალის ზღვების, ტბა ისიკ-ყულის და მკვდარი ზღვის დონეების საუკუნოვანი და მრავალწლიანი რყევადობა

მთლიანად ანთროპოგენური იყო სევანის ტბის წყლის დონის 18 მეტრით დაწვეა მდინარე რაზდანის ჰიდროენერგეტიკული პოტენციალის გასაზრდელად. ამჟამად, მიმდინარეობს სევანის ტბის ნაწილობრივი აღდგენა მდ. არპის წყლების მოცულობების ტბაში გადაგდებით, შემცირებულია სევანის ტბიდან მდინარე რაზდანში წყლების გაშვება.

დონეების საუკუნოვანი და მრავალწლიანი რყევადობა განსაკუთრებით შესამჩნევია არიდული ზონის გაუდინარ ტბებში (კასპიის, არალის, ბალხაშის და სხვ.).

ერთსა და იმავე კლიმატურ ზონაში დონეთა რყევის ამპლიტუდა და მისი მომატება-დაკლება შეიძლება სხვადასხვა იყოს. არქტიკული და სუბარქტიკული ზონის ტბებში, სადაც აორთქლება მცირეა და ტბების ბალანსი, ძირითადად, არ იცვლება, დონეთა რყევადობა განისაზღვრება მოსული ატმოსფერული ნალექებით, ზედაპირული ჩამონადენით და, განსაკუთრებით, თოვლის წყლებით. მაგალითად, ტაიმირის ტბაში, რომელიც უკიდურეს ჩრდილოეთში მდებარეობს, მკვეთრად არის გამოსახული წლის განმავლობაში ერთი მაქსიმუმი და ერთი მინიმუმი. ანალოგიური დონეები ახასიათებს უმბეზეროს ტბასა (კოლის ნახევარკუნძული) და კარნახის ტბას, რომელიც ზღვის დონიდან, დაახლოებით, 2000 მეტრ სიმაღლეზე მდებარეობს. განსხვავება მხოლოდ ის არის, რომ ტაიმირის

ტბაში ნყალდიდობა ივნისის ბოლო რიცხვებიდან იწყება, დონეთა დაცემა კი ჯერ სწრაფად ხდება, შემდეგ თანდათანობით კლებულობს თებერვლამდე, ხოლო კარნახის ტბაში კი დონეთა მატება აპრილის შუა რიცხვებიდან იწყება, მაქსიმუმს ივნისის თვეში აღწევს, კლება ივლისში იწყება და სექტემბრამდე გრძელდება (ნახ. 7.3). განსხვავება დონეთა მატებისა და კლების თარიღებში აღნიშნულ ტბებს შორის გამოწვეულია სხვადასხვა გეოგრაფიულ განედებში მდებარეობით.

ჭარბტენიანი, ზომიერად კონტინენტური კლიმატური ზონის ტბებში, სადაც ჭარბობს თოვლის ნყლებით საზრდოობა და, ამავე დროს, ზაფხულის თვეებში გაზრდილია აორთქლება, კარგად არის გამოსახული ზაფხულ-შემოდგომის მინიმუმი, დონეთა მაქსიმუმი კი აპრილის თვეშია, როდესაც თოვლის დნობა ინტენსიურად მიმდინარეობს, მაღალი დონეები მხოლოდ რამდენიმე დღეს გრძელდება.

მშრალი კლიმატის პირობებში, როდესაც წყლის ბალანსში ჭარბობს აორთქლება და ტბების მასაზრდოებელია მხოლოდ თოვლის ნყლები, სეზონური დონეების მატება და სწრაფი დაცემა ზაფხულის პირველ ნახევარში გადიდებულია აორთქლების შედეგად. მაგალითად, ყაზახეთში, ჩელკარ-თენგიზის რაიონის ტბებში, დონეები გაზაფხულზე 3-4 მეტრით მატულობს, 15-20 დღის შემდეგ მკვეთრად ეცემა, ხოლო ზაფხულში კი სრულად შრება.

ზომიერი კლიმატის განედების ტბებს, რომელთა ნყალშემკრები აუზები მთიან მხარეებშია, მაქსიმალური დონეები ზაფხულის ან შემოდგომის სეზონებში აქვს. მათი დონეების მატებას ჯერ სეზონური თოვლის დნობა და შემდეგ მყინვარების დნობა იწვევს. ასეთი ტბებია არალის, სევანის, ბაიკალის, ყენევის და სხვა.

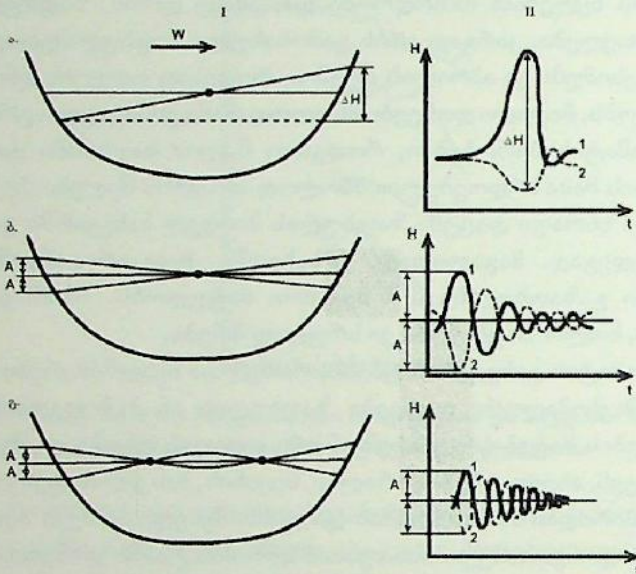
წყლის ზედაპირიდან აორთქლებას დიდი მნიშვნელობა აქვს ბალხაშის, არალის, ისიკ-ყულის დონეთა რეჟიმისათვის. ბალხაშის ტბაში დონეთა მატება იწყება ზამთარში, ყინულით დაფარვის მომენტიდან, როდესაც აორთქლება მინიმუმს აღწევს და მაის-ივნისამდე გრძელდება. შემდეგ, მიუხედავად იმისა, რომ ტბებში მდინარეთა ნყლები შემოდის, დიდი აორთქლების შედეგად დონეები კლებულობს. მუსონური კლიმატის მხარეებში გაძლიერებული წვიმის ნყლებით საზრდოობის შედეგად ტბებში დონეები მაქსიმუმს აღწევს ზაფხულსა და შემოდგომაზე. ამ პერიოდში ტბაში შემოსული წვიმის წყალი დიდად სჭარბობს აორთქლებასა და ფილტრაციული ნყლების რაოდენობას.

სუბტროპიკული ზონის ტბებში (შავი ზღვის სანაპიროს ტბები), დონეთა რყევადობას ატმოსფერული ნალექები (წვიმები) განაპირობებს. დონეთა მაქსიმუმი ემთხვევა ატმოსფერული ნალექების თვიურ და დღე-ღამურ მაქსიმუმს (ნახ. 7.4).

კლიმატურ პირობებთან და წყალგაცვლის ხასიათთან ერთად, დონეთა რყევის ამპლიტუდაზე გავლენას ახდენს ტბების მორფომეტრია და წყალშემკრები აუზისა და ტბის სარკის ფართობის შეფარდება  $\phi$ . მათი გადიდებისას ადგილი აქვს ტბების საშუალო წლიური დონეების აპლიტუდის მატებას.

ტბების დონეთა მრავალწლიანი პერიოდული რყევადობა დამოკიდებულია უხვნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობასა და მცირენალექიან მრავალწლიან პერიოდზე. უხვნალექიან პერიოდში ტბების დონეები მაღალია. მცირენალექიან პერიოდში კი, პირიქით, დონეები დაბალია.

ტბების დონეთა რყევადობას განაპირობებს, ასევე, ტბის ქვაბულის გეოლოგიური პირობები. ტბის ქვაბულის ამონევა ან დაწევა როგორც მთელი ტბის ფსკერზე, ისე მის ცალკეულ ნაწილებში (ნახ.7.4).



ნახ. 7.4. ტბის წყლის დონეების დენიველაცია დონეების მოდენა-მიდენისას (ა), ერთკვანძიანი (ბ) და ორკვანძიანი (გ) სეიშუმების დროს: I – ტბის განივი კვეთი; II – წყლის დონეების რყევადობა ტბის სანინაალმდეგო ნაპირთან

### 7.7. სეიშუმები და მათი წარმოშობის მიზეზები

ზოგჯერ ტბებში ხდება წყლის მთელი მასის რყევა. ამ დროს წყლის ზედაპირზე არავითარ ტალღებს არა აქვს ადგილი. წყლის ასეთ მოძრაობას სეიშუმს უწოდებენ. სეიშუმის დროს ტბის წყლის ზედაპირზე წარმოიშობა დახრილობა ხან ერთ, ხან მეორე მხარეს. უძრავ ღერძს, რომლის მახლობლადაც ტბის წყლის სარკე ირყევა, კვანძს უწოდებენ. კვანძების რიცხვის მიხედვით არჩევენ ერთკვანძიან, ორკვანძიან, სამკვანძიან და ა.შ. სეიშუმს. სეიშუმები ღრმანწყლიან ტბებში უფრო მდგრადია, ვიდრე მცირეწყლიან ტბებში (ნახ. 7.4).

სეიშუმები წარმოიქმნება ტბის ზედაპირის ამა თუ იმ ნაწილში ატმოსფერული წნევის სხვადასხვაობით, ძლიერი ქარების მოქმედებით, ტბის რომელიმე ნაწილ-

ში თავსხმა წვიმებით და სხვა მიზეზებით, რომლებიც არღვევს ტბის წყლის ნოსანსწორობას ზედაპირულ ნაწილში.

სეიშებს გააჩნიათ შემდეგი ძირითადი მახასიათებლები: ამპლიტუდა,  $A$ , სიგრძე,  $\lambda$ , და პერიოდი,  $\tau$ . სეიშის პერიოდი,  $\tau$ , განისაზღვრება ფორმულით:

$$\tau = 2L_g / (n\sqrt{gh}) \quad (7.22)$$

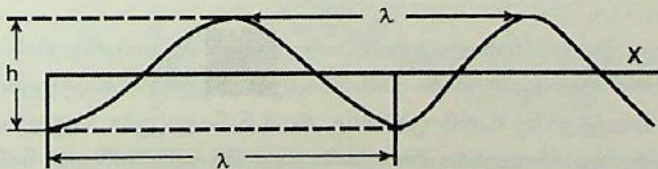
სადაც  $L_g$  ტბის სიგრძეა,  $n$  – სეიშის კვანძების რიცხვი,  $h$  – ტბის სიღრმე. (7.22) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ ერთკვანძიანი სეიშის პერიოდი უდიდესია. იგი იზრდება ტბის სიგრძის მომატებასთან და სიღრმის შემცირებასთან ერთად. ერთკვანძიანი სეიშის სიგრძე ტბის გაორმაგებული სიგრძის ტოლია.

ზოგიერთ ტბაზე სეიშებზე დაკვირვებები და გაანგარიშებები იძლევა სეიშების შემდეგ მახასიათებლებს: ბაიკალის ტბაზე დაფიქსირებულია სეიში, რომლის პერიოდი 44 წთ-დან 4-5 სთ-მდეა, ამპლიტუდა 6-7 სმ. ჟენევის ტბაზე სეიშის პერიოდი 73 წთ-ია, ხოლო ამპლიტუდა 1 მეტრი. არალის ზღვაზე  $\tau = 18 - 28$  სთ-ს, ამპლიტუდა  $-0.6$  მეტრს.

## 7.8. ლელვა ტბებში

ტბებში ლელვას, ძირითადად, ქარი იწვევს. ტბებსა და წყალსატევებში ქარით გამოწვეული ლელვა წყლის ზედაპირისა და სიღრმის სიმცირის გამო შეზღუდულია. ამის გამო ლელვა ტბებში თავისი სიძლიერითა და ფორმით ზღვებსა და ოკეანების ლელვისაგან განსხვავდება. ტბებში წყლის სიმცირის გამო ქარის მიერ გამოწვეული ლელვა სწრაფად ვითარდება და ქარის შეწყვეტასთან ერთად სწრაფადვე ქრება. ტბებსა და წყალსატევებში წყლის ტალღების სიდიდე გაცილებით მცირეა ოკეანებისა და ზღვების ტალღებთან შედარებით. ტალღების სიდიდე დამოკიდებულია ქარის სიჩქარესა და მიმართულებაზე.

წყლის ტალღა რამდენიმე ელემენტისაგან შედგება. თუ ტალღას ვერტიკალური სიბრტყით გავეყოფთ, რომელიც მოძრაობის მიმართულებას ემთხვევა, მივიღებთ ტალღის პროფილსა და ფორმას. ტალღის ფორმას ოთხი ძირითადი ელემენტი ახასიათებს: ტალღის სიგრძე, სიმაღლე, პერიოდი და სიჩქარე.



ნახ. 7.5. ტალღის ელემენტები

ჰორიზონტალური მიმართულებით ორი მეზობელი ტალღის შესატყვის ნერთილებს შორის მანძილს (თხემს და ფსკერებს შორის) ტალღის სიგრძე ( $\lambda$ ) ეწოდება; ტალღის თხემსა და ფსკერს შორის მანძილი ტალღის სიმაღლეა ( $h$ ); ტალღის ნახევარ სიმაღლეს ტალღის ამპლიტუდა ეწოდება.

თავისი ორბიტის გარშემო წყლის ნაწილაკის ერთხელ შემობრუნების დროს, ან იმ დროს, რომელიც ტალღას სჭირდება მისი სიგრძის ტოლი მანძილის გავლისათვის, ტალღის პერიოდი ( $t$ ) ეწოდება. ტალღის თხემის ან ფსკერის მიერ დროის ერთეულში გავლილ მანძილს ტალღის სიჩქარე ( $v$ ) ეწოდება. ტალღის სიმაღლის ( $h$ ) შეფარდებას მის სიგრძესთან ტალღის დახრილობა ეწოდება.

ტალღის სიგრძე ( $\lambda$ ), პერიოდი ( $t$ ) და სიჩქარე ( $v$ ) შემდეგი მარტივი ფორმულებით არის ერთმანეთთან დაკავშირებული:  $v = \lambda / t$ ,  $\lambda = vt$ ,  $t = \lambda / v$ .

დიდ ტბებში ტალღის მაქსიმალური სიმაღლე 3-4 მეტრს აღწევს, ზოგჯერ 5-6 მეტრს (მიჩიგანის, ლადოგის ტბებში). კასპიის ზღვაში ტალღის სიმაღლე კიდევ უფრო დიდია. პატარა ტბებში ტალღის სიმაღლე 0.5 მეტრს არ აღემატება. ტბებში ტალღის დახრილობა საშუალოდ 0.1 მეტრია.

ტბებში ტალღის პარამეტრები (სიმაღლე  $h$ , სიგრძე  $\lambda$ ) დამოკიდებულია ქარის სიჩქარეზე ( $W$ ) და ტალღის გაქანების სიგრძეზე ( $D$ ). ვ.გ. ანდრიანოვის ფორმულების მიხედვით:

$$h = 0.0208W^{5/4}D^{1/3} \quad (7.23)$$

$$\lambda = 0.304WD^{1/3} \quad (7.24)$$

სადაც  $h$  და  $\lambda$  გამოსახულია მეტრებში,  $W$  - მ/წმ-ში, ხოლო  $D$  - კილომეტრებში. ტალღის გავრცელების სიჩქარე ( $C$ ) წყალმარჩხ ტბებში მიახლოებით შეიძლება განისაზღვროს ლანგრაჟ-ერის ფორმულით:

$$C \approx \sqrt{gh} \quad (7.25)$$

სადაც  $h$  ადგილის სიღრმეა.

## 7.9. ტალღების თეორია

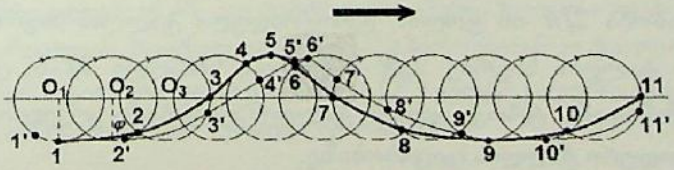
წყლის ლელვა წყლის ნაწილაკების პირველადი მდგომარეობის დარღვევაში და რყევითი მოძრაობის დაწყებაში გამოიხატება. წყლის ნაწილაკების მოძრაობა ერთგვაროვან ობიექტებზე წარმოებს ისე, რომ ნაწილაკები ადგილს არ იცვლის, გარდა იმ შემთხვევისა, როდესაც მათ ქარი ანიჭებს უმნიშვნელო წინსვლით მოძრაობას. ყველა ნაწილაკის მოძრაობა მათი ორბიტის ზემო ნაწილში ტალღის თხემის მოძრაობის მიმართულებით ხდება. დროის მონაკვეთი, რომელსაც ნაწილაკები ანდომებენ თავისი ორბიტის გარშემო მოძრაობას, ტალღის პერიოდის ტოლია.

წყლის ზედაპირზე პირველად წარმოქმნილი ტალღები წესიერი, ანუ ორგანოზომილებიანია. მათ ერთნაირი სისტიმა, ერთი მიმართულებით გავრცელება, ერთნაირი ფორმა და სიდიდე ახასიათებთ. მათი სიგრძე რამდენიმე სანტიმეტრს უდრის, სიმაღლე კი რამდენიმე მილიმეტრს. ასეთი წარმოშობის წყლის ტალღები წყლის ზედაპირს მქისეს ხდის. შემდეგში, ქარის გაძლიერებასთან ერთად, ტალღების სიდიდეც იზრდება. ქარის ქროლვის მხრიდან წარმოიქმნება მეორე და მესამე ხარისხის ტალღები, რომლებსაც სხვადასხვა პერიოდი, სიჩქარე და სიგრძე ექნება. პირველადი ორგანოზომილებიანი წესიერი ტალღები მდგომარეობას კარგავს, იმსხვრევა ცალკეულ ნაწილებად. წყლის ზედაპირზე ჩნდება ჭადრაკისებურად განლაგებული წყლის ბორცვები და ღრმულები, ე.ი. წარმოიშობა უწესრიგო სამგანზომილებიანი ტალღები, რომლებსაც აქვს საბოლოოდ დასრულებული სიმაღლე, სიგრძე და პერიოდი.

ღელვის ზრდა იმ შემთხვევაში შეწყდება, როდესაც ტალღების გავრცელების სიჩქარე ქარის სიჩქარეს გაუტოლდება. ქარის ჩადგომის შემდეგ ტალღები განმეორებით გადავა უწესრიგო სისტიმაში, შემდეგ კი ლივილია წესიერი ტალღების ფორმაში.

ორგანოზომილებიანი ტალღების შემთხვევისათვის არსებობს თეორია, რომელიც ტალღების ტროქოიდული თეორიის სახელწოდებით არის ცნობილი. ეს თეორია ადგენს ტალღის გარეგან ფორმას და წყლის ნაწილაკების მოძრაობის კანონებს.

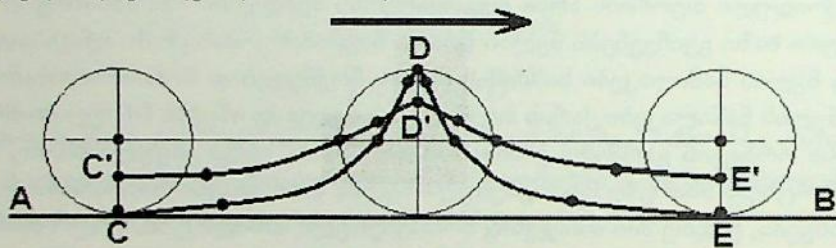
ტროქოიდული თეორიის არსი მდგომარეობს შემდეგში: 7.6. ნახაზზე ჰორიზონტალური ხაზი გვიჩვენებს წყლის დონის მდგომარეობას იმ მომენტისათვის, როდესაც წყლის ნაწილაკები სიმძიმის ძალის მოქმედებით წონასწორობაში იმყოფება. წყლის ნაწილაკები ქარის მოქმედების შედეგად იწყებს წრიულ მოძრაობას თავისი ორბიტის გარშემო ერთნაირი სიჩქარით. უნდა ვიგულისხმოთ, რომ ნახაზის მარცხენა მხარეზე მოთავსებული წყლის ნაწილაკები მოძრაობას უფრო ადრე დაიწყებს, ვიდრე მის მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკები, ხოლო თითოეული ნაწილაკის მოძრაობა ჩამორჩება მის მარცხნივ მოთავსებული ნაწილაკის მოძრაობას. ამგვარად, წყლის ყველა ნაწილაკი, რომლებიც ტალღის ზედაპირზეა მოთავსებული, სხვადასხვა ფორმაში უნდა იმყოფებოდეს.



ნახ. 7.6. წყლის ნაწილაკების მოძრაობა ღელვის დროს და წინსვლითი ტალღების ფორმები

7.6 ნახაზზე წყლის რომელიმე ნაწილაკი აღვნიშნოთ ციფრით 1, რომელიც მოძრაობის სანყის მომენტში იმყოფება თავისი ორბიტის უკიდურეს ქვედა წერტილში. მოძრაობის დაწყების დროს მის მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკი მას  $j$  კუთხით ჩამორჩება და დაიჭერს მეორე მდგომარეობას. შემდეგ უფრო მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკი ჩამორჩება მის მეზობელ მეორე ნაწილაკს  $j$  კუთხით და დაიკავებს მესამე მდგომარეობას. ამგვარად, შეიძლება განვსაზღვროთ 4, 5, 6, 7 და ა.შ. ნაწილაკების მდგომარეობა. თუ შევაერთებთ 1, 2, 3, 4, 5, 6 და ა.შ. წერტილებს მრუდი ხაზით, მივიღებთ ტალღის პროფილს. რომელიმე დროის მონაკვეთის შემდეგ პირველი ნაწილაკი გადაინაცვლებს  $1'$  ადგილზე. დანარჩენი ყველა ნაწილაკი გადაინაცვლებს პირველი ნაწილაკის თანაბრად თავის ორბიტაზე და დაიკავებს  $1', 2', 3', 4', 5', 6'$  და ა.შ. მდგომარეობებს. თუ ამ წერტილებს შევაერთებთ, დავინახავთ, რომ ტალღამ გადაინაცვლა მარჯვნივ, სადაც ტალღის ყველა წერტილი, რომელიც მოთავსებულია ქარის მიმართულებისაკენ, დაეშვება დაბლა, ხოლო ქარის მიმართულების მოპირდაპირე მხარეზე აიწევა ზევით. მრუდს, რომელიც გამოსახავს ტალღის ფორმას, ტროქოიდს უწოდებენ.

თუ ორბიტის წრის რადიუსი ( $R$ ) მოძრაობს  $AB$  პორიზონტალურ ხაზზე, მაშინ ამ წრის სასურველი წერტილი შემოხაზავს ( $C$ ) მრუდს (ნახ. 7.7), რომელსაც ციკლოიდი ეწოდება ( $CDE$  ხაზი).



ნახ. 7.7. ტროქოიდის აგება

ციკლოიდური ტალღის სიგრძე  $\lambda = 2\pi R$ , ხოლო სიმაღლე  $h = 2R$ . ასეთი ტალღის ციკაბობა  $2/\pi$ -ის ტოლია. ტროქოიდული ტალღის სიგრძე, როგორც ციკლოიდური ტალღის სიგრძე  $2\pi R$ -ს უდრის, სიმაღლე  $2r$ -ს, ციკაბობა კი  $2r/2\pi R$ -ს. მაშასადამე, ტროქოიდული ტალღის ციკაბობა ყოველთვის ნაკლები იქნება ციკლოიდური ტალღის ციკაბობაზე.

ტროქოიდული ტალღის პერიოდი  $t$  ტოლია  $2\pi R/\omega$ , სადაც  $\omega$  კუთრი სიჩქარეა. ეს თანაფარდობა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ, რომ ტალღის სიგრძე არ შეიძლება ტალღის სიმაღლეზე სამჯერ მეტი იყოს. სინამდვილეში ყველა-

ზე მაღალი ტალღის სიგრძე, შეფარდებული სიმაღლესთან, ტოლია  $\lambda = 2\pi R/2R = \pi$ , ე.ი. ტალღის სიმაღლე 3.14-ჯერ ნაკლებია სიგრძეზე.

ქარის სიჩქარის შემცირებასთან ერთად ტბებში ღელვა იწყებს დაცხრომას და ტალღები ლივლივა ტალღის ფორმას იღებს, რომელიც ქარის შეწყვეტის შემდეგ თანდათანობით ქრება და ტბის ზედაპირიც წყნარდება.

ტბის სიღრმეში ტალღის დაცხრომა სხვანაირად ხდება. ქარის მოქმედების შედეგად წყლის ზედაპირული ნაწილაკების მოძრაობა სიღრმეში გადაეცემა და ღელვა სიღრმეში ვრცელდება. წყლის ყველა ნაწილაკი ღელვის დროს, ზედაპირიდან დაწყებული, წყლის რომელიმე სიღრმემდე მოძრაობს ვერტიკალური წრეებით ერთი და იმავე მიმართულებით. მათი ორბიტები და ტალღის სიმაღლე სიღრმისაკენ მცირდება, ხოლო ტალღის სიგრძე და პერიოდი იგივე რჩება, რაც ზედაპირული ტალღების დროს იყო. ტალღების თხემი და ფსკერი წყლის სხვადასხვა სიღრმის ფენაშია ზედაპირული ტალღების ქვევით, ხოლო ტალღების ციცაბობა სიღრმეში თანდათანობით მცირდება.

ტროქოიდული თეორიის თანახმად, სიღრმეში ტალღის სიმაღლე 500-ჯერ ნაკლები იქნება ტალღის სიგრძეზე. პრაქტიკულად შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ ტალღის სიგრძის სიღრმეზე ღელვა უკვე წყდება. რამდენადაც მცირეა ტალღის სიგრძე, იმდენად ახლოს იქნება ღელვის შეწყვეტის საზღვარი სიღრმეში წყლის ზედაპირიდან.

ტალღების დეფორმაცია ნაპირებთან და მცირეწყლიან ადგილებში ხდება მათი სიჩქარის შემცირებით, რომელიც გამოწვეულია ფსკერზე წყლის ხახუნის გაზრდით. ამ დროს ტალღები ნაპირის პარალელურად ბრუნდება. ნაწილაკების ორბიტული გზების ქვემო ნაწილებში მოძრაობისათვის შექმნილი წინააღმდეგობის გამო წარმოიქმნება სხვაობა ორბიტის ზედა და ქვედა ნაწილების სიჩქარეებს შორის; ეს სხვაობა მით უფრო დიდი იქნება, რამდენადაც მცირეა სიღრმეები. ტალღის ქვედა ნაწილის ფსკერთან ხახუნით შეკავების გამო, ტალღის ზედა ნაწილი იზრდება, წვეტიანი ხდება და წარმოიშობა თხემი, რომელიც თანდათანობით იზრდება, ბოლოს გადაყირავდება და ქაფად იქცევა. ამ მოვლენას ზვირთცემას უწოდებენ. ტალღის პერიოდი ზვირთცემის დროს უცვლელი რჩება.

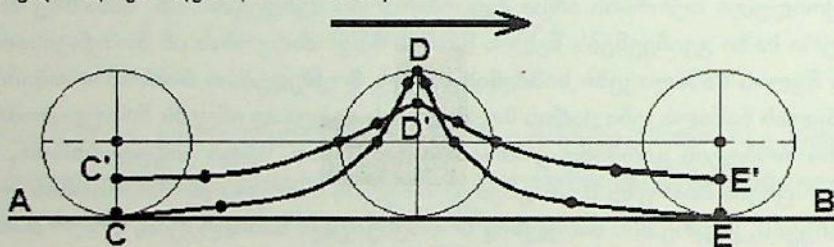
ტალღა ვერტიკალურ ან  $45^\circ$ -ით დახრილ სანაპირო ზოლში ახდენს დარტყმასა და ტალღის არეკვლას. მცირედ დახრილ სანაპიროებთან კი ტალღის არეკვლა ნაწილობრივ ხდება. ტალღის დარტყმის ძალა ( $P$ ) ვერტიკალური კედლის ერთეულ ზედაპირზე განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$P = 1.7\gamma \frac{V^2}{2g} \quad (7.26)$$

სადაც  $V$  ნაწილაკის ორბიტული სიჩქარეა, რომელიც განისაზღვრება ფორმულით:

7.6 ნახაზზე წყლის რომელიმე ნაწილაკი აღვნიშნოთ ციფრით 1, რომელიც მოძრაობის საწყის მომენტში იმყოფება თავისი ორბიტის უკიდურეს ქვედა წერტილში. მოძრაობის დაწყების დროს მის მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკი მას  $j$  კუთხით ჩამორჩება და დაიჭერს მეორე მდგომარეობას. შემდეგ უფრო მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკი ჩამორჩება მის მეზობელ მეორე ნაწილაკს  $j$  კუთხით და დაიკავებს მესამე მდგომარეობას. ამგვარად, შეიძლება განვსაზღვროთ 4, 5, 6, 7 და ა.შ. ნაწილაკების მდგომარეობა. თუ შევაერთებთ 1, 2, 3, 4, 5, 6 და ა.შ. წერტილებს მრუდი ხაზით, მივიღებთ ტალღის პროფილს. რომელიმე დროის მონაკვეთის შემდეგ პირველი ნაწილაკი გადაინაცვლებს 1' ადგილზე. დანარჩენი ყველა ნაწილაკი გადაინაცვლებს პირველი ნაწილაკის თანაბრად თავის ორბიტაზე და დაიკავებს 1', 2', 3', 4', 5', 6' და ა.შ. მდგომარეობებს. თუ ამ წერტილებს შევაერთებთ, დავინახავთ, რომ ტალღამ გადაინაცვლა მარჯვნივ, სადაც ტალღის ყველა წერტილი, რომელიც მოთავსებულია ქარის მიმართულებისაკენ, დაეშვება დაბლა, ხოლო ქარის მიმართულების მოპირდაპირე მხარეზე აიწევა ზევით. მრუდს, რომელიც გამოსახავს ტალღის ფორმას, ტროქოიდს უწოდებენ.

თუ ორბიტის წრის რადიუსი ( $R$ ) მოძრაობს  $AB$  ჰორიზონტალურ ხაზზე, მაშინ ამ წრის სასურველი წერტილი შემოხაზავს ( $C$ ) მრუდს (ნახ. 7.7), რომელსაც ციკლოიდი ეწოდება ( $CDE$  ხაზი).



ნახ. 7.7. ტროქოიდის აგება

ციკლოიდური ტალღის სიგრძე  $\lambda = 2\pi R$ , ხოლო სიმაღლე  $h = 2R$ . ასეთი ტალღის ციკაბობა  $2/\pi$ -ის ტოლია. ტროქოიდული ტალღის სიგრძე, როგორც ციკლოიდური ტალღის სიგრძე  $2\pi R$ -ს უდრის, სიმაღლე  $2r$ -ს, ციკაბობა კი  $2r/2\pi R$ -ს. მაშასადამე, ტროქოიდული ტალღის ციკაბობა ყოველთვის ნაკლები იქნება ციკლოიდური ტალღის ციკაბობაზე.

ტროქოიდული ტალღის პერიოდი  $t$  ტოლია  $2\pi R/\omega$ , სადაც  $\omega$  კუთრი სიჩქარეა. ეს თანაფარდობა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ, რომ ტალღის სიგრძე არ შეიძლება ტალღის სიმაღლეზე სამჯერ მეტი იყოს. სინამდვილეში ყველა-

ზე მაღალი ტალღის სიგრძე, შეფარებული სიმაღლესთან, ტოლია  $\lambda = 2\pi R/2R = \pi$ , ე.ი. ტალღის სიმაღლე 3.14-ჯერ ნაკლებია სიგრძეზე.

ქარის სიჩქარის შემცირებასთან ერთად ტბებში ღელვა იწყებს დაცხრომას და ტალღები ლივლივა ტალღის ფორმას იღებს, რომელიც ქარის შეწყვეტის შემდეგ თანდათანობით ქრება და ტბის ზედაპირიც წყნარდება.

ტბის სიღრმეში ტალღის დაცხრომა სხვანაირად ხდება. ქარის მოქმედების შედეგად წყლის ზედაპირული ნაწილაკების მოძრაობა სიღრმეში გადაეცემა და ღელვა სიღრმეში ვრცელდება. წყლის ყველა ნაწილაკი ღელვის დროს, ზედაპირიდან დაწყებული, წყლის რომელიმე სიღრმემდე მოძრაობს ვერტიკალური წრეებით ერთი და იმავე მიმართულებით. მათი ორბიტები და ტალღის სიმაღლე სიღრმისაკენ მცირდება, ხოლო ტალღის სიგრძე და პერიოდი იგივე რჩება, რაც ზედაპირული ტალღების დროს იყო. ტალღების თხემი და ფსკერი წყლის სხვადასხვა სიღრმის ფენაშია ზედაპირული ტალღების ქვევით, ხოლო ტალღების ციცაბობა სიღრმეში თანდათანობით მცირდება.

ტროქოიდული თეორიის თანახმად, სიღრმეში ტალღის სიმაღლე 500-ჯერ ნაკლები იქნება ტალღის სიგრძეზე. პრაქტიკულად შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ ტალღის სიგრძის სიღრმეზე ღელვა უკვე წყდება. რამდენადაც მცირეა ტალღის სიგრძე, იმდენად ახლოს იქნება ღელვის შეწყვეტის საზღვარი სიღრმეში წყლის ზედაპირიდან.

ტალღების დეფორმაცია ნაპირებთან და მცირეწყლიან ადგილებში ხდება მათი სიჩქარის შემცირებით, რომელიც გამოწვეულია ფსკერზე წყლის ხახუნის გაზრდით. ამ დროს ტალღები ნაპირის პარალელურად ბრუნდება. ნაწილაკების ორბიტული გზების ქვემო ნაწილებში მოძრაობისათვის შექმნილი წინააღმდეგობის გამო წარმოიქმნება სხვაობა ორბიტის ზედა და ქვედა ნაწილების სიჩქარეებს შორის; ეს სხვაობა მით უფრო დიდი იქნება, რამდენადაც მცირეა სიღრმეები. ტალღის ქვედა ნაწილის ფსკერთან ხახუნით შეკავების გამო, ტალღის ზედა ნაწილი იზრდება, წვეტიანი ხდება და წარმოიშობა თხემი, რომელიც თანდათანობით იხრება, ბოლოს გადაყირავდება და ქაფად იქცევა. ამ მოვლენას ზვირთცემას უწოდებენ. ტალღის პერიოდი ზვირთცემის დროს უცვლელი რჩება.

ტალღა ვერტიკალურ ან 45°-ით დახრილ სანაპირო ზოლში ახდენს დარტყმასა და ტალღის არეკვლას. მცირედ დახრილ სანაპიროებთან კი ტალღის არეკვლა ნაწილობრივ ხდება. ტალღის დარტყმის ძალა ( $P$ ) ვერტიკალური კედლის ერთეულ ზედაპირზე განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$P = 1.7\gamma \frac{V^2}{2g} \quad (7.26)$$

სადაც  $V$  ნაწილაკის ორბიტული სიჩქარეა, რომელიც განისაზღვრება ფორმულით:

$$v = \frac{h}{2} \sqrt{2\pi \frac{g}{L} \cdot cth \cdot 2\pi \frac{H}{L}} \quad (7.27)$$

$\gamma$  არის წყლის ხვედრითი წონა,  $g$  კი სიმძიმის ძალის აჩქარება.

დამსხვრეული ტალღის დარტყმის ძალა გამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$P = 1.7\gamma \frac{(0.75c + v)^2}{2g} \quad (7.28)$$

სადაც  $c$  ტალღის სიჩქარეა.

(7.26), (7.27) და (7.28) განტოლებებიდან ჩანს, რომ დამსხვრეული ტალღის წნევა ნაპირზე უფრო მეტია, ვიდრე დაუმსხვრეველი ტალღის.

ნაპირის  $45^\circ$ -ზე ნაკლები დახრილობის დროს ტალღა მიგორავს დახრილ ზედაპირზე, მაგრამ, თუ სიღრმე მცირეა, მაშინ ძლიერ ეჯახება კედელს და იმსხვრევა.

მიგორავი ტალღის წნევა დახრილი ნაპირის ერთეულ ფართობზე გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$P = 1.7\gamma \frac{v^2}{2g} \cos \varphi \quad (7.29)$$

სადაც  $\varphi$  არის კუთხე შემხებასა და ტალღის პროფილს შორის ტალღის დარტყმის ადგილზე.

## 7.10. დინებები ტბებში

**ტბის წყლის მოდენა-მიდენის დონეთა რყევადობა.** წყლის ზედაპირზე ქარის მოქმედება იწვევს ქარულ დინებას და წყლის რყევით მოძრაობას ქარული ტალღების სახით. ყველა ამ მოვლენას ხშირად მოჰყვება არაპერიოდულ დონეთა რყევა (დონეების აწევა და დაწევა) ტბების სანაპიროებსა და მდინარეთა შესართავებში. დონეთა ასეთ მომატებას წყლის მოდენას უწოდებენ, ხოლო დონეთა დაცემას – წყლის მიდენას. ქარი, რომელიც წყლის ზედაპირზე ქრის, იტაცებს წყლის ნაწილაკებს და ერეკება მათ თავისი მოძრაობის მიმართულებით. ამ მიმართულებით წყლის დონეების აწევას აქვს ადგილი, ხოლო მოპირდაპირე ნაპირთან კი, პირიქით, წყლის დონეთა დაკლებას ექნება ადგილი. მაშასადამე, წყლის დონეთა მოდენის დროს ნაპირთან დონეები მატულობს, წყლის მიდენის დროს კი კლებულობს.

მცირე ფართობის მქონე ტბებში წყლის მოდენა-მიდენით დონეთა რყევადობა უმნიშვნელოა. დიდ ტბებში, როგორცაა არალის, კასპიის, ბაიკალის, ონეგის და სხვა, რომელთა წყლის სარკის ფართობები ქარების მოქმედებისათვის დიდია,

წყლის მოდენა-მიდენის რყევადობა რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრს აღწევს, ზოგჯერ ერთ მეტრზე მეტიცაა.

**დინებები.** ტბებში უმთავრესად გავრცელებულია: მდინარეული, ქარული და კომპლექსური დინებები.

მდინარეული დინებები ტბებში გამოწვეულია ტბაში მდინარის შეერთებით და ტბიდან მდინარის გასვლით. ასეთ დინებებს, ძირითადად, ვხვდებით გამდინარე ტბებში. ასეთი დინებების ინტენსივობა განისაზღვრება ტბის მოცულობისა და შემდინარე და გამომდინარე წყლის ხარჯის თანაფარდობით. თუ გამდინარე ტბის წყლის მოცულობა მცირეა მასში შემდინარე წყლის მოცულობასთან შედარებით, მაშინ ტბაში წარმოიქმნება დინება მდინარის ანალოგიურად, მხოლოდ შემცირებული სიჩქარეებით. ასეთი გამდინარე ტბები შეიძლება მდინარეების გაგანიერებულ კალაპოტებში შეგვხვდეს.

თუ წყლის მოცულობა ტბაში მეტია გარედან შემოსულ და ტბიდან გასულ წყლის მოცულობაზე, მაშინ მდინარეული დინება ტბაში უმნიშვნელო იქნება და დინებას ადგილი ექნება მხოლოდ მდინარის შესართავთან ან მდინარის გასავლის ადგილის მახლობლად.

ტბებში ქარებით გამოწვეული დინებები (დრეიფები) არამდგრადობით ხასიათდება. დინების სიჩქარესა და მიმართულებაზე დიდ გავლენას ახდენს ტბის ქვაბულის ფორმა და სიდიდე, ნაპირების კონფიგურაცია, მცირეწყლიანობა და კუნძულები.

ქარის მიერ გამოწვეული დინებები ტბებში მჭიდროდ არის დაკავშირებული ქარების რეჟიმთან, მათ სიჩქარეებთან, მიმართულებასა და ხანგრძლივობასთან. ზედაპირული დინებები შეიძლება წარმოიქმნას ქარის უმნიშვნელო სიჩქარეების დროსაც. ქარის მიერ გამოწვეული დინებები ვრცელდება დიდ სიღრმეზე და, ზოგიერთ შემთხვევაში, ფსკერამდეც კი აღწევს. სანაპიროების მახლობლად დინებები იწვევს წყლის დონის აწევას და დაწევას, რაც დამოკიდებულია ქარის მიმართულებაზე სანაპიროს მიმართ. ამ შემთხვევაში წარმოიქმნება ტბის წყლის ზედაპირის დახრილობა, რაც იწვევს ტბის ზოგიერთ ნაწილში ჰიდროსტატიკური წნევის გრადიენტის ცვლას, ამის გამო წარმოიქმნება სიღრმითი კომპლექსური დინება, რომელიც ხელს უწყობს ტბაში წყლის წონასწორობის შენარჩუნებას. ამასთან, ზედაპირული ქარული დინების სიჩქარე მცირდება. დიდ ტბებში, ნაპირების სწორხაზოვან უბნებზე, კომპლექსური დინება მიემართება სანაპიროს გასწვრივ. პატარა ტბებში კი იგი ქარის მიმართულების სანინაალმდეგოდ მიემართება.

## 7.11. ტბების სითბური ბალანსი

ტბებში წყალი ყოველთვის შეიცავს სითბოს გარკვეულ რაოდენობას, რომლის სიდიდეც სითბოს ბალანსის შემადგენელთა თანაფარდობაზეა დამოკიდებული.

ბული. ტბებში სითბოს როგორც შემოსავალი, ისე გასავალი პირველ რიგში ტბის ზედაპირიდან წარმოებს. წყლის მასაში სითბოს განაწილება დაკავშირებულია წყლის მოძრაობასთან, რომელზედაც, თავის მხრივ, არსებით გავლენას ახდენს ქვაბულის აგებულება. ტბების თერმულ მდგომარეობას განაპირობებს, ერთი მხრივ, მათი გეოგრაფიული მდგომარეობა და მასთან დაკავშირებული კლიმატური პირობები, მეორე მხრივ, წყლის მასების დინამიკური პროცესები, რომელთაც განაპირობებს მეტეოროლოგიური ფაქტორები, მდინარეული ჩამონადენი, ასევე, ქვაბულის ფორმა და სიდიდე.

ტბებში სითბოს შემოსავლის ძირითად წყაროს მზის რადიაცია წარმოადგენს. დანარჩენი სითბოს წყაროები, როგორიცაა ბიოქიმიური პროცესების დროს გამოყოფილი სითბო, ქვაბულის ფსკერიდან მიღებული სითბო, ტბის სანაპიროებიდან არეკლილი სითბო და ა.შ., ძალზე უმნიშვნელოა და ტბის წყლის გათბობის გაანგარიშების დროს შეიძლება უგულებელყოფილ იქნეს.

ტბებში სითბოს დაგროვება და დახარჯვა დროის რომელიმე  $T$  პერიოდისათვის შეიძლება გამოისახოს სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსის განტოლებით:

$$Q_{\text{გა}} + Q_{\text{მზ.}} - Q_{\text{წყარ.}} - Q_{\text{აორ.}} \pm Q_{\text{ტურ.}} \pm Q_{\text{ფს.}} + Q_{\text{მდ.შ.}} - Q_{\text{მდ.გ.}} + Q_{\text{კონ.}} + Q_{\text{წვ.}} + Q_{\text{კონ.}} \pm Q_{\text{ბლ.}} + Q_{\text{მკ.}} = \Delta Q \quad (7.30)$$

სადაც  $Q_{\text{გა}}$  არის წყლის მიერ შთანთქმული ჯამური რადიაცია;  $Q_{\text{მზ.}}$  - წყლის მიერ ატმოსფეროდან მიღებული სითბო;  $Q_{\text{წყარ.}}$  - წყლის ზედაპირიდან არეკლილი სითბო;  $Q_{\text{აორ.}}$  - აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა;  $\pm Q_{\text{ტურ.}}$  - ტურბულენტური სითბოსცვლა ატმოსფეროსთან;  $\pm Q_{\text{ფს.}}$  - სითბოსცვლა ფსკერთან;  $Q_{\text{მდ.შ.}}$  - შემდინარე წყლებით შემოტანილი სითბო;  $Q_{\text{მდ.გ.}}$  - გამდინარე წყლებით გატანილი სითბო;  $Q_{\text{კონ.}}$  - წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი სითბო;  $Q_{\text{წვ.}}$  - წვიმის წყლიდან შემოსული ან სითბოს დანაკარგი მოსული თოვლის დნობაზე;  $Q_{\text{კონ.}}$  - ყინულწარმოქმნის დროს გამოყოფილი, ანუ დნობაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა;  $Q_{\text{ბლ.}}$  - ბიოლოგიური და ბიოქიმიური პროცესების დროს გამოყოფილი ან დახარჯული სითბო;  $Q_{\text{მკ.}}$  - სითბოს შემოსავალი მექანიკური ენერჯის სითბურ ენერჯიაში გადასვლის დროს;  $\Delta Q$  - ტბებში სითბოს მარაგის ცვალებადობა გამოკვლევის დროს.

შეგახსენებთ, რომ მზის ჯამური რადიაცია, ( $Q_{\text{გა}}$ ), გამოისახება შემდეგი ფორმულით:

$$Q_{\text{გა}} = (Q + q)(1 - r) \quad (7.31)$$

სადაც  $Q$  და  $q$  მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაციაა;  $r$  – ტბის წყლის ზედაპირიდან ალბედო. მდინარეული ჩამონადენით შემოტანილი და გატანილი სითბოს რაოდენობა იანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$W_T = C_p \rho T Q \quad (7.32)$$

სადაც  $W_T$  სითბური ჩამონადენია (ჯოული), დროის  $\Delta t$  პერიოდისათვის;  $C_p$  – წყლის კუთრისითბოტევადობა,  $\rho$  – წყლის სიმკვრივე;  $T$  – წყლის საშუალო ტემპერატურა;  $Q$  – წყლის ჩამონადენი ( $m^3$ ) დროის იმავე პერიოდში.

ტბებში სითბოს მარაგის ცვალებადობა იანგარიშება ფორმულით:

$$\Delta Q = C_p \rho V \Delta T \quad (7.33)$$

სადაც  $V$  ტბის წყლის მოცულობაა;  $\Delta T$  – წყლის ტემპერატურის ცვალებადობა. თუ სითბური ბალანსის განტოლების შემოსავლები მეტია გასავალზე, მაშინ  $\Delta Q > 0$ , ე.ი. ტბაში წყალი თბება ( $\Delta T > 0$ ). საწინააღმდეგო შემთხვევაში  $\Delta Q < 0$ , წყალი ტბაში ცივდება ( $\Delta T < 0$ ).

სითბური ბალანსის განტოლების ყველა წევრი გამოსახულ უნდა იქნეს სითბოს ერთნაირ ერთეულებში: სითბოს რაოდენობით (კალ, კ/კალ, ტ/კალ, ჯოული) ან სითბოს დინებით, რომელიც მიეკუთვნება ფართობის ერთეულს (კალ/სმ<sup>2</sup> დღე-ღამეში, კალ/სმ<sup>2</sup> წელიწადში, ჯ/მ<sup>2</sup> და ა.შ.).

## 7.12. ტბების გათბობა და გაცივება

ტბების სიღრმეებში მზის რადიაციის ჩაღწევას და მის გავრცელებას განაპირობებს ტბის წყლის თერმული თვისებები და ტბაში წყლის მოძრაობა.

ტბების წყლის გათბობა და გაცივება მთელ სისქეში ერთსა და იმავე დროს არ ხდება. ყველაზე მეტი სითბო ცვალებადობით ხასიათდება წყლის ზედაპირული ფენები, საიდანაც სითბო სიღრმეში კონვექციით, დინებით, ლელვით და წყლის სხვა დინამიკური მოქმედებით ვრცელდება.

კონვექცია არის წყლის სხვადასხვა სიმკვრივის ნაწილაკების ვერტიკალური გადანაცვლება. მას იწვევს წყლის სხვადასხვა სიმკვრივეს შორის სხვაობა. კონვექციით შეიძლება გათბეს ტბის წყლის ღრმა ფენები, მაშინ, როდესაც წყლის ტემპერატურა 4°-ზე დაბალია. მაგალითად, თუ ტბის წყლის ტემპერატურა 3°-ს უდრის და წყლის ზედაპირი 4°-მდე გათბა, მაშინ 4°-ით გამთბარი წყლის ფენა, როგორც უფრო მკვრივი, სიღრმეში ჩავა, ხოლო ქვევიდან კი უფრო ცივი და ნაკლებად მკვრივი წყალი ამოვა. კონვექცია გრძელდება მანამ, სანამ ტბის წყლის მთელი მასა 4°-მდე არ გათბება. წყლის ზედაპირის შემდეგი გათბობისას სიღრმეში სითბო ტურბულენტური აღრევის საშუალებით გავრცელდება.

ტბებში წყლის აღრევა სხვადასხვა სიღრმეზე დამოკიდებულია ქარის სიმძლავრესა და ტბის ქვაბულის მორფოლოგიაზე. ქარით გამოწვეული ლეღვითა და დინებებით წყლის აღრევა, განსაკუთრებით თხელწყლიან ტბებში, შეიძლება მთელ სიღრმეში გავრცელდეს.

წყლის ზედაპირიდან სითბოს გადაცემისა და მისი სიღრმეში განაწილების მიხედვით, ტბებში შეიძლება თერმული რეჟიმის სხვადასხვა ტიპები განვასხვაოთ.

გაზაფხულზე ტბებში თერმული რეჟიმი ცინულებისაგან გათავისუფლებამდე იწყება. ზამთარში ცინულსაფარის თოვლით დაფარვის მომენტიდან სითბოცვლა წყლის მასასა და ატმოსფეროს შორის პრაქტიკულად წყდება, რადგან თოვლის სითბოგამტარობა ცინულის სითბოგამტარობაზე ნაკლებია. გაზაფხულზე თოვლის გადნობის შემდეგ, მზის რადიაცია ცინულიდან წყალში იჭრება. მზის რადიაციის ცინულში ჩაჭრის ინტენსივობა დამოკიდებულია ცინულის ზედაპირზე მოხვედრილი რადიაციის რაოდენობაზე, ცინულის სისქეზე. ცინულისა და ცინულზე დადებული თოვლის სტრუქტურაზე. რადიაციის ჩაჭრა ცინულიდან წყალში მაქსიმუმს აღწევს, როდესაც ცინულის ზედაპირი თოვლისაგან მთლიანად თავისუფალია.

ტბაში ცინულსაფარის ქვეშ ქარისაგან წყლის ფენების აღრევა არ ხდება, ამიტომ ცინულიდან ჩასული სითბოთი კონვექციის საშუალებით წყლის ზედაპირის თხელი ფენა თბება და დიდ სიღრმეში არ იჭრება. ამ დროს სითბოს ნაწილი ცინულის დნობაზე იხარჯება, ხოლო მცირე ნაწილი თანდათანობით წყლის მცირე სიღრმეში იჭრება.

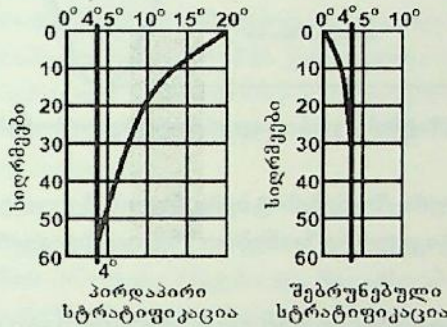
გვიან შემოდგომაზე ტბებში შედარებით მაღალ ტემპერატურიანი ( $4^{\circ}$ ) წყალი, როგორც უფრო მკვრივი, ღრმა ფენებშია, ხოლო ზედაპირზე უფრო ცივი ( $0^{\circ}$ ) წყალია მოქცეული. ტბებში წყლის ტემპერატურების ასეთ განაწილებას შებრუნებული სტრატეფიკაცია ეწოდება, რომელსაც ადგილი აქვს ცინულის ქვეშ თითქმის მთელი ზამთრის განმავლობაში (ნახ. 7.8).

გაზაფხულზე, ტბის ზედაპირის ცინულებიდან გათავისუფლების შემდეგ, იზრდება მზის რადიაციის გავლენა და წყლის ტემპერატურა  $4^{\circ}$ -ს უახლოვდება. წყლის ტემპერატურასთან ერთად მისი სიმკვრივეც იზრდება, წარმოიქმნება თავისუფალი კონვექცია, რომლის საშუალებითაც ტემპერატურები პირველად წყლის ზედაპირთან გათანაბრდება, შემდეგ კი მთელ სიღრმეში. წყლის ტემპერატურათა გათანაბრებას ხელს უწყობს ქარებით გამოწვეული წყლის არეგ-დარევა.

კონვექციისა და ქარების მოქმედების შედეგად წყლის ტემპერატურები ტბის მთელ სისქეში ერთნაირი ხდება. წყალსატევების მთელ სიღრმეში წყლის ტემპერატურათა ერთნაირ განაწილებას ჰომოთერმია ეწოდება. ჰომოთერმია ჩვეულებრივად  $4^{\circ}$ -ის დროს დგება, მაგრამ შეიძლება უფრო მაღალი ტემპერატურების დროსაც გაგრძელდეს.

გაზაფხულის პერიოდის შემდეგ წყლის ზედაპირი თანდათან თბება. ტემპერატურული სხვაობა წყლის ზედაპირსა და სიღრმეს შორის იზრდება. წყლის სიმკვრივე და ტემპერატურის გრადიენტი დიდდება. წყლის სიმკვრივისა და ტემპერატურის შემცირება ზედაპირიდან სიღრმისაკენ იწვევს პირდაპირი ტემპერატურების კონვექციის წარმოშობას, რომელიც ხასიათდება წყლის ტემპერატურათა გადაცემით სიღრმისაკენ. წყლის ტემპერატურათა კონვექციის საშუალებით გადაცემას ზედაპირიდან სიღრმისაკენ პირდაპირი სტრადიფიკაცია ეწოდება.

შებრუნებული სტრადიფიკაცია მდგრადია ზამთარში, პირდაპირი კი ზაფხულში. შებრუნებული სტრადიფიკაცია იწყება გვიან შემოდგომაზე, პირდაპირი კი გვიან გაზაფხულზე.

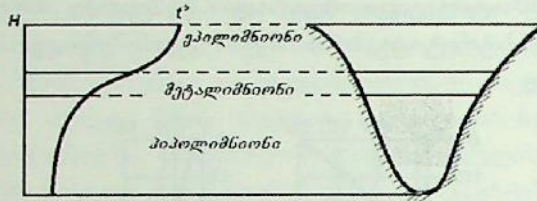


ნახ. 7.8. პირდაპირი და შებრუნებული სტრადიფიკაცია

სტრადიფიკაციის მსვლელობაში გარკვეული სირთულე შეაქვს დღელამური სითბოცვლის მსვლელობას. გაზაფხულის დასაწყისიდან, პირდაპირი სტრადიფიკაციების დაწყებისთანავე, დღის განმავლობაში წყლის ზედაპირი უფრო თბება, ხოლო ღამით ცივდება. ამ პროცესის შედეგად წყლის ზედაპირის მახლობელ რომელიმე ფენაში წყლის ტემპერატურა გათანაბრდება. ამ ფენის ქვედა საზღვრიდან ტემპერატურა ეცემა, რის გამოც ამ ფენას „ნახტომის“ ფენა ეწოდება. იგი გაზაფხულის დასაწყისში წარმოიშობა.

ზაფხულში წყლის ზედაპირული ფენების გათბობა გრძელდება, ტემპერატურის სხვაობა წყლის ზედა და ქვედა ფენებს შორის იზრდება. ზედაპირული გამთბარი ფენებიდან სიღრმეში ტემპერატურა პირდაპირი სტრადიფიკაციით გადაეცემა, ხოლო უფრო ღრმა ფენებში წყლის გათბობა, ძირითადად ვრცელდება ქარის მოქმედებით, რაც იწვევს გამთბარი წყლის გადანაცვლებას. თუმცა, ამ პერიოდში, ღრმა ფენების მდგომარეობასთან დაკავშირებით, წყლის ქარისმიერი აღრევა სიღრმეში ძალიან შეზღუდულია. კონვექცია დიდ სიღრმეში თითქმის წყდება და, თუ ღამით გაცივების დროს წარმოიშობა მხოლოდ წყლის ზედაპირულ ძალიან თხელ ფენებში, გათბობის შედეგად ზედაპირულ ფენაში ერთგვაროვანი ტემპერატურა დამყარდება. ქვედა ღრმა ფენებში შენარჩუნებული იქნე-

ბა „გაზაფხულის“ ცივი წყლის ფენა, სადაც ტემპერატურა მცირე რყევადობით ხასიათდება. თბილსა და ცივი ფენებს შორის წარმოიქმნება გარდამავალი, შედარებით თხელი ფენა, სადაც ტემპერატურა მკვეთრად ეცემა. ამ ფენას, ტემპერატურული ნახტომის ფენა ან მეტალიმნიონი ეწოდება. მეტალიმნიონის ზევით მოთავსებულ ფენას ეპილიმნიონი ეწოდება, ხოლო მეტალიმნიონის ქვევით მოთავსებულ ფენას – ჰიპოლიმნიონი, საიდანაც ტემპერატურა სიღრმისაკენ უმნიშვნელოდ მცირდება (ნახ. 7.9).



ნახ. 7.9. ტბის ვერტიკალური თერმული ზონები

სხვადასხვა კლიმატური ზონების ტბები წყლის ჩვეულებრივი სტრატეფიკაციით და თერმული ვერტიკალური ზონებით სხვადასხვაგვარია.

### 7.13. ტბების თერმული კლასიფიკაცია

თერმული რეჟიმის ხასიათის მიხედვით ფ.ა. ფორელი მსოფლიოს ყველა ტბას სამ ჯგუფად ჰყოფს: 1. თბილი ანუ ტროპიკული; 2. ცივი ანუ პოლარული და 3. შერეული.

თბილი ტბებისათვის ტროპიკულ და სუბტროპიკულ მხარეებში დამახასიათებელია წლის განმავლობაში მაღალი ტემპერატურები, უმნიშვნელო წლიური ამპლიტუდა და პირდაპირი სტრატეფიკაცია. მათ მიეკუთვნება აფრიკისა და სამხრეთ ამერიკის ტბების უმრავლესობა. მუდმივი პირდაპირი სტრატეფიკაცია გვხვდება, აგრეთვე, ზომიერი კლიმატის ზონის დიდ ტბებშიც. რამდენადაც ისინი ზაფხულში აგროვებენ სითბოს დიდ რაოდენობას, რომელიც საკმარისია ზამთარში წყლის მაღალი ტემპერატურების შესანარჩუნებლად. ასეთ ტბებს მიეკუთვნება ჟენევის, ისიკ-ყულის და სხვა. საქართველოში პალიასტომისა და ინკითის ტბები.

ცივი ანუ პოლარული ტბებისათვის დამახასიათებელია დიდი შებრუნებული სტრატეფიკაცია, ხანმოკლე ზაფხულის თერმული რეჟიმი. ცივი პოლარულ ტბებს მიეკუთვნება კანადისა და რუსეთის ჩრდილო ნაწილის ტბები და მყინვარული ტბები მთიან მხარეებში. მათი ტემპერატურა ზაფხულში შეიძლება 4°-ზე ნაკლები იყოს.

შერეული ტიპის ტბებს მიეკუთვნება ჩრდილოეთ ამერიკის, ევროპისა და აზიის ზომიერი კლიმატის ზონის ტბების უმეტესი ნაწილი. მათთვის დამახასიათებელია პირდაპირი და შებრუნებული სტრატოფიკაცია და ჰომოთერმია. ღრმა ტბებში, როგორცაა, მაგალითად, ბაიკალის ტბა, ტემპერატურის რყევადობა რამდენიმე მეტრის სიღრმეზე ვრცელდება.

#### 7.14. ცინულოვანი მოვლენები ტბებში

ცინულოვანი რეჟიმის ტბები იყოფა ოთხ ჯგუფად: ტბები, რომლებსაც არ გააჩნია ცინულოვანი მოვლენები; ტბები არამდგრადი ცინულსაფარით; ტბები მდგრადი ცინულსაფარით და ტბები, რომლებიც მთელი წლის განმავლობაში დაფარულია ცინულით. მესამე ჯგუფის ტბებში გამოიყოფა ცინულოვანი რეჟიმის სამი დამახასიათებელი პერიოდი: შემოდგომის ცინულოვანი მოვლენების (წყლის გაყინვის დაწყება) პერიოდი, მდგრადი ცინულსაფარის პერიოდი და გაზაფხულის ცინულოვანი მოვლენების პერიოდი.

ცინულწარმოქმნის პროცესები ტბებში მიმდინარეობს როგორც მის ზედაპირზე, ასევე მის სიღრმეში და ფსკერზე. ერთი და იგივე კლიმატური რაიონის ტბებზე ცინულწარმოქმნის პროცესი იწყება და მთავრდება არაერთდროულად. ძირითად მოქმედ ფაქტორებს ამ თვალსაზრისით წარმოადგენს: წყლის ზედაპირიდან სითბოგაცემის ინტენსივობა; ქარის ზემოქმედება და ტბაში სითბოს მარაგი. ამათ გარდა, დიდ როლს ასრულებს ტბის ზომები და ქვაბულის მორფოლოგია. ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურების დადგომის მომენტიდან ტბის გაყინვამდე წყლის მიერ სითბოს გაცემის ჯამური ნაკადი განისაზღვრება სითბური ბალანსის განტოლების საშუალებით.

ტბების გაყინვის ტემპერატურა წყლის მინერალიზაციის გამო ყოველთვის რამდენადმე ნაკლებია  $0^{\circ}$ -ზე. ტბის სიღრმით ფენებში წყლის გაყინვის ტემპერატურა დაბლა იწევს წნევის გაზრდის შედეგად  $0.0075^{\circ}$ -ით ყოველ ერთ ატმოსფეროზე. მაშასადამე, წყლის გაცივება რომელიც  $t_1$  ტემპერატურიდან  $t_2$  ტემპერატურამდე დამოკიდებულია ტბის სიღრმეზე და სითბოგაცემის ინტენსივობაზე:

$$H_{\text{საშ.}}(t_2 - t_1) = -\sigma\tau \quad (7.34)$$

სადაც  $H_{\text{საშ.}}$  არის ტბის საშუალო სიღრმე;  $\sigma$  - წყლის სითბოგაცემა;  $\tau$  - წყლის გაცივების პერიოდის ხანგრძლივობა.

ქარი ხელს უწყობს წყლის მასების ერთმანეთში არევას და გადაცივებული წყლის სიღრმეში გადატანას, ამავე დროს ეწინააღმდეგება ტბის ზედაპირზე ცინულის საფარის წარმოქმნას. ტბებში წყალშია ცინული წარმოიქმნება მხოლოდ იმ სიღრმემდე, რომელზედაც აღწევს მასების ერთმანეთში არევის პროცესი.

როდესაც ტბის მარილიანობა  $24.7\text{‰}$ -ზე მეტია, მაშინ წყალშია ცინულის წარმოქმნის პირობები უფრო ხელსაყრელია, რადგანაც ამ დროს უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა უფრო დაბალია გაყინვის ტემპერატურაზე და ცივი წყალი კონვექციით სიღრმეში ეშვება. თუ გადაცივებული წყალი დაეშვება ფსკერამდე, წარმოიქმნება წყალშია ცინულები. განსაკუთრებით ინტენსიურად წარმოიქმნება წყალშია ცინულები ფსკერზე. სიღრმე, რომელზედაც წარმოიქმნება ფსკერის ცინული, სხვადასხვა ტბებისთვის განსხვავებულია და დამოკიდებულია ადგილობრივ პირობებზე. მაგალითად, ბაიკალის ტბაზე იგი აღმოჩენილია 2 მ სიღრმეზე, ლადოგის ტბაზე 8.5 მ სიღრმეზე.

წყნარ ცინვიან ამინდში ტბის ზედაპირზე წარმოიქმნება ცინულის ქონი, რომელიც წარმოადგენს თხელ ცინულის აფსკს. იგი შედგება ერთმანეთთან შეზრდილი ცინულის კრისტალებისაგან. ცინულის ამ ფორმების ერთმანეთთან შეზრდის შედეგად წარმოიქმნება შედარებით დიდი ცინულის მასები, რომლებსაც წრიული მოყვანილობა აქვს და ლამბაქისებრ ცინულს უწოდებენ. ტბის ნაპირებთან, წარმოიქმნება ცინულის ნაპირები.

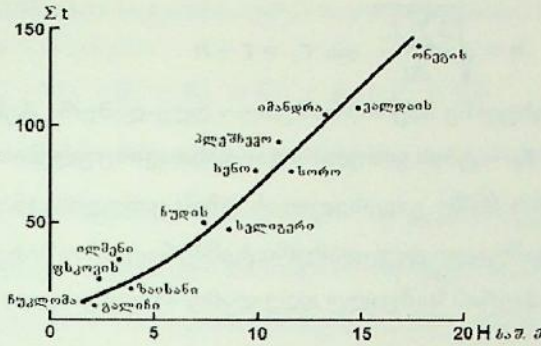
ცინულის საფარის ფორმირება და ცინულდგომის ვადები, დიდად არის დამოკიდებული ტბის სითბოს მარაგზე, წყლის ზედაპირიდან სითბოს გაცემის ინტენსივობაზე, რაც, თავის მხრივ, დაკავშირებულია ქარის ზემოქმედებასთან. ცინულოვანი მოვლენების გაანგარიშებისას, წყლის გაყინვის ტემპერატურა მტკნარი ტბებისათვის შეიძლება  $0^{\circ}$ -ის ტოლად მივიღოთ. მაშინ (7.34) ფორმულის თანახმად, წყლის გაცივების პერიოდი ტოლი იქნება:

$$\tau = \frac{H_{\text{საშ}} t_1}{\sigma} \quad (7.35)$$

ტბებში ცინულდგომის ვადების განსაზღვრა შეიძლება ჩატარდეს ცინულდგომის წინა პერიოდის ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურების ჯამის მიხედვით. ერთი გეოგრაფიული ზონის ფარგლებში, ტბის წყლის გაყინვისათვის საჭირო ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურების ჯამის კავშირი ტბის სიღრმესთან მოცემულია ნახ. 7.10-ზე.

მცირე ტბებზე პირველი ცინულის წარმოქმნიდან ცინულდგომამდე შეიძლება გაიაროს 5-20 დღემ. დიდ ტბებზე კი ამისათვის საჭიროა 45 დღე და ზოგჯერ მეტიც. სამხრეთ რაიონის ტბებზე მთლიანი ცინულის საფარი იშვიათად წარმოიქმნება, მაგალითად, სევანის ტბაზე 100 წელიწადში მხოლოდ 8-ჯერ. ერთსა და იმავე გეოგრაფიული ზონის ახლოს მდებარე ტბებზე ცინულოვანი მოვლენების ფაზებს შორის კავშირის დადგენა შესაძლებელია მხოლოდ ცალკეულ შემთხვევებში.

სწორი მოხაზულობის მქონე ტბებში მათი გაყინვა მიმდინარეობს თანმიმდევრულად, ნაპირებიდან ცენტრალური ნაწილისაკენ, რთული მოხაზულობის დროს კი ტბის ცალკეული ნაწილების გაყინვა მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან.



ნახ. 7.10. წყლის გასაყინად საჭირო ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურების ჯამის კავშირი ტბის საშუალო სიღრმესთან

ტბებში წარმოქმნილი ყინულის საფარი, ჩვეულებრივ, შეიცავს ყინულის სხვადასხვა ფორმას და ყველაზე მეტად დამახასიათებელია ფენოვანი ყინულის საფარის წარმოქმნა.

ტბებში ყინულის წგრევა და დნობა იწყება ქარის, დონეების რყევის და სითბოს მატების შედეგად. სითბოს მატება იწვევს ყინულის დნობას და მისი სტრუქტურის ცვალებადობას. ყინულის დნობა და მისგან განთავისუფლება დიდი ტბების ცალკეულ ნაწილებში არაერთგვაროვნად მიმდინარეობს და დამოკიდებულია ადგილობრივ პირობებზე. სითბოს ის რაოდენობა, რომელიც იხარჯება თოვლისა და ყინულის საფარის დნობაზე, დაკავშირებულია ყინულის საფარის სიმძლავრესთან და თერმულ თვისებებთან.

რადგანაც თოვლ-ყინულის საფარის სითბოს გაცვლა დამოკიდებულია ატმოსფეროს თერმულ მდგომარეობაზე, ხოლო დნობისათვის საჭირო სითბოს რაოდენობა თოვლ-ყინულის საფარის სიმძლავრეზე, რომელიც, თავის მხრივ, დამოკიდებულია ზამთრის პერიოდის ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურების ჯამზე, შეიძლება დავადგინოთ კავშირი დნობის პერიოდში ჰაერის დადებითი ტემპერატურების ჯამსა და ზამთრის უარყოფითი ტემპერატურების ჯამს შორის:

$$\sum t_+ = f(\sum t_-) \quad (7.36)$$

სადაც  $\sum t_+$  არის დნობისათვის აუცილებელი ჰაერის საშუალო დღე-ღამური დადებითი ტემპერატურების ჯამი,  $\sum t_-$  – ზამთრის ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურების ჯამი.

მოყვანილი დამოკიდებულებებიდან მიიღება ფორმულა, რომლის საშუალებით შესაძლებელია გავიანგარიშოთ ყინულისგან გათავისუფლების ვადები:

$$n = \sqrt{\frac{2 \sum t_{\Sigma}}{\Delta t}} \text{ და } \tau_0 = \tau + n \quad (7.38)$$

სადაც  $\tau$  არის გაზაფხულზე ჰაერის საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურის გადასვლის ვადა  $0^{\circ}$ -ზე;  $\tau_0$  – ტბის ყინულისაგან განთავისუფლების ვადა;  $n$  – დრო, ჰაერის ტემპერატურის  $0^{\circ}$ -ზე გადასვლიდან ტბის ყინულისგან განთავისუფლებამდე;  $\Delta t$  – ჰაერის საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურის მატება;  $\sum t_{\Sigma}$  – ზამთრის განმავლობაში ჰაერის საშუალო დღე-ღამური უარყოფითი ტემპერატურების ჯამი.

### 7.15. ტბების ჰიდროქიმიური მახასიათებლები

ტბების წყლები, მინერალიზაციის მიხედვით, დიდად განსხვავდება ზღვებისა და მდინარეების წყლებისაგან. ტბების დაჯგუფება მინერალიზაციის მიხედვით მოცემულია 7.1. პარაგრაფში. ტბებში წყლის მინერალიზაციას განაპირობებს შემდინარე და მიწისქვეშა წყლების მარილიანობა, ტბებში მიმდინარე ჰიდროლოგიური პროცესები, აუზის გეოლოგიური და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები. ტბების წყლის მინერალიზაციისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს წყლების შემოსავლისა და გასავლის თანაფარდობას (წყლის ბალანსს) და კლიმატურ პირობებს. მაგალითად, თუ ტბაში ნალექებით შემოსული წყლის რაოდენობა სჭარბობს ტბის ზედაპირიდან აორთქლებას, ან მისი ტოლია, მაშინ ტბის წყლის მინერალიზაცია მცირე იქნება. თუ შემოსული წყლის რაოდენობას აორთქლებაზე დახარჯული წყალი სჭარბობს, მაშინ, პირიქით, ტბის მინერალიზაცია მოიმატებს. ტბის გაზრდილი მინერალიზაცია შეიძლება იყოს გეოლოგიური პირობებიც, მაგალითად, გეოლოგიურ წარსულში ისიკ-ყულის ტბას ერთვოდა მდ. ჩუ, ამიტომ წყალი შედარებით მტკნარი იყო, შემდეგ მათ შორის კავშირი შეწყდა, რის გამოც ტბის წყლის მინერალიზაცია გაიზარდა.

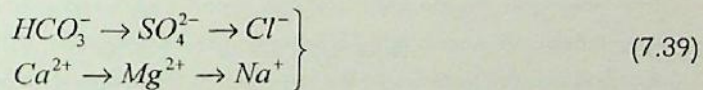
მცირე მინერალიზაციით გამოირჩევა ტენიანი და ჭარბტენიანი ზონის ტბები. ბაიკალის, ონეგისა და ლადოგის ტბების მინერალიზაცია 100 მგ/ლ-ზე ნაკლებია. არასაკმარისი ტენიანობის ზონის ტბების მინერალიზაცია შედარებით მაღალია. მაგალითად, სევანის ტბის მინერალიზაცია  $0.7^{\circ}/\infty$ , ბალხაშის ტბის  $1.2-4.2^{\circ}/\infty$ , ისიკ-ყულის  $5-8^{\circ}/\infty$ , კასპიის ზღვის  $10-12^{\circ}/\infty$ , რომელიც მე-20 საუკუნის 90-იან წლებში  $30^{\circ}/\infty$ -მდე გაიზარდა. ეს აიხსნება კასპიის ზღვაში მტკნარი წყლის შემოსავლებისა და აორთქლების ხარჯზე მისი მოცულობის შემცირებით. დიდი მინერალიზაციით გამოირჩევა მშრალი კლიმატის ზონის ტბები, მაგალითად, ელტონისა და ბასკუნჩაკის ტბების მინერალიზაცია შეადგენს  $200-300^{\circ}/\infty$ . ანალოგიური მინერალიზაცია აქვს მკვდარი ზღვის წყალს.

**ტბების მარილიანობის ბალანსი.** ტბების მარილიანობის ბალანსის განტოლება შემდეგი სახით ჩაინერება:

$$R_{მღ}^+ + R_{მწ}^+ + R_x = R_{მღ}^- + R_{მწ}^- + R_j + R_{\rho} \pm \Delta R \quad (7.38)$$

სადაც  $R_{მღ}^+$  და  $R_{მწ}^-$  ტბებში მარილების შემოსავალი და გასავალია ზედაპირული წყლებით (მდინარის ჩამონადენით),  $R_{მწ}^+$  და  $R_{მწ}^-$  - იგივე მიწისქვეშა წყლებით,  $R_x$  - ატმოსფერული ნალექებით შემოსული მარილების რაოდენობა,  $R_j$  - ტბის ზედაპირიდან ქარის მიერ გატანილი მარილების რაოდენობა,  $R_{\rho}$  - ტბის ფსკერზე დალექილი მარილების რაოდენობა,  $\pm \Delta R - \Delta t$  დროის ინტერვალში ტბის წყლის მარილიანობის ცვლელადობა. (7.38) განტოლების წევრები გამოისახება მასის ერთეულებში (კგ). ისინი წარმოდგენილია შემოსული (გასული) წყლის მოცულობისა და შესაბამისი მინერალიზაციის ნამრავლის სახით:  $R = 0.001 \cdot MV$ , სადაც წყლის მოცულობა შეიძლება გამოსახული იყოს წყლის ხარჯით:  $V = Q\Delta t$ . მინერალიზაცია გამოისახება მგ/ლ ან გრ/მ<sup>3</sup>, წყლის მოცულობა მ<sup>3</sup>-ში.

**ტბების წყლის ქიმიური შემადგენლობა.** ნაკლებად ტენიანი რაიონების ტბების მინერალიზაცია მეტია ტენიანი რაიონების ტბების მინერალიზაციაზე. ასევე, ხდება ტბების წყლის ქიმიური შემადგენლობის ტრანსფორმაცია: ჰიდროკარბონატული კლასის წყლები გადადის სულფატური და ქლორიდული კლასის წყლებში, კალციუმის ჯგუფის - მაგნიუმის და ნატრიუმის ჯგუფის წყლებში, შემდეგი სქემის მიხედვით:



ტუნდრის ზონის ტბების წყალში სჭარბობს  $HCO_3^-$  და  $Si^+$  იონები, ტყის ზონის ტბებში  $HCO_3^-$  და  $Ca^{2+}$  იონები, ტემპერატურისა და სტეპის ზონის ტბებში  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Na^+$  და  $K^+$  იონები, ხოლო უდაბნოს ზონის ტბებში კი  $Cl^-$  და  $Na^+$ . ამ ტბების წყალი თავისი ქიმიური შემადგენლობით უახლოვდება ოკეანეების წყლის ქიმიურ შემადგენლობას.

მინერალურ ტბებში მარილების შემცველობა ზოგჯერ ძალიან დიდია. წყალს, რომელიც მარილებით არის გაჯერებული, მარილწყალს ანუ რაპას უწოდებენ. ზოგიერთი ტბა ასეთ მარილწყალს მთელი წლის განმავლობაში შეიცავს. მათ მარილწყლიან ტბებს უწოდებენ.

მარილწყლიდან დალექილი მარილები იყოფა ახალნალექად, ძველნალექად და ძირითად მარილებად. ახალი ნალექი მარილი ეწოდება ისეთ მარილს, რომე-

ლიც გამოიყოფა ფხვიერი მარილის სახით ტბის ფსკერზე ან ტალღების მიერ გამოტანილია ნაპირზე ნარიყების მსგავსად. ახალნალექი მარილები ნაწილობრივ ან მთლიანად შეიძლება წყალში ხელახლა გაიხსნას. გაუხსნელი ახალნალექი მარილები მკვრივდება როგორც ლინზები, წარმოიშობა მარილის შრეები და გადავა ძველნალექ მარილებში. შემდეგში დაკრისტალების შედეგად ძველნალექი მარილები ძირითად მარილებში გადავა.

მლაშე ტბების მარილწყალი ქიმიური შემადგენლობით წარმოდგენილია უმთავრესად:  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$  -ის მარილების სახით. ამ მარილების კონცენტრაცია და მათ შორის თანაფარდობა სხვადასხვაგვარია.

მარილწყლის ქიმიური შემადგენლობის მიხედვით ტბები იყოფა სამ ტიპად: 1) ჰიდროკარბონატული და კარბონატული ( $HCO_3^-$  და  $CO_3^{2+}$ ), 2) სულფატური ( $SO_4^{2-}$ ) და 3) ქლორიდული ( $Cl^-$ ). თითოეული ტიპი, კატიონების შედგენილობის მიხედვით, იყოფა კალციუმიან, მაგნიუმიან და ნატრიუმიან ტბებად.

კარბონატული ტბებიდან ყველაზე უფრო გავრცელებულია სოდიანი ტბები. ასეთებია: კულუნდის ტბები, ეგვიპტის ტბები, ვანის ტბა თურქეთში. სოდის დალექვა ( $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ ) წარმოებს ზამთარში წყლის დაბალი ტემპერატურის დროს.

სულფატური ტბები დიდი რაოდენობით შეიცავს გოგირდმჟავა კალციუმისა და კალიუმის მარილებს. სულფატური მარილების დალექვა ყველაზე მეტად მირაბილიტისა ( $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ) და ეპსომიტის ( $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ ) სახით ხდება (ყარა-ბოლაზ-გოლი კასპიის ზღვაში).

ქლორიდული ტბები გამოირჩევა ქლორნატრიუმის მარილების ( $NaCl$ ) დიდი შემცველობით. ამ ტიპის ტბებს მიეკუთვნება ელტონი, ბასკუნჩაკი.

ტბების წყალი, გახსნილი მარილების გარდა, შეიცავს ბიოგენურ ნივთიერებებს (აზოტის  $N$ , ფოსფორის  $P$  და სილიციუმის  $Si$  შენაერთებს, რკინას  $Fe$  და სხვა) და გაზებს. მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ წყალში სიცოცხლის განვითარებისათვის.

ბიოგენური ელემენტებით ღარიბია ის ტბები, რომელთა აუზებში სჭარბობს უნაყოფო ნიადაგები და ქვიშები. ტბებში ორგანოგენული ნაერთების ჯგუფს ქმნის ჰუმუსიანი ნივთიერებები და მცენარეული და ცხოველური ნარჩენები. ორგანული ნივთიერებები თვით ტბებში წარმოიქმნება ცხოველთა და მცენარეთა ცხოველმყოფელობით.

ტბების წყალში გახსნილ გაზებს დიდი მნიშვნელობა აქვთ ტბების ჰიდროქიმიური რეჟიმის შექმნისა და ბიოლოგიური პროცესების განვითარებაში. ტბების წყალში გახსნილი გაზებიდან მნიშვნელოვანია ჟანგბადი, ( $O_2$ ), ნახშირმჟავა გაზი, ( $CO_2$ ), და გოგირდწყალბადი ( $H_2S$ ).

ტბების წყალი ჟანგბადს ( $O_2$ ) ატმოსფეროდან იღებს, აგრეთვე, ბიოლოგიური პროცესების დროს ჟანგბადის ( $O_2$ ) გამოყოფის შედეგად. ჟანგბადი იხარჯება ატ-

მოსფეროში გადაცემაზე, ორგანული ნარჩენებისა და არაორგანული ნაერთების დაჟანგვაზე. იგი იხარჯება, აგრეთვე, ცოცხალი ორგანიზმების სუნთქვაზე. ჟანგბადის მოთხოვნილება სუნთქვასა და სხვა დამჟანგავ პროცესებზე მიმდინარეობს წყლის მთელ მოცულობაში. ფოტოსინთეზის ზონაში ჟანგბადის შემოსავალი მის მოთხოვნილებას აღემატება. ამგვარად, ჟანგბადის დიდი ნაწილი ტბის წყლის ზედა ფენებშია, მცირდება სიღრმის მიხედვით და ფსკერის ახლოს მინიმუმს აღწევს. ჟანგბადის განაწილება სიღრმის მიხედვით დამოკიდებულია წყლის ფენის გადანაცვლებაზე, რასაც წყლის ტემპერატურული ცირკულაცია და ლელვა იწვევს.

ნახშირორჟანგის დაგროვება წყლის მთელ მოცულობაში, განსაკუთრებით ქვედა ფენებში ორგანულ ნივთიერებათა დაჟანგვის და წყლის ორგანიზმების სუნთქვის შედეგია. ზედაპირულ ფენებში  $CO_2$  ნაწილობრივ ატმოსფეროდანაც შემოდის. იგი აქ მხოლოდ განათებულ ზონაში წყლის წყალმცენარეების ფოტოსინთეზით იხარჯება. ამგვარად, ტბაში ნახშირორჟანგის განაწილება ჟანგბადის განაწილების საწინააღმდეგოა. თუ ფოტოსინთეზის ზონიდან ჟანგბადის შემცველობა ფსკერისაკენ მცირდება, ნახშირორჟანგის რაოდენობა ფსკერისაკენ იზრდება.

გოგირდწყალბადი ( $H_2S$ ) ტბის წყალსა და ფსკერზე წარმოიქმნება ცილოვან ნივთიერებათა გახრწნის შედეგად. რადგან მისი პარციალური წნევა ატმოსფეროში თითქმის ნულია, ამიტომ გოგირდწყალბადს, ტბის ზედაპირი ჰაერიდან არ იღებს.

ტბებში გაზების რეჟიმი მჭიდროდ არის დაკავშირებული ტბის წყლის თერმულ რეჟიმთან და ბიოლოგიურ პროცესებთან. გახსნილი გაზების საერთო რაოდენობა სეზონებსა და სიღრმეთა მიხედვით სხვადასხვა ტიპის ტბებში სხვადასხვანაირია.

ტბის ფსკერზე მინერალური და ორგანული ნაწილაკებისაგან, რომელიც მოყვება ტბაში ჩამონადენს ან წყალშემკრები აუზიდან ჩამოაქვს ქარს, წარმოიქმნება ფსკერული ნატანი, მის წარმოქმნას ხელს უწყობს, აგრეთვე, თვით ტბაში ნაპირების ნგრევა და ცოცხალი ორგანიზმებისა და მცენარეულობის დაღუპვა.

ტბის წყლის ფერსა და გამჭვირვალობას განაპირობებს წყალში არსებული მინერალური და ორგანული ნივთიერებები. ცისფერი ფერი და დიდი გამჭვირვალობა ახასიათებს სუფთა ტბებს. სიმღვრივის გადიდებით ტბის წყლის ფერი ხდება მწვანე, მურა, ყავისფერი და გამჭვირვალობა მნიშვნელოვნად მცირდება. აღსანიშნავია, რომ გამჭვირვალობაზეა დამოკიდებული ფოტოსინთეზის ფენის სიმძლავრე.

ტბაში განლაგებისა და შეგუების მიხედვით შეიძლება გამოვყოთ სხვადასხვა ტიპის ორგანიზმები. კერძოდ, ორგანიზმებს, რომლებიც წყლის ზედაპირთან ბინადრობენ – პლეისტონებს უწოდებენ. ორგანიზმები, რომლებიც აქტიურად ცურავენ ტბაში, იწოდებიან ნექტონებად. წვრილ ორგანიზმებს, რომლებიც შეწონილ მდგომარეობაშია და პასიურად გადაადგილდება წყალთან ერთად, პლანქტონებს უწოდებენ.

აღსანიშნავია, რომ მცირე ტბებში ზომიერი მინერალიზაციით და საკმარისი რაოდენობის საკვები მარილით, და თუ ეს ტბები სათანადოდ თბება კიდეც, კარგი პირობებია ცოცხალი ორგანიზმების განვითარებისათვის. წყლის ძალიან მცირე მინერალიზაცია და განსაკუთრებით, მცირე რაოდენობის საკვები მარილი, ტბის დიდი სიღრმეები, დაბალი ტემპერატურა, პირიქით, აძნელებს ორგანული სიცოცხლის განვითარებას.

## 7.16. ტბების ევოლუცია

ტბების კალაპოტის ფსკერს, ნაშალი მასალა, ცოცხალი ორგანიზმების ნარჩენები და მდინარეთა მიერ ჩატანილი მასალა ყოველწლიურად ამალვებს. ამის შედეგად, საუკუნეებისა და ათასეული წლების მანძილზე ადგილი აქვს ტბების სიღრმისა და წყლის ზედაპირის ფართობების შემცირებას. ამ უკანასკნელს თანდათან ამცირებს ნაპირებთან ნაშალი მასალის დაღექვა და სანაპიროდან წყალმცენარეულობის განვითარება.

ამ ნიშნით ტბათა არსებობაში შეიძლება გამოვყოთ შემდეგი ფაზები:

1. ახალგაზრდობის ფაზა – როდესაც ახლად გაჩენილი ტბა ინარჩუნებს თავის ქვაბულს ხელუხლებლად. ნაშალი მასალის დაღექვა ტბის ფსკერზე ჯერ კიდევ ვერ ახდენს მასზე შესამჩნევ გავლენას;

2. სიმწიფის ფაზა – როდესაც ტბის ირგვლივ ჩნდება სანაპირო მეჩჩეები, ხოლო მდინარეთა შესართავებთან ნალექი დელტები;

3. სიბერის ფაზა – როდესაც ტბაში ყველგან არის ნატანი მასალა და ფსკერი წარმოადგენს მოსწორებულ ერთფეროვან არეს, რომლის ირგვლივ დელტების ფართობები და სანაპირო მეჩჩეების ქვაყრილებია განვითარებული.

თავის განვითარების შემდგომ ფაზებში ტბის ფართობი მცირდება სანაპირო ზოლში განვითარებული მცენარეულობით. შემდეგ სტადიაში სანაპირო ფლორა ვრცელდება ტბის მთელ ეკვატორიაზე და ტბა ტბორად იქცევა. ბოლოს, წყალქვეშა მცენარეულობა იცვლება წყალზედა ქაობის მცენარეულობით. ამ შემთხვევაში, ადგილი აქვს ტბის განვითარების უკანასკნელ ფაზას – ქაობს.

## 7.17. ტბების ჰიდრობიოლოგიური მახასიათებლები

ტბები, ისევე როგორც სხვა წყლის ობიექტები მდიდარია წყლის ორგანიზმებით – ჰიდრობიონტებით. მათი კვების პირობების (ტროფულობის) მიხედვით გამოყოფენ ტბების სამ სახეს: ოლიგოტროფულ ტბებს, სადაც პროდუქტიულ-დესტრუქციული პროცესები თითქმის განონასწორებულია:  $V_{ფოტ} / V_{დესტ} \approx 1$ . ოლიგოტროფიული ტბები (ბაიკალი, ისიკ-ყული და სხვა) ხასიათდება დიდი ან საშუალო სიღრმეებით, წყალი დიდი გამჭვირვალობისაა. წყლის ფერი იცვლება ცისფე-

რიდან მწვანემდე. ჟანგბადის ( $O_2$ ) რაოდენობა სიღრმისაკენ თანდათან მცირდება, თუმცა, 60-70%-ით ნაკლები არასოდეს არ არის.

ევტროფულ ტბებში პროდუქციის დაგროვება დესტრუქციას აღემატება:  $V_{ფოტ} / V_{დესტ} > 1$ . ასეთ ტბებში მზის სხივებით კარგად თბება, წყლის გამჭვირვალობა მცირეა, წყლის ფერი იცვლება მწვანიდან მუქ ყავისფრამდე. ტბის ფსკერი დაფარულია ორგანული ლამით. ჟანგბადის რაოდენობა მკვეთრად ეცემა ტბის ფსკერისაკენ, ზოგჯერ კი საერთოდ ქრება.

დისტროფულ ტბებში ორგანული ნივთიერებების დაგროვების ინტენსივობა არ აღემატება პროდუქციის დაშლას:  $V_{ფოტ} / V_{დესტ} < 1$ . დისტროფული ტბები მცირე გამჭვირვალობის წყლებით ხასიათდება. წყლის ფერი ყვითელი ან ყავისფერია, მინერალიზაცია მცირეა, ხოლო ჟანგბადის რაოდენობა ძალიან შემცირებულია, ვინაიდან მიმდინარეობს ორგანული ნივთიერებების ჟანგვითი პროცესი.

ცივი და ზომიერი კლიმატის პატარა ტბების ბუნებრივი ევოლუცია შემდეგი სქემით მიმდინარეობს: ოლიგოტროფული  $\rightarrow$  მეზოტროფული  $\rightarrow$  ევტროფული  $\rightarrow$  დისტროფული  $\rightarrow$  ჭაობი.

ევტროფიკაცია შეიძლება დავახასიათოთ, როგორც ჰიდრობიონტების ბიოლოგიური პროდუქტიულობის მკვეთრი ზრდა ბიოგენური ელემენტების ჭარბი რაოდენობის გამო. ეს მოვლენა ინვეეს ფიტომასის ზრდას, კიბოსნაირთა, თევზების და სხვათა მასობრივ გამრავლებას. ამას კი მოსდევს ჟანგბადის დეფიციტი და გოგირდწყალბადის დაგროვება, რის შედეგადაც ტბა სიცოცხლისათვის თანდათან უვარგისი ხდება.

ევტროფიკაციის ძირითადი მიზეზი ადამიანის სამეურნეო საქმიანობაა – ფოსფორისა და აზოტის შენაერთებით გამდიდრებული გაჭუჭყიანებული ჩამდინარე წყლები (კომუნალური, სასოფლო-სამეურნეო, სამრეწველო და სხვა).

ყველაზე მეტად ანთროპოგენულ ევტროფიკაციას განიცდის მჭიდროდ დასახლებულ რაიონებში მდებარე მცირე ტბები. ძლიერ გაჭუჭყიანებულია და ევტროფულია ევროპისა და ამერიკის სამრეწველო რაიონებში მდებარე ტბები, მათ შორის, აშშ-ის დიდი ტბები – ერი, მიჩიგანი, ონტარიო. შვეიცარიის ზოგიერთი ტბა. ევტროფიკაციის ნიშნები გაუჩნდა ლადოგისა და ონეგის ტბებს.

## თავი 8. წყალსაცავების ჰიდროლოგია

წყალსაცავი ენოდება ხელოვნურად შექმნილ წყალსატევს, რომლის დანიშნულებაა წყლის დაგროვება, შემდგომი გამოყენება და ჩამონადენის რეგულირება.

მოსახლეობისა და სოფლის მეურნეობის წყლით უზრუნველყოფისათვის წყალსაცავების აგება დაიწყო ჯერ კიდევ შორეულ წარსულში. დედამიწაზე ერთ-ერთ პირველ წყალსაცავად ითვლება ძველ ეგვიპტეში ჩვენს ერამდე 2950-2750 წწ. აგებული სად-ელ-კაფარის წყალსაცავი. წყალსაცავების აგებამ პიკს XX საუკუნეში მიაღწია. ამჟამად დედამიწაზე 30 ათასზე მეტი წყალსაცავია, რომელთა საერთო ფართობი 400 ათასი კმ<sup>2</sup>-ია, ჯამური მოცულობა კი 6 ათას კმ<sup>3</sup>-ს აღწევს. დედამიწის მდინარეთა უმრავლესობა – ვოლგა, დნებრი, ანგარა, მისური, კოლორადო, პარანა და სხვ. გადაქცეულია წყალსაცავთა კასკადებად. მეცნიერთა ვარაუდით 30-50 წლის შემდეგ დედამიწის მდინარეთა ქსელის 2/3 წყალსაცავებით იქნება დარეგულირებული.

### 8.1. წყალსაცავების დანიშნულება და მათი განაწილება დედამიწაზე

დედამიწის ყველა წყალსაცავის მოცულობის 95% თავმოყრილია დიდ წყალსაცავებში, რომელთა მთლიანი მოცულობა აღემატება 0.1 კმ<sup>3</sup>-ს. ასეთი წყალსაცავების რიცხვი დედამიწაზე 2500-მდეა. მათი უმრავლესობა ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტზეა (დაახლოებით 900, ან 36%), აზიაში 26%, ევროპაში 21%. დიდი წყალსაცავების მონაცემები მოცემულია ცხრილში 9.1.

წყალსაცავები ზედაპირის ფართობის, მოცულობის, სიგრძის, სიღრმის და სხვათა მიხედვით შეიძლება შევადაროთ დედამიწის უდიდეს ტბებს. გრანდიოზული წყალსაცავების სიმრავლით აფრიკა გამოირჩევა. აქაა უზარმაზარი ვიქტორიას (ზედაპირის ფართობი 76000კმ<sup>2</sup>), ვოლტას (8480კმ<sup>2</sup>), ნასერის (5120კმ<sup>2</sup>), კარიბას (4450კმ<sup>2</sup>) და სხვა წყალსაცავები. აღსანიშნავია ბაიკალის (32970კმ<sup>2</sup>), კუიბიშევის (5900კმ<sup>2</sup>), ბრატსკის (5490კმ<sup>2</sup>) და სხვა წყალსაცავები. წყლის სრული მოცულობით ამჟამად მსოფლიოში პირველ ადგილზეა ბრატსკის (მოცულობა 169.3კმ<sup>3</sup>) წყალსაცავი. შემდეგი ადგილები უკავიათ კარიბას (160.3კმ<sup>3</sup>), ნასერის (157.0კმ<sup>3</sup>), ვოლტის (148.0კმ<sup>3</sup>), გურის (135.0კმ<sup>3</sup>) და სხვა წყალსაცავებს. მსოფლიოში უგრძესი წყალსაცავია კუიბიშევის (სიგრძე 650კმ). მნიშვნელოვანი სიგრძით ხასიათდება, აგრეთვე, ბრატსკის (565კმ), ვოლგოგრადის (540კმ) და ნასერის (500კმ) წყალსაცავები.

## დედამინის უდიდესი წყალსაცავები

წყალ- საცავი	ქვეყანა	მდინარე, ტბა	მოცულობა, კმ <sup>3</sup>		ფართობი, კმ <sup>2</sup>		დანევა	ექსპლუატა- ციის დასაწყისის წელი
			მთლიანი	სასარ- გებლო	მთლიანი	მიმდგრე- ბული ტბის		
ვიქტორია	უგანდა, ტანზანია, კენია	ვიქტორია, ნილოსი, ვიქტორიის ტბა	205	68.0	76000	69000	31	1954
ბრატსკის	რუსეთი	ანგარა	169	48.2	5470	—	106	1967
კარიბა	ზამბია, ზიმბაბვე	ზამბეზი	160	46.0	4450	—	100	1963
ნასერი	ეგვიპტე, სუდანი	ნილოსი	157	74.0	5120	—	95	1970
ვოლტა	განა	ვოლტა	148	90.0	8480	—	70	1967
კრასნოი- არსკის	რუსეთი	ენისეი	73.3	30.4	2000	—	100	1967
ზეისკის	რუსეთი	ზეია	68.4	32.1	2420	—	98	1974
კუიბიშევის	რუსეთი	ვოლგა	58.0	34.6	5900	—	29	1957
ირკუტსკის	რუსეთი	ანგარა. ბაი- კალის ტბა	47.6	46.6	32970	31500	30	1959
ონტარიო	კანადა, აშშ	ნმ. ლავრენ- ტი, ონტა- რიოს ტბა	29.9	29.9	19470	19000	23	1959
რიბინსკის	რუსეთი	ვოლგა	25.4	16.7	4550	—	18	1949
ონეგის	რუსეთი	სვირი, ონე- გის ტბა	13.8	13.1	9930	9700	17	1952

წყალსაცავების ძირითადი დანიშნულებაა წყლის დაგროვება და, შემდგომში, დანიშნულების მიხედვით გამოყენება. მათი საშუალებით შესაძლებელია წყლის არსებული რესურსების მაქსიმალურად ათვისება. დიდია მათი როლი მდინარეთა ჩამონადენის რეგულირების საქმეში. ამ უკანასკნელის ხასიათის მიხედვით წყალსაცავები შეიძლება იყოს მრავალწლიანი, სეზონური, კვირეული და დღელა-მური რეგულირების. ჩამონადენის რეგულირების ხასიათი განისაზღვრება წყალსაცავის დანიშნულების მიხედვით; აგრეთვე, წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობის და მდინარის ჩამონადენის სიდიდის თანაფარდობით.

წყალსაცავები არსებითად ცვლის მდინარეთა ჰიდროლოგიურ, ჰიდროქიმიურ და ჰიდრობიოლოგიურ რეჟიმს. პატარა წყალსაცავების გავლენა მიმდებარე გარემოზე მეტად უმნიშვნელოა. დიდმა და საშუალო წყალსაცავებმა ბევრი მდინარის აუზში ლანდშაფტი მნიშვნელოვნად გარდაქმნა. კერძოდ, მიკროჰავის შეცვლის შედეგად იცვლება ნიადაგური საფარი, მცენარეულობა და ცხოველთა სამყარო. წყალსაცავების მიერ გარდაქმნილი ტერიტორიის ფართობი მსოფლიოში ამჟამად 1.5 მლნ კმ<sup>2</sup>-ს აღემატება. მიუხედავად იმისა, რომ წყალსაცავი არის ადამიანის მიერ მართვადი წყლის ობიექტი, ისინი მაინც განიცდის ბუნებრივი (ჰიდრომეტეოროლოგიური) ფაქტორების ძლიერ ზემოქმედებას.

საზოგადოებაში, სამეურნეო საქმიანობის არც ერთი დარგი არ იწვევს იმდენ დისკუსიას, რამდენადაც წყალსაცავების შექმნა. მიუხედავად ამისა, მეტად ინტენსიურად მიმდინარეობს მათი მშენებლობა ისეთ ქვეყნებშიც კი, რომლებიც განიცდიან მინის სიმცირეს. ეს აიხსნება იმით, რომ საზოგადოების სოციალურ-ეკონომიკური განვითარებისათვის წყლით, სურსათით, ენერჯით მათი მოთხოვნილებების დასაკმაყოფილებლად, წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების წინააღმდეგ საბრძოლველად და სხვა, წყალსაცავების როლი უდიდესია.

წყალსაცავების შექმნას საკმაოდ ბევრი უარყოფითი მხარეც აქვს. ისინი, განსაკუთრებით ვაკის წყალსაცავები, ტბორავენ ტერიტორიებს, რომელთა ფართობი ასეულობით და ათასეულობით კმ<sup>2</sup>-ს უდრის. წყლით იფარება სასოფლო-სამეურნეო მიწები, დასახლებული პუნქტები, იმ ტერიტორიებზე, რომელიც უნდა წყლით დაიფაროს, იჩეხება ტყეები და სხვა. გარდა ამისა, სანაპირო ზონაში მინისქვეშა წყლების დონე მაღლა იწევს, რაც ხელს უწყობს ტერიტორიის დაჭაობებას და მენყერული პროცესების გააქტიურებას. წყალსაცავის შექმნასთან დაკავშირებული ყველა საკითხი უნდა იქნას შესწავლილი და მიღებული შედეგების საფუძველზე გაიცეს პროგნოზი გარემოზე მოსალოდნელი ცვლილებების შესახებ. მხოლოდ ამის შემდეგ უნდა დადგინდეს წყალსაცავის მშენებლობის მიზანშეწონილობა.

წყალსაცავების მნიშვნელობა უდიდესია. წყალსაცავების წყალს იყენებენ წყალმომარაგებისათვის, მოსარწყავად, ჰიდროენერჯის მისაღებად, თევზის მეურნეობისათვის. ასევე, გამოიყენება სანაოსნოდ, ხე-ტყის დასაცურებლად; არეგულირებს მდინარეთა ჩამონადენს. აღსანიშნავია, წყალსაცავების უდიდესი როლი წყალმოვარდნებისა და წყალდიდობების წინააღმდეგ ბრძოლის საქმეში. ზოგიერთ წყალსაცავს კომპლექსური გამოყენება აქვს, კერძოდ, ჰიდროენერჯის მისაღებად, ირიგაციაში, წყალმომარაგებისა და თევზის მეურნეობისათვის. წყალსაცავებს უდიდესი ტურისტულ-რეკრეაციული მნიშვნელობა აქვს.

## 8.2. წყალსაცავის ტიპები

წყალსაცავების დაყოფა სხვადასხვა ტიპებად ხდება კალაპოტის ხასიათის, შევსების მეთოდის, გეოგრაფიული მდებარეობის, მდინარის აუზში მისი ადგილის და მდინარის ჩამონადენის ხასიათის მიხედვით.

კალაპოტის მორფოლოგიური ხასიათის მიხედვით წყალსაცავები იყოფა ხეობისა და ქვაბულის ტიპის წყალსაცავებად. ხეობის ტიპის წყალსაცავებს მიეკუთვნება ის წყალსაცავები, რომელთა კალაპოტსაც წარმოადგენს მდინარის ხეობის გარკვეული ნაწილი. ასეთი წყალსაცავების მთავარი ნიშანია ფსკერის ქანობის არსებობა და სიღრმეების ზრდა წყალსაცავის ზედა ნაწილიდან კაშხლამდე. ხეობის ტიპის წყალსაცავები, თავის მხრივ, იყოფა კალაპოტურ და ჭალა-ხეობის ტიპის წყალსაცავებად. ქვაბულის ტიპის წყალსაცავებს მიეკუთვნება დარეგულირებული ტბები და წყალსაცავები, რომლებიც იზოლირებულ დადაბლებებში, ზღვისგან გამოყოფილ ყურეებში, ლიმანებში, ლაგუნებში, აგრეთვე, ხელოვნურ კარიერებში მდებარეობს. პატარა წყალსაცავებს, რომელთა ზედაპირის ფართობი 1 კმ<sup>2</sup>-ზე მცირეა – ტბორებს უწოდებენ.

შევსების მეთოდის მიხედვით წყალსაცავები იყოფა საგუბარ და ჩასასხმელი ტიპის წყალსაცავებად. წყალსაცავი საგუბარია თუ მისი შევსება ხდება იმ მდინარის წყლით, რომელზედაც იგია შექმნილი. ჩასასხმელი ტიპის წყალსაცავის შევსება ხდება მეზობლად მდებარე წყლის ობიექტიდან.

გეოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით განასხვავებენ მთის, წინამთის, ვაკის და ზღვისპირეთის წყალსაცავებს. მთის წყალსაცავებში კაშხლის შედეგად დონის ამალღება 300 მეტრს და მეტსაც აღწევს. წინამთებში წყალსაცავების დაწნევის სიმაღლე 50-100 მეტრია. ვაკის წყალსაცავებში, რომლებიც სიგანეში ფართოა და არაღრმა, დაწნევის სიმაღლე 30 მეტრს არ აღემატება. ზღვისპირეთის წყალსაცავებს წარმოადგენს ზღვიდან გამოცალკავებული ყურეები, ლიმანები, ლაგუნები და ესტრუარები.

მდინარის აუზში, ადგილის მიხედვით, წყალსაცავები იყოფა ზედა და ქვედა წყალსაცავებად. მდინარეზე წყალსაცავთა სისტემას კასკადი ეწოდება.

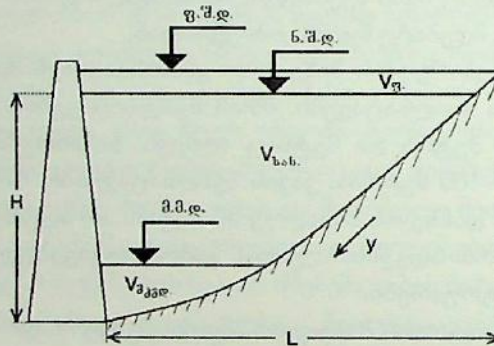
მდინარის ჩამონადენის რეგულირების მიხედვით წყალსაცავები შეიძლება იყოს მრავალწლიანი, სეზონური, კვირეული და დღეღამური რეგულირების. ჩამონადენის რეგულირების ხასიათი განისაზღვრება წყალსაცავის დანიშნულებით და წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობის შეფარდებით მდინარის ჩამონადენის სიდიდესთან.

### 8.3. წყალსაცავის ძირითადი მახასიათებლები

წყალსაცავი ხელოვნური წყალსატევია, რომელიც წარმოიქმნება მდინარის კაშხლით შეტბორვის შედეგად. წყალსაცავის ძირითადი დანიშნულებაა ჩამონადენის რეგულირება სხვადასხვა წყალსამეურნეო მიზნებისათვის. თანამედროვე წყალსაცავები ზომებით დიდ ტბებს არ ჩამოუვარდება.

არსებობს წყალსაცავების ტიპიზაციის სხვადასხვა მეთოდი. გარემოზე წყალსაცავების ზემოქმედების თვალსაზრისით, საინტერესოა წყალსაცავების კლასიფიკაცია მათი მოცულობის ( $V$ ), სარკის ფართობის ( $F$ ) და სიღრმის ( $H$ ) შესაბამისად. წყალსაცავის ფორმა დამოკიდებულია ჩადაბლების წყლით ავსების ხასიათზე. ქვაბულის ტიპის წყალსაცავებს აქვთ ტბის ფორმა, ხეობის ტიპის წყალსაცავებს კი წაგრძელებული. ხეობის ტიპის წყალსაცავები კაშხლის მიმართულებით ფართოვდება, აქვს შეჭრილ-შემოჭრილი ნაპირები და უამრავი ყურეები. წყალსაცავის ფორმა დამოკიდებულია წყლის დონის ცვალებადობაზე.

წყლის დონე წყალსაცავში ცვალებადობს მდინარის ჩამონადენის რეჟიმისა და წყალსაცავის რეგულირების ხასიათის შესაბამისად. წყალსაცავის დონეებისა და მოცულობების, აგრეთვე, წყალსაცავის ქვაბულის ტევადობის – ტოპოგრაფიული პირობების დახასიათება შესაძლებელია შემდეგი მახასიათებლების მეშვეობით (ნახ. 8.1).



ნახ. 8.1. წყალსაცავის დამახასიათებელი დონეები და მოცულობები

ნორმალური შეტბორვისაა დონე (ნშდ), სადამდეც რეგულარულად ივსება წყალსაცავი და რომლის შესაბამისადაც გაიანგარიშება ჰიდროკვანძის ნაგებობები მუშაობის საიმედოობის ნორმალური მარაგის გათვალისწინებით.

წყალდიდობის ანუ ე.წ. ფორსირებული შეტბორვის დონე (ფშდ) – წყალსაცავის მაქსიმალური საანგარიშო დონე, სადამდეც დაიშვება წყალსაცავის შევსება საანგარიშო მაქსიმალური ჩამონადენის გატარების დროს. ფორსირებულმა დონემ შეიძლება 1-3 მეტრით გადააჭარბოს ნორმალური შეტბორვის პორიზონტს.

მკვდარი მოცულობის დონე (მმდ) – მინიმალური საანგარიშო დონე, სადამდეც დასაშვებია წყალსაცავის დაცლა.

სასარგებლო მოცულობა ( $V_{საბ}$ ) – მოცულობა მოთავსებული წყალსაცავის ნორმალური შეტბორვისა და მკვდარი მოცულობის დონეებს შორის, რომელიც გამოიყენება მდინარის ჩამონადენის წყალსამეურნეო მიზნით რეგულირებისათვის.

მკვდარი მოცულობა ( $V_{მკვდ}$ ) – მოცულობა, მკვდარი მოცულობის დონესა და წყალსაცავის ფსკერს შორის, რომელიც არ მონაწილეობს მდინარის ჩამონადენის წყალსამეურნეო რეგულირებაში.

სრული მოცულობა ( $V_{სრ}$ ) – მოცულობა, მოთავსებული წყალსაცავის ნორმალური შეტბორვის დონესა და წყალსაცავის ფსკერს შორის  $V_{სრ} = V_{საბ} + V_{მკვდ}$ .

ფორსირების მოცულობა ( $V_{ფ}$ ) – მოცულობა, ფორსირებული და ნორმალური შეტბორვის დონეებს შორის, რომელიც გამოიყენება წყალდიდობისა და წყალმომარაგების ჩამონადენის გარკვეული ნაწილის აკუმულირებისათვის.

წყალსაცავის ფარდობითი მოცულობა ტოლია:

$$\beta = V_{საბ} / Y \quad (8.1)$$

სადაც  $Y$  არის მდინარის საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი.

წყალსაცავის სარკის ფართობების მრუდი – წყალსაცავის ზედაპირის  $F_i$  ფართობებსა და წყლის  $H_i$  დონეთა შორის დამოკიდებულების მრუდი, რომელიც აიგება წყალსაცავის ქვაბულის ტოპოგრაფიული რუკის საფუძველზე.

მოცულობის მრუდი – წყალსაცავის  $V_i$  მოცულობასა და წყლის  $H_i$  დონეს შორის დამოკიდებულების მრუდი.

საშუალო სიღრმე – წყალსაცავის სიღრმის პირობითი მახასიათებელი ნარმოდგენილი წყალსაცავის მოცულობის ფარდობით სარკის ფართობთან ( $V / F$ )

წყალსაცავის შექმნას და მდინარის ჩამონადენის რეგულირებას ყოველთვის თან სდევს რაიონის მრავალი ბუნებრივი პირობის, პროცესისა და რეჟიმის სახეცვლილება.

წყალსაცავის წყლებით იტბორება მდინარის ხეობის მნიშვნელოვანი ტერიტორიები და მომიჯნავე მიწები, გადამუშავდება წყალსაცავის ნაპირები. კაშხლით შექმნილი წყალსაცავის შეტბორვის სიგრძე ( $L$ ) შეიძლება შეფასდეს შემდეგი ფორმულით:

$$L = K \cdot H / I \quad (8.2)$$

სადაც  $H$  არის წყლის სიღრმე კაშხალთან ნორმალური შეტბორვის დონის დროს,  $I$  – მდინარის საშუალო ქანობი წყალსაცავის შექმნამდე,  $K$  – კოეფიციენტი, რომელიც კაშხლის კონსტრუქციას ითვალისწინებს.

წყალსაცავების შექმნა ყოველთვის დაკავშირებულია ტერიტორიების დატბორვასთან. ამ დროს, ცხადია, უნდა ვიხელმძღვანელოთ შესაძლო მინიმალური დატბორილი ფართობით, რაც შეიძლება დიდი მოცულობის მიღების პრინციპით. მიწების დატბორვის პრობლემა მით უფრო საყურადღებოა მცირემიწიანი ქვეყნებისათვის, სადაც მიწის ყოველ სანტიმეტრს დიდი გაფრთხილება სჭირდება.

წყალსაცავის მახასიათებელი ჰორიზონტების შესაბამისად, განარჩევენ ტერიტორიების დატბორვის სამ ვარიანტს: მუდმივი დატბორვის – მკვდარი მოცულობის ჰორიზონტის ფარგლებში; ხანგრძლივი დატბორვის – ნორმალური შეტბორვის დონის შესაბამისი და ხანმოკლე დატბორვის – ფორსირებული შეტბორვის ჰორიზონტის შესაბამისი.

#### 8.4. წყალსაცავების წყლის რეჟიმი

წყალსაცავების ექსპლოატაციის დროს დიდი მნიშვნელობა აქვს მისი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების ცოდნას. მათი უშუალო გავლენით იქმნება წყალსაცავის წყლის ბალანსის ყველა ელემენტი, როგორცაა მდინარეული ჩამონადენი, მოსული ატმოსფერული ნალექები წყალსაცავის ზედაპირზე, წყლის ხარჯვა სამეურნეო მოხამრებისათვის, წყლის ზედაპირიდან აორთქლება, წყლის დანაკარგი ყინულსაფარის შექმნაზე და სხვა.

წყალსაცავების წყლის ბალანსი, ისევე, როგორც ტბების წყლის ბალანსი შესაძლებელია დავახასიათოთ (7.6) ფორმულით, ხოლო საშუალოდ მრავალწლიანი პერიოდისათვის (7.9) განტოლებით.

წყალსაცავების წყლის ბალანსის სტრუქტურის დამახასიათებელი ნიშანია ბალანსის შემოსავალ და გასავალ ნაწილებში სხვა შემადგენელ ნაწილებთან შედარებით მდინარის ჩამონადენის წარბობა. ატმოსფერულ ნალექებზე, უმრავლეს შემთხვევაში, მოდის მხოლოდ შემომავალი წყლების 2-3%, აორთქლებაზე კი გასავალი წყლების 10%. ამის მთავარი მიზეზია წყალსაცავების მეტად დიდი კუთრი წყალშემკრების სიდიდე. გამონაკლისს წარმოადგენს ის წყალსაცავები, რომლებიც მდებარეობს იმ რაიონებში, რომელთათვისაც დამახასიათებელია ჭარბი ატმოსფერული ნალექები და აორთქლება. მაგალითად, განაში ვოლტას უდიდეს წყალსაცავზე წყლის ბალანსის შემოსავალი ნაწილის 22% მოდის ატმოსფერულ ნალექებზე, ხოლო გასავალი ნაწილის 25% აორთქლებაზე. ანალოგიურ მოვლენას აქვს ადგილი მდ. ნილოსზე აგებულ ნასერის, მდ. ზამბეზე კარობას და მდ. კოლორადოზე ლეიკ-მიდის წყალსაცავებზე. სამივე ეს წყალსაცავი მდებარეობს ძალზედ მშრალი კლიმატური პირობების რაიონებში. სიმშრალის ინდექსი ( $z/x$ ) მათთვის შესაბამისად ტოლია 2000; 2.8 და 20.6-ის.

ტენიან და ჭარბტენიან რაიონებში მდებარე წყალსაცავების ქვემოთ მდინარის ჩამონადენის სიდიდე რამდენადმე მატულობს, ხოლო ნაკლებტენიან რაიონებში მდებარე წყალსაცავების ქვემოთ კი პირიქით კლებულობს.

წყალგაცვლის პირობითი კოეფიციენტი წყალსაცავებს გაცილებით მეტი აქვთ, ვიდრე ტბებს. ეს აიხსნება წყალსაცავების მოცულობების სიმცირით. წყალგაცვლის პირობითი კოეფიციენტი იანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$K_B = \frac{(y+x)/v}{(y_0+z)/v} \quad (8.3)$$

წყალგაცვლის პირობითი კოეფიციენტების მაღალი მნიშვნელობები აქვთ მსოფლიოს უდიდეს წყალსაცავებს, მაგალითად, ნასერს – 0.5-0.6; ვოლტას – 0.3-0.4; კარებას – 0.3; ბრატსკის – 0.5. ამ წყალსაცავებში წყლის განახლება წელიწადში 2-3-ჯერ ხდება.

წყლით წყალსაცავის სწრაფად გავსება და გაშვება იწვევს დონეთა ცვალებადობას, რომლის ინტენსივობა დამოკიდებულია წყალსაცავში წყლის შემოსავალსა და გასავლის რაოდენობაზე. დიდ წყალსაცავებში წყლის შემოსვლა და გასვლა ხორციელდება მთელი წლის განმავლობაში, დონეები მაქსიმუმს აღწევს გაზაფხულზე, წყლის დაგროვების დროს და უმცირეს ნიშნულებამდე მცირდება ზამთრის ბოლოს. პატარა მოცულობის წყალსაცავებში დონეთა რყევადობა უფრო მკვეთრად არის გამოხატული დღე-ღამის ან რამდენიმე საათის განმავლობაში. დონეთა რყევადობას იწვევს წყლის შემოსავალი და გასავალი, დაბლობის დიდ წყალსაცავებში წყლის შემოსვლითა და დახარჯვის შედეგად დონეების სეზონური რყევა 5-6 მეტრია, მთის წყალსაცავებში კი 50-80 მეტრი.

წყალსაცავების თერმული რეჟიმი განსხვავდება მდინარეთა თერმული რეჟიმისაგან, წყლის ტემპერატურის არაერთგვაროვანი განაწილებით წყალსაცავის სიგრძის, სიგანის და სიღრმის მიხედვით. დიდი და ღრმა წყალსაცავების თერმული რეჟიმი წააგავს ტბების თერმულ რეჟიმს და განსხვავდება მისგან არასტაბილური ხასიათით.

თავისებური თერმული რეჟიმი აქვს იმ წყალსაცავებს, რომელთა წყალსაც იყენებენ გასაცეხლად. ამ წყალსაცავ-გამაცივებლებში წყლის ტემპერატურა გაცილებით მეტია ბუნებრივზე.

წყალსაცავებში შემოდგომის პირველი ყინულოვანი ფორმები ჩნდება იმავე კლიმატური ზონის მდინარეებთან და ტბებთან ერთად. მთლიანი ყინულოვანი საფარი, მდინარეებთან და ტბებთან შედარებით, მცირე ზომის წყალსაცავებში 6-8 დღით ადრე დგება, ხოლო დიდ წყალსაცავებში სითბოს დაგროვების შედეგად უფრო გვიან იწყება. ზამთარში წყალსაცავიდან წყლის გაშვების დროს დონეთა დაკლების გამო ყინულები სანაპირო ზოლში იმსხვრევა.

ყინულოვანი მოვლენის პერიოდი წყალსაცავებში, ისევე როგორც ტბებში, ხანგრძლივია ვიდრე მდინარეებში. ყინულის სისქე, მდინარეებთან შედარებით,

გაცილებით მეტია წყალსაცავებში. წყალსაცავის განთავისუფლება ყინულები-საგან უფრო გვიან ხდება, ვიდრე მდინარეებში.

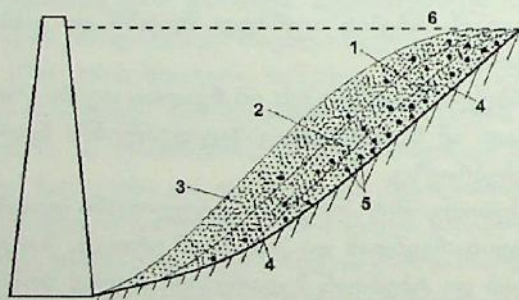
ხეობის ტიპის ახლადშექმნილი დიდი წყალსაცავების ნაპირები სხვანაირ პირობებში ხვდება, რის გამოც იწყებს თავისი არსებული ფორმების შეცვლას. ეს, ძირითადად, წარმოებს ქარის მიერ გამოწვეული ლეღვით და წყლის დინებებით, რაც რეცხავს ნაპირებს და სანაპირო ზოლში ნაშალ მასალას ლექავს. ნაპირების დაშლა წარმოებს მანამდე, სანამ სანაპირო ზოლში არ წარმოიქმნება სანაპირო თავთხელი. თავთხელის გავლენით ტალღების ენერჯის ნაწილი ქრება და ნაპირის ნგრევითი მოქმედება წყდება.

წყალსაცავებში წყლის დინების სიჩქარე მცირდება. ეს ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ატივინარებული მასალის დალექვისათვის, რის შედეგადაც წყალსაცავი თანდათანობით ილამება. ეს ხდება მდინარის მიერ შემოტანილი მასალის, ნაპირების ნგრევის პროდუქტებისა და მკვდარი წყალმცენარეების დალექვით.

წყალსაცავში მდინარის მიერ მოტანილი ფსკერული და ატივინარებული მასალის დალექვის ინტენსივობა დამოკიდებულია წყალსაცავის სიღრმეზე, სიგრძეზე და მოხაზულობაზე.

## 8.5. წყალსაცავების მოლამვა

წყალსაცავებში, წყლის შეტბორვის შედეგად, მკვეთრად მცირდება მდინარის ბუნებრივი სიჩქარეები, ეს კი, თავის მხრივ, ამცირებს ნაკადის ტრანსპორტუნარიანობას და იწყება მდინარის მყარი ნატანის დალექვის ანუ წყალსაცავების დალამვის პროცესი (ნახ. 8.2), ე.ი. წყალსაცავები წარმოადგენს მყარი ნატანის აკუმულიატორებს.



ნახ. 8.2. წყალსაცავის დალამვის მიახლოებითი სქემა:

1, 2, 3 – ფსკერზე ნატანის დალექვის პროცესი; 4 – ფსკერული და ატივინარებული ნატანი (ხრეში, ქვიშა, ქვიშნარი, თიხა-ლამოვანი ნაწილაკები); 5 – უწვრილესი ატივინარებული ნატანი; 6 – წყალსაცავის ბოლო ნაწილი

წყალსაცავებში საშუალოდ ილექება მდინარის მყარი ჩამონადენის 90-95%. ამის გამო წყალსაცავებში წყლის სასარგებლო მოცულობა თანდათანობით მცირდება. წყალსაცავის დალამვის პროცესი, ზოგადად, შეიძლება დავახასიათოთ შემდეგნაირად: ფსკერული ნატანის დალექვა იწყება წყალსაცავის ბოლო ნაწილში (ნახ. 9.2). ატივნარებული ნატანი წყალსაცავის მთელ სიგრძეზე, დალექილი ნატანის პრიზმა ერთდროულად იზრდება სიმაღლეში, წარმოებს ნატანის ერთგვარი დახარისხება ნაწილაკების სიმსხოს კლებადი მიმდევრობით. ამ კანონზომიერებაში მკვეთრი კორექტივები შეაქვს წყალსაცავის ექსპლოატაციასთან დაკავშირებულ ჰიდრაულიკური რეჟიმის ცვალებადობას.

გარდა მდინარის მყარი ნატანისა, წყალსაცავის მოცულობის შემცირება მიმდინარეობს ისეთი მოვლენების გავლენით, როგორებიცაა ნაპირების გადამუშავება, მენყერები, ზვავები, ჩამოქცევები, ჩამონაშლები, ქარისმიერი ეროზიის პროდუქტები.

თუ დავუშვებთ, რომ მდინარის მთელი მყარი ჩამონადენი რჩება წყალსაცავში, მაშინ წყალსაცავის რალაც საანგარიშო ( $V$ ) მოცულობა, რომელიც ( $T$ ) წლის შემდეგ შეივსება მყარი ნატანით, განისაზღვრება ფორმულით:

$$V = \left[ \rho \frac{W_0}{\gamma_1} \left( 1 + \frac{\gamma_1}{\gamma_2} \beta \right) + V_{\text{ნაპ}} \right] T \quad (8.4)$$

სადაც  $\rho$  არის მდინარის საშუალო წლიური სიმღვრივე;  $\gamma_1$  და  $\gamma_2$  – ატივნარებული და ფსკერული ნატანის მოცულობითი წონა;  $\beta$  – ფსკერული და ატივნარებული ნატანის მოცულობათა ფარდობა;  $W_0$  – მდინარის საშუალო წლიური ჩამონადენი;  $V_{\text{ნაპ}}$  – ნაპირების გადამუშავების პროდუქტის ის საშუალო მოცულობა, რომელიც დაილექება წყალსაცავში წლის განმავლობაში.

თუ წყალსაცავის ექსპლუატაცია გათვალისწინებულია მის სრულ დალამვამდე, მაშინ  $V = V_{\text{სრ}}$  პირობიდან განისაზღვრება წყალსაცავის მთელი მოცულობის დალამვის  $T$  ხანგრძლივობა. ვაკის წყალსაცავების დალამვის ვადები საკმაოდ ხანგრძლივია 60-100 წელი და მეტი. მთის წყალსაცავები კი ნატანის მნიშვნელოვანი რაოდენობის გამო შედარებით სწრაფად ილამება.

(8.4) ფორმულით შესაძლებელია წყალსაცავის მკვედარი მოცულობის გაანგარიშებაც. იგი მეტი ან ტოლი უნდა იყოს იმ მოცულობისა, რომელიც გამოითვლება (8.4) ფორმულით წყალსაცავის ექსპლოატაციის  $T$  წლისათვის.

თუ შეუძლებელია ატივნარებული და ფსკერული ნატანის (წვრილი და მსხვილი ნატანის) გარჩევა, მაშინ წყალსაცავის მკვედარი მოცულობის თანაბარი დალამვის პერიოდი  $\tau$ , შესაძლებელია მიახლოებითი განსაზღვრით შემდეგი ფორმულით:

$$\tau = \frac{V_{\text{სრ}}}{W_R} (1 - \delta) \quad (8.5)$$

სადაც  $V_{\text{სრ}}$  წყალსაცავის მკვედარი მოცულობაა ( $\text{მ}^3$ );  $W_R$  – მდინარის საშუალო წლიური მყარი ჩამონადენი ( $\text{მ}^3$ );  $\delta$  – წყალსაცავიდან ტრანზიტული მყარი ჩამონადენი.

ვაკის წყალსაცავებისათვის  $\delta=0.3-0.4$ -ის ტოლია, ხოლო მთის ღრმა წყალსაცავებში მყარი ჩამონადენის მთელი მოცულობა ილექება და პრაქტიკულად მისი ტრანზიტი ნულის ტოლია. მდინარის მყარი ჩამონადენი იანგარიშება ფორმულით:

$$W_R = \bar{R} \cdot 31.5 \cdot 10^6 / \rho \quad (8.6)$$

სადაც  $W_R$  ნატანის საშუალო წლიური ხარჯია (კგ/წმ);  $31.5 \cdot 10^6$  – წელიწადში წამების რაოდენობა;  $\rho$  – ფსკერული ნატანის სიმკვრივე, რომელიც 700-900 კგ/მ<sup>3</sup>-ის ტოლია ლამისათვის, 1200-1300 კგ/მ<sup>3</sup> ქვიშიანი ლამისათვის და 1800-2200 კგ/მ<sup>3</sup> ხრეშიანი ლამისათვის.

წყალსაცავების დალამვის წინააღმდეგ კაშხლის ტანში აწყობენ ფსკერულ გამრეცხ ხვრეტებს, მდინარეთა ზემო წელში აგებენ ნატანის შემკავებელ სპეციალურ ნაგებობებს, მაგრამ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ყველა ეს მეთოდი ნაკლებად შედეგიანი ან ძვირადღირებულია, ამიტომ ყველაზე ეფექტურია მდინარის სისტემაში ნატანის პირველწყაროებთან წყლისმიერ და ქარისმიერ ეროზიასთან ბრძოლის ხერხები, მათ შორის, წყალშემკრები ტერიტორიის გამწვანება-განაშენიანების გონივრული ღონისძიებები.

## 8.6. წყალსაცავების ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი

წყალსაცავების ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმები, ძირითადად, განისაზღვრება სამი გარემოებით: 1. წყალსაცავში წყალცვლის ინტენსივობით; 2. დატბორვის ზონის მცენარეულობით და გრუნტის ხასიათით და 3. წყლის დაგროვების რეჟიმითა და დონეების რყევადობით. წყალსაცავების ჰიდროქიმიურ და ჰიდრობიოლოგიურ რეჟიმზე კონტროლი მეტად აქტუალურია, რადგან წყალსაცავების უმრავლესობა გამოიყენება წყლამომარაგებისათვის.

წყალსაცავების მინერალიზაცია ხასიათდება გაზრდილი მარილიანობით, შემდინარე წყალთან შედარებით, რაც წყლის ზედაპირიდან აორთქლების მკვეთრი ზრდისა და წყალსაცავებში ყინულის წარმოქმნის შედეგია.

რაც უფრო მცირეა წყალსაცავის წყალცვლის კოეფიციენტი, მით უფრო მკვეთრად არის გამოხატული მასში ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმის ტრანსფორმაცია. ღრმა წყალსაცავებში აღინიშნება მინერალიზაციის ზრდა (მატება) და სიღრმესთან ერთად ჟანგბადის კონცენტრაციის შემცირება.

წყალსაცავების ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი მკვეთრად განსხვავდება მდინარის ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმისაგან. მიწების დატბორვის შედეგად წყალსაცავში თავს იყრის მინერალური ნივთიერებების უდიდესი მარაგი, რაც ხელს უწყობს უმცირესი ორგანიზმების განვითარებას, იქმნება გაცილებით უკეთესი პირობები თევზების ცხოველმობედებისათვის. ამასთან, აღსანიშნავია უარყოფითი ბიო-

ლოგიური ეფექტიც: მდინარეებთან შეგუებული თევზების ჯიში იცვლება ტბის თევზებით, ძალიან გართულებულია მათი მიგრაცია მდინარეში და სხვა.

წყალსაცავების ფლორა უფრო მრავალფეროვანია ტბებსა და მდინარეებთან შედარებით. წყალსაცავში დონეების ცვალებადობა განაპირობებს სანაპირო ზოლში წყლის ტიპის მცენარეულობის სიჭარბეს. არალრმა და წყალმარჩხი წყალსაცავები დალამვასთან ერთად, მთლიანად იფარება წყალმცენარეებით. მათი კვდომისა და გახრნის შედეგად წყალსაცავები ბიოლოგიურად ბინძურდება.

## 8.7. წყალსაცავების თერმული და ცინულოვანი რეჟიმი

წყალსაცავის თერმული რეჟიმი განსხვავებულია მდინარის თერმული რეჟიმისაგან წყლის ტემპერატურის არაერთგვაროვანი განაწილებით, წყალსაცავის სიგრძის, სიგანის და სიღრმის მიხედვით. დიდი და ღრმა წყალსაცავების თერმული რეჟიმი ტბების თერმული რეჟიმის ანალოგიურია და განსხვავდება მისგან მხოლოდ არასტაბილური ხასიათით. ტბის თერმულ რეჟიმს განსაკუთრებით წააგავს წყალსაცავების კაშხლისპირა ნაწილის თერმული რეჟიმი, სადაც აღინიშნება ვერტიკალური ტემპერატურული სტრატეფიკაცია.

თავისებური თერმული რეჟიმით ხასიათდება ის წყალსაცავები, რომლებიც სპეციალურად გამოიყენება თბოელექტროსადგურებიდან ჩანადენი წყლების გასაცემლად. ასეთ წყალსაცავ-გამაციებლებში წყლის ტემპერატურა იწვევს საკმაოდ მაღალ ნიშნულამდე, ვიდრე ბუნებრივ პირობებში ახასიათებს თერმულ პროცესებს.

წყალსაცავის ცინულოვანი რეჟიმი ხასიათდება სპეციფიკური თვისებებით, რომლებიც განპირობებულია წყალსაცავის ექსპლუატაციის თავისებურებებით: ზამთარში წყალსაცავის დონის რეგულირება, დიდი წყალდიდობების გატარება ცინულის საფარის პირობებში, ღონისძიებები ცინულხერგილების წინააღმდეგ, წყალსაგდებებზე ცინულის მასების გატარების ორგანიზაცია და სხვა.

ცინულის გახსნიდან წყალსაცავის სრული განთავისუფლების ხანგრძლივობა სხვადასხვა გეოგრაფიული პირობებისათვის შეადგენს საშუალოდ 10-40 დღე-ღამეს.

წყალსამეურნეო გაანგარიშებისათვის საჭიროა წყალსაცავში ცინულის წარმოქმნაზე წყლის დანაკარგის განსაზღვრა. მას ადგილი აქვს ზამთარში ცინულოვანი რეჟიმის პერიოდში, როდესაც წყალსაცავის დონის დაწვეის დროს ცინული ეშვება წყალსაცავის გვერდებსა და ფსკერზე და გაზაფხულამდე გამოუყენებელი რჩება. ცინულწარმოქმნაზე საჭირო წყლის მოცულობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$W_{ცინ} = \rho h_{ცინ} (F_1 - F_2) \quad (8.7)$$

სადაც  $\rho$  არის ცინულის ფარდობითი სიმკვრივე ( $\approx 0.92$ );  $h_{ცინ}$  - ცინულის საშუალო სისქე ზამთარში წყალსაცავის დამუშავების პერიოდში ან საანგარიშო თვეში;  $F_1$ ,

ვაკის წყალსაცავებისათვის  $\delta = 0.3-0.4$ -ის ტოლია, ხოლო მთის ღრმა წყალსაცავებში მყარი ჩამონადენის მთელი მოცულობა ილექება და პრაქტიკულად მისი ტრანზიტი ნულის ტოლია. მდინარის მყარი ჩამონადენი იანგარიშება ფორმულით:

$$W_R = \bar{R} \cdot 31,5 \cdot 10^6 / \rho \quad (8.6)$$

სადაც  $W_R$  ნატანის საშუალო წლიური ხარჯია (კგ/წმ);  $31.5 \cdot 10^6$  – ნელინადში წამების რაოდენობა;  $\rho$  – ფსკერული ნატანის სიმკვრივე, რომელიც 700-900 კგ/მ<sup>3</sup>-ის ტოლია ლამისათვის, 1200-1300 კგ/მ<sup>3</sup> ქვიშიანი ლამისათვის და 1800-2200 კგ/მ<sup>3</sup> ხრეშიანი ლამისათვის.

წყალსაცავების დალამვის წინააღმდეგ კაშხლის ტანში აწყობენ ფსკერულ გამრეცხ ხვრეტებს, მდინარეთა ზემო წელში აგებენ ნატანის შემკავებელ სპეციალურ ნაგებობებს, მაგრამ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ყველა ეს მეთოდი ნაკლებად შედეგიანი ან ძვირადღირებულია, ამიტომ ყველაზე ეფექტურია მდინარის სისტემაში ნატანის პირველწყაროებთან წყლისმიერ და ქარისმიერ ეროზიასთან ბრძოლის ხერხები, მათ შორის, წყალშემკრები ტერიტორიის გამწვანება-განაშენიანების გონივრული ღონისძიებები.

## 8.6. წყალსაცავების ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი

წყალსაცავების ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმები, ძირითადად, განისაზღვრება სამი გარემოებით: 1. წყალსაცავში წყალცვლის ინტენსივობით; 2. დატბორვის ზონის მცენარეულობით და გრუნტის ხასიათით და 3. წყლის დაგროვების რეჟიმითა და დონეების რყევადობით. წყალსაცავების ჰიდროქიმიურ და ჰიდრობიოლოგიურ რეჟიმზე კონტროლი მეტად აქტუალურია, რადგან წყალსაცავების უმრავლესობა გამოიყენება წყლამომარაგებისათვის.

წყალსაცავების მინერალიზაცია ხასიათდება გაზრდილი მარილიანობით, შემდინარე წყალთან შედარებით, რაც წყლის ზედაპირიდან აორთქლების მკვეთრი ზრდისა და წყალსაცავებში ყინულის წარმოქმნის შედეგია.

რაც უფრო მცირეა წყალსაცავის წყალცვლის კოეფიციენტი, მით უფრო მკვეთრად არის გამოხატული მასში ჰიდროქიმიური და ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმის ტრანსფორმაცია. ღრმა წყალსაცავებში აღინიშნება მინერალიზაციის ზრდა (მატება) და სიღრმესთან ერთად ჟანგბადის კონცენტრაციის შემცირება.

წყალსაცავების ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმი მკვეთრად განსხვავდება მდინარის ჰიდრობიოლოგიური რეჟიმისაგან. მინების დატბორვის შედეგად წყალსაცავში თავს იყრის მინერალური ნივთიერებების უდიდესი მარაგი, რაც ხელს უწყობს უმცირესი ორგანიზმების განვითარებას, იქმნება გაცილებით უკეთესი პირობები თევზების ცხოველმოქმედებისათვის. ამასთან, აღსანიშნავია უარყოფითი ბიო-

ლოგიური ეფექტიც: მდინარეებთან შეგუებული თევზების ჯიში იცვლება ტბის თევზებით, ძალიან გართულებულია მათი მიგრაცია მდინარეში და სხვა.

წყალსაცავების ფლორა უფრო მრავალფეროვანია ტბებსა და მდინარეებთან შედარებით. წყალსაცავში დონების ცვალებადობა განაპირობებს სანაპირო ზოლში წყლის ტიპის მცენარეულობის სიჭარბეს. არაღრმა და წყალმარჩხი წყალსაცავები დალამვასთან ერთად, მთლიანად იფარება წყალმცენარეებით. მათი კვდომისა და გახრწნის შედეგად წყალსაცავები ბიოლოგიურად ბინძურდება.

## 8.7. წყალსაცავების თერმული და ცინულოვანი რეჟიმი

წყალსაცავის თერმული რეჟიმი განსხვავებულია მდინარის თერმული რეჟიმისაგან წყლის ტემპერატურის არაერთგვაროვანი განაწილებით, წყალსაცავის სიგრძის, სიგანის და სიღრმის მიხედვით. დიდი და ღრმა წყალსაცავების თერმული რეჟიმი ტბების თერმული რეჟიმის ანალოგიურია და განსხვავდება მისგან მხოლოდ არასტაბილური ხასიათით. ტბის თერმულ რეჟიმს განსაკუთრებით წააგავს წყალსაცავების კაშხლისპირა ნაწილის თერმული რეჟიმი, სადაც აღინიშნება ვერტიკალური ტემპერატურული სტრატეფიკაცია.

თავისებური თერმული რეჟიმით ხასიათდება ის წყალსაცავები, რომლებიც სპეციალურად გამოიყენება თბოელექტროსადგურებიდან ჩანადენი წყლების გასაციებლად. ასეთ წყალსაცავ-გამაციებლებში წყლის ტემპერატურა იწევს საკმაოდ მაღალ ნიშნულამდე, ვიდრე ბუნებრივ პირობებში ახასიათებს თერმულ პროცესებს.

წყალსაცავის ცინულოვანი რეჟიმი ხასიათდება სპეციფიკური თვისებებით, რომლებიც განპირობებულია წყალსაცავის ექსპლუატაციის თავისებურებებით: ზამთარში წყალსაცავის დონის რეგულირება, დიდი წყალდიდობების გატარება ცინულის საფარის პირობებში, ღონისძიებები ცინულხერგილების წინააღმდეგ, წყალსადგებებზე ცინულის მასების გატარების ორგანიზაცია და სხვა.

ცინულის გახსნიდან წყალსაცავის სრული განთავისუფლების ხანგრძლივობა სხვადასხვა გეოგრაფიული პირობებისათვის შეადგენს საშუალოდ 10-40 დღე-ღამეს.

წყალსამეურნეო გაანგარიშებისათვის საჭიროა წყალსაცავში ცინულის წარმოქმნაზე წყლის დანაკარგის განსაზღვრა. მას ადგილი აქვს ზამთარში ცინულოვანი რეჟიმის პერიოდში, როდესაც წყალსაცავის დონის დაწვევის დროს ცინული ეშვება წყალსაცავის გვერდებსა და ფსკერზე და გაზაფხულამდე გამოუყენებელი რჩება. ცინულწარმოქმნაზე საჭირო წყლის მოცულობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$W_{ცინ} = \rho h_{ცინ} (F_1 - F_2) \quad (8.7)$$

სადაც  $\rho$  არის ცინულის ფარდობითი სიმკვრივე ( $\approx 0.92$ );  $h_{ცინ}$  - ცინულის საშუალო სისქე ზამთარში წყალსაცავის დამუშავების პერიოდში ან საანგარიშო თვეში;  $F_1$ ,

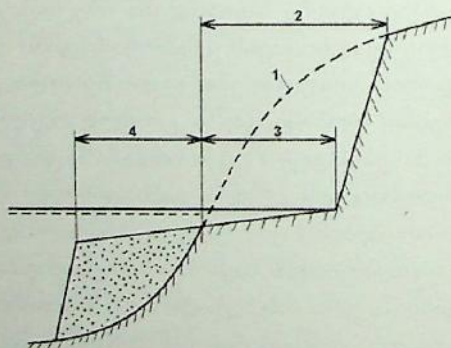
$F_2$  – წყალსაცავის ფართობი, შესაბამისად, საანგარიშო პერიოდის დასაწყისსა და ბოლოში.

### 8.8. წყალსაცავების სანაპირო ზოლის გადამუშავება

წყალსაცავის სანაპირო ზოლი ფორმირდება და გადამუშავდება ბუნებრივი და ანთროპოგენური ფაქტორების ზეგავლენით, რომელთაგან ძირითადია სანაპირო დინებები და წყლის დონის მერყეობა.

დინებები წყალსაცავების სანაპირო ზოლში გამოირჩევა განსაკუთრებული სირთულითა და მრავალფეროვნებით. აქ ვითარდება წყალსაცავებისათვის დამახასიათებელი ყველა შესაძლო დინება, განსაკუთრებით, ზვირთცემის დინებები. სწორედ ისინი განაპირობებს ნაპირების ნგრევას და ნატანის პლაჟზე და ნაპირის გასწვრივ გადაადგილებას.

სანაპირო ტალღური დინებების ზეგავლენით წყალსაცავების ნაპირების გადამუშავებას ნაპირების აბრაზიას უწოდებენ. აბრაზიის შედეგად ჩამორეცხილი მასალა აკუმულირდება სანაპირო ზოლში ან გადაიტანება ნაპირის გასწვრივ. წყალსაცავის გადამუშავებული ნაპირის ძირითადი ელემენტები – აბრაზიული საფეხური, აბრაზიული ტერასა და წყალქვეშა აკუმულაციური ტერასა შეიმჩნევა ყველა წყალსაცავში (ნახ. 8.3). მნიშვნელოვანი კორექტივები შეაქვს ნაპირების გადამუშავების საკითხში წყალსაცავების რეგულირებასთან დაკავშირებულ დონეთა ცვალებადობას. მაგალითად, ბარის წყალსაცავში დონეთა ხელოვნურმა ცვალებადობამ შეიძლება შეადგინოს 6-10 მეტრი, მთის წყალსაცავებში კი – 70-80 მეტრი.



ნახ. 8.3. წყალსაცავების სანაპირო ზოლის გადამუშავება.

- 1 – ნაპირის თავდაპირველი მოხაზულობა; 2 – აბრაზიული საფეხური;  
3 – აბრაზიული ტერასა; 4 – აკუმულაციური ტერასა

## 8.9. წყალსაცავების გავლენა გარემოსა და მდინარის ჩამონადენზე

ტბების მსგავსად წყალსაცავებიც აწელებენ წყალცვლის პროცესს მდინარეთა აუზების ჰიდროგრაფიულ ქსელში. წყალსაცავების აგებამ გამოიწვია ხმელეთის წყლების მოცულობის გაზრდა 6 ათასი კმ<sup>3</sup>, შესაბამისად, შეანელა წყალცვლის პროცესი 5-ჯერ. ასე მაგალითად, თუ დედამიწის მდინარეთა პირობითი წყალცვლის პერიოდი შეადგენს საშუალოდ, 19 დღე-ღამეს, წყალსაცავების აგებამ ის გაზარდა 1960 წლისათვის 40 დღე-ღამემდე, 1970 წლისათვის 64 დღე-ღამემდე, ხოლო 1980 წლისათვის 99 დღე-ღამემდე (5.2-ჯერ). განსაკუთრებით შენელდა წყალცვლის პროცესი აზიის მდინარეთა სისტემებში (14-ჯერ) და ევროპაში (7-ჯერ).

წყალსაცავების შექმნას ყოველთვის თან სდევს წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების გაზრდის შედეგად ჩამონადენის შემცირება, აგრეთვე, ნატანის, ბიოგენური და ორგანული ნივთიერებათა ჩამონადენის შემცირება მათი წყალსაცავში დაგროვების შედეგად.

წყალსაცავის აგების შემდეგ მდინარის ჩამონადენის კლება, ბუნებრივ პირობებთან შედარებით, შეიძლება შეფასდეს შემდეგი ტოლობით:

$$\Delta W = (Z_{\Sigma} - Z_{\Sigma a}) (F_{\Sigma y} - F_{\Sigma d}) \quad (8.8)$$

სადაც  $\Delta W$  წლიური ჩამონადენის მოცულობის კლების სიდიდე, კმ<sup>3</sup>;  $Z_{\Sigma}$  და  $Z_{\Sigma a}$  – წლიური აორთქლების სიდიდე წყლის ზედაპირიდან და ხმელეთიდან მმ;  $F_{\Sigma y}$  და  $F_{\Sigma d}$  – წყალსაცავისა და მდინარის ზედაპირის ფართობი წყალსაცავის შექმნამდე, კმ<sup>2</sup>.

ჭარბტენიან რაიონებში აორთქლება წყლის ზედაპირიდან მცირედ აღემატება აორთქლებას ხმელეთის ზედაპირიდან. ამიტომ ამ რაიონებში აგებული წყალსაცავები თითქმის არ ამცირებს მდინარის ჩამონადენს. მშრალტენიან რაიონებში, სადაც „სიმშრალის“ ინდექსი  $Z_0 / X > 3.0$  და აორთქლება წყლის ზედაპირიდან მნიშვნელოვნად სჭარბობს აორთქლებას ხმელეთის ზედაპირიდან, წყალსაცავების აგება ამცირებს მდინარის ჩამონადენის სიდიდეს.

1980 წლის მონაცემებით, დედამიწის ყველა წყალსაცავიდან აორთქლებაზე წელიწადში იკარგებოდა 120 კმ<sup>3</sup> წყალი, ეს კი დედამიწის მდინარეთა ჩამონადენის 3%-ია. მდინარის ჩამონადენის უდიდესი დანაკარგებით ხასიათდება ნასერის (8.3 კმ<sup>3</sup>/წელიწადში) და ვოლტის (4.6 კმ<sup>3</sup>/წელიწადში) წყალსაცავები. 2000 წლისათვის აორთქლებაზე დანაკარგები გაიზარდა 200 კმ<sup>3</sup>-ით წელიწადში.

წყალსაცავების შექმნისას გარკვეულწილად იტბორება სასოფლო-სამეურნეო სავარგულები, ტყეები, დასახლებული ადგილები, გზები, სანარმოო ობიექტები და სხვა. ცნობილია, რომ ასეთი სახის დატბორვები მთის მდინარეებზე აგებულ წყალსაცავებზე უმნიშვნელოა ბარის წყალსაცავებთან შედარებით.

წყალსაცავის ზონიდან ხშირად აუცილებელია როგორც ცალკეული ოჯახების, ასევე, მთლიანად დასახლებული პუნქტების გადასახლება. წყალსაცავის ზონიდან ხალხის გადასახლება დაკავშირებულია არა იმდენად ეკონომიკურ

პრობლემებთან, რამდენადაც მორალურ-ეთიკურ საკითხებთან. ცხოვრების ისტორიულ-გეოგრაფიული ადგილების, ისტორიის და კულტურის ძეგლების, ჩამოყალიბებული საწარმოო და სოციალური კავშირების დაკარგვა გასახლებულ მოსახლეობას აყენებს, უპირველეს ყოვლისა, მორალურ ზიანს, რომელიც მთლიანად აუნაზღაურებელია და შეიძლება კომპენსირებულ იქნეს კომპრომისულ საფუძველზე, მხოლოდ ეკონომიკურ და სოციალურ სფეროებში. სახელდობრ: მოსახლეობას უნდა შეუქმნათ ცხოვრების გაცილებით უფრო კომფორტული პირობები, ვიდრე მანამდე ჰქონდა. ასევე, შევქმნათ ახალი საწარმოო სიმძლავრეები, სასოფლო-სამეურნეო სავარგულები. პრობლემის ასეთი პრინციპებით გადაწყვეტა საშუალებას მოგვცემს უფრო სრულად დავაკმაყოფილოთ გასახლებული ხალხის საწარმოო ურთიერთობის, სოციალური, ეთნიკური, კულტურული, სპეციფიკური პირობები.

წყალსაცავების აგება არღვევს თევზების ცხოვრების და გამრავლების ბუნებრივ პირობებს, რადგან თევზის გარკვეული ჯიშები ქვირითს ყრიან მდინარის სათავეებში, თვითონ კი ცხოვრობენ ზღვებში. მაგალითად, სამხრეთ კავკასიაში პირველმა ჰიდროელექტროსადგურმა – ზაჰესმა მნიშვნელოვნად შეამცირა ორგულის რაოდენობა მდ. მტკვარში, ხოლო მინგეჩაურის წყალსაცავმა კი საბოლოოდ გადაუკეტა გზა მდინარისაკენ ამ უძვირფასეს ჯიშს.

მდინარის დარეგულირების გამო ადგილი აქვს მყარი ნატანის აკუმულირებას წყალსაცავში, რის გამოც იქმნება მისი დეფიციტი მდინარის ქვედა უბანზე. ამის შედეგად კი სანაპირო ზოლში მცირდება პლიაჟები და სხვადასხვა დანიშნულებისათვის ადრე ათვისებული ტერიტორიები.

წყალსაცავებში წყლის დინების სიჩქარეების შემცირება მკვეთრად აქვეითებს წყლის თვითგანმენდის უნარს. ეს უარყოფითად მოქმედებს როგორც წყალსაცავში, ასევე მდინარის ქვედა წელში წყლის ხარისხზე.

წყალსაცავების მშენებლობას მოსდევს, აგრეთვე, სხვა ხასიათის ეკოლოგიური ცვლილებები, რომელთა რიცხვს მიეკუთვნება: წყალსაცავის ზედა და ქვედა ბიეფის ზონებში მიკროკლიმატის გარკვეულად შეცვლა, ახალი ფლორისა და ფაუნის განვითარება, მდინარის შესართავის ზონაში ზღვაში მარილიანობის რეჟიმის დარღვევა და სხვა.

როგორც ზემოთქმულიდან ჩანს, წყალსაცავები საკმაოდ მნიშვნელოვან და არაერთგვაროვან გავლენას ახდენს არა მარტო მდინარის რეჟიმზე, არამედ მიმდებარე ტერიტორიების ბუნებრივ პირობებზე. წყალსაცავები იძლევა რა დადებით ეკონომიკურ ეფექტს, ამავდროულად იწვევს ნეგატიურ ეკოლოგიურ მოვლენებს. ამიტომ, წყალსაცავების პროექტირების დროს უნდა გავითვალისწინოთ ჰიდროლოგიური, ფიზიკურ-გეოგრაფიული, სოციალურ-ეკონომიკური და ეკოლოგიური ასპექტები.

## თავი 9. ჭაობების ჰიდროლოგია

გეოგრაფიულ ლიტერატურაში ტერმინი „ჭაობი“ იხმარება ფართო ან ვიწრო მნიშვნელობით. ფართო გაგებით ჭაობი არის ზედმეტად ტენიანი დამდგარი წყლის რეჟიმის მქონე მიწის ტერიტორია, რომელზედაც ხდება ორგანული ნივთიერებების – გაუხრწნელი მცენარეების ნარჩენების დაგროვება. ვიწრო გაგებით ჭაობი არის ზედმეტად ტენიანი მიწის უბანი, რომელსაც გააჩნია 30 სმ-ზე მეტი ტორფის ფენა და დაფარულია სპეციფიკური მცენარეულობით. 30 სმ-ზე ნაკლები ტორფის ფენის ზედმეტად ტენიანი მიწის ფართობებს, დაჭაობებულ მიწებს უწოდებენ.

ჰიდროლოგიაში ტორფიან ჭაობებსაც და დაჭაობებული მიწის უბნებსაც განიხილავენ ჭაობებად. ამისათვის ჰიდროლოგებს აქვთ ორი ძირითადი საფუძველი: 1. უმრავლეს დაჭაობებულ მიწის უბნებზე შეინიშნება ტორფის ფენის ფორმირების შენელებული სანყისი ფაზები, ცივი კლიმატის პირობებში ეს აიხსნება ორგანულ ნივთიერებათა ნამატის მცირე ინტენსივობით, ხოლო ცხელი კლიმატის პირობებში ორგანულ ნივთიერებათა გახრწნის დიდი ინტენსივობით. ამიტომ დაჭაობებული მიწების ჭაობებად არ განიხილვა ნიშნავს ამ ობიექტების გენეტიკური ერთიანობის უგულებელყოფას; 2. მიზანშეწონილია ჭაობებს მივაკუთვნოთ ტროპიკული ტყეების დაჭაობებული უდიდესი ტერიტორიები, ზღვისპირა მარილიანი ჭაობები და სხვა, რადგანაც ყველა ამ ობიექტს აერთიანებს ჭარბი დამდგარი ტენიანობა და ყველა ისინი წარმოადგენს ბუნებრივ წყლის ობიექტებს.

### 9.1. ჭაობების წარმოშობა და გავრცელება დედამიწაზე

ჭაობების წარმოშობის ძირითადი მიზეზია ტერიტორიის დაჭაობება და, ასევე, წყალსაცავების ამოვსება.

ხმელეთის დაჭაობების პროცესებს ადგილი აქვს როგორც არქტიკულ, ისე სუბარქტიკულ, ზომიერ და ტროპიკული კლიმატის ზონებში. ყველაზე მეტად დაჭაობებული მიწები განვითარებულია ჭარბტენიან ზომიერ კლიმატურ ზონებში, ხოლო შედარებით ნაკლებად – მშრალ კლიმატურ ზონებში. ჭაობების წარმოშობას ხელს უწყობს, აგრეთვე, ხელსაყრელი გეომორფოლოგიური პირობები (რელიეფის დადაბლებული ადგილები, მდინარეთა ხეობები და სხვა), რომლებიც ქმნიან ხელსაყრელ პირობებს დამდგარი წყლის რეჟიმისათვის და ორგანული ნივთიერებების დასაგროვებლად.

მინების დაჭაობების ორი ძირითადი სახე გამოიყოფა: ტერიტორიების დაჭაობება დატბორვით და შეტბორვით. ტერიტორიების დატბორვა განპირობებულია ორი მიზეზით: 1. როდესაც, ატმოსფერული ნალექები სჭარბობს აორთქლებას, ცუდი დრენაჟის პირობებში. ასე წარმოიქმნება ჭაობები ტროპიკულ ტყეებში, ტუნდრაში. ხშირად, ჭარბტენიან და ტენიან პირობებში ჭაობები წარმოიშობა ბრტყელ წყალგამყოფებზეც; 2. როდესაც, რელიეფის დადაბლებული ადგილები იტბორება ზედაპირული წყლებით. ასე წარმოიქმნება ჭაობები მდინარეებისა და ტბების ნაპირებთან. მინის ტერიტორიების შეტბორვით დაჭაობება დაკავშირებულია მინისქვეშა წყლების დონის აწევასთან. მინისქვეშა წყლების დონის აწევა გამოწვეულია ანთროპოგენური ღონისძიებებით: წყალსაცავის მშენებლობით, ტერიტორიების ხელოვნური მორწყვით, საავტომობილო გზების და რკინიგზების მშენებლობით და სხვა.

ზომიერი და თბილი კლიმატური პირობების წყალსატევებისათვის (ტბებისა და წყალსაცავებისათვის) დამახასიათებელია ამოვსება (დაჭაობება). წყალსატევების დაჭაობება იწყება ნაპირებიდან (ეს პროცესი დეტალურად განხილულია მე-8 თავში). წყალსატევის ფსკერზე ილექება თიხის ნაწილაკები, წყლის ორგანიზმების (პლანქტონისა და ბენტოსის) ნარჩენები, რომელიც თანდათანობით გარდაიქმნება ორგანულ ლამად – საპროპელად. წყალსატევი თანდათანობით ილამება, მასში ჩნდება უმაღლესი მცენარეები: ჭილი, ლერწამი, ისლი და სხვა. მცენარეთა არასრული გახრწნა იწვევს ტორფის წარმოქმნას. ასე, თანდათანობით წყალსატევი გარდაიქმნება ჭაობად.

დედამინაზე ჭაობები გავრცელებულია ყველგან: სხვადასხვა კლიმატურ ზონებსა და თითქმის ყველა კონტინენტზე. დედამინაზე ტორფიან ჭაობებს უკავიათ დაახლოებით 2.7 მლნ კმ<sup>2</sup> ფართობი, ეს კი ხმელეთის 2%-ია. მათში თავმოყრილია 11.5 ათასი კმ<sup>3</sup> წყალი, ან ჰიდროსფეროს მტკნარი წყლის 0.03%. ყველა ტიპის ჭაობების ფართობი დედამინაზე კიდევ უფრო მეტია: დაახლოებით 3.5 მლნ კმ<sup>2</sup>. ყველაზე მეტად დაჭაობებულია სამხრეთ ამერიკა, ევროპა და აზია.

## 9.2. ჭაობების ტიპები

ჭაობების კლასიფიკაციის საფუძველს წარმოადგენს ჭაობების, როგორც გეოგრაფიული გარემოს, ერთ-ერთი ელემენტის განხილვა, რომლის წარმოქმნა და განვითარება წარმოადგენს ჰიდროლოგიური, ბიოლოგიური, ქიმიური და მექანიკური პროცესების რთული ურთიერთმოქმედების შედეგს.

ჭაობებს ჰიდროლოგიური, გეომორფოლოგიური და გეობოტანიკური ნიშნების მიხედვით სამ ძირითად ტიპად ყოფენ. ესენია: 1. ჩადაბლებული (ევტროფული); 2. ამაღლებული (ოლიგოტროფული) და 3. გარდამავალი (მეზოტროფული)

ჭაობები. ისინი გამოხატავენ ჭაობების განვითარებას სამ ძირითად ფაზაში: სხვადასხვა კლიმატურ, მორფოლოგიურ და ჰიდროლოგიურ პირობებში.

1. ჩადაბლებული (ევტროფული), ანუ ბალახიანი ჭაობები გავრცელებულია რელიეფის დადაბლებულ, ყოფილი ტბების ადგილებში ან მდინარეთა ჭალებში. ისინი გამოირჩევა ჩაზნექილი ან ბრტყელი ზედაპირით. ჩადაბლებული ჭაობების საზრდოობაში მონაწილეობს ატმოსფერული ნალექები და ზედაპირული ჩამონადენი. მთავარ როლს საზრდოობაში მდინარეები და გრუნტის წყლები ასრულებს. წყლების მიერ მოტანილი მინერალური ბიოგენური ელემენტები საუკეთესო პირობებს ქმნის ჩადაბლებულ ჭაობებში ევტროფული ჭაობების მცენარეულობის გასავრცელებლად, როგორებიცაა მურყანი, ხავსები, ბალახეული მცენარეულობიდან – ისლი, ლერწამი, შვიტა და სხვა.

ჩადაბლებული ჭაობების ჰიდროლოგიურ თავისებურებებს წარმოადგენს მათ ახლოს წყლის ობიექტების არსებობა. მართლაც, ჩადაბლებულ ჭაობებს ვხვდებით დასავლეთ ციმბირის დიდ მდინარეთა და მათ შემდინარეთა აუზებში, პრიპიატის აუზში, ყუბანის, თერგის, დნეპრის და სხვა მდინარეთა დელტებში.

2. ამაღლებული (ოლიგოტროფული) ჭაობები ტენიანი კლიმატის ზონაშია გავრცელებული. ისინი, ძირითადად, ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობს, ამიტომ ამაღლებული ჭაობები ღარიბია მცენარეულობისათვის საჭირო მინერალური ბიოგენური ელემენტებით, რის გამოც, მცენარეულობიდან ჭარბობს საკვების მცირედ მომთხოვნი ოლიგოტროფული მცენარეების წარმომადგენლები, როგორებიცაა სფაგნუმის ხავსი, ბუჩქნარები, მერქნიანებიდან – ჯუჯა ფიჭვი და სხვა. ამაღლებული ჭაობებისათვის დამახასიათებელია სფაგნუმის ხავსის მთლიანი საფარი. ჭაობის ცენტრალურ ნაწილში სწრაფი ტემპით მიმდინარეობს ხავსის ზრდა და ტორფის დაგროვება, სადაც გაზრდის პროცესები, ინტენსიურ წყალცვლასთან დაკავშირებით, სწრაფად წარმოებს. ამაღლებულ ჭაობებს ცენტრალურ ნაწილში ამობურცული ან ამოზნექილი ზედაპირის შეხედულება აქვს. ზოგიერთი ჭაობის ცენტრალური ნაწილი, პერიფერიულ ნაწილთან შედარებით, 7-8 მეტრით მაღლა არის აწეული.

3. გარდამავალ (მეზოტროფულ) ანუ ტყიან ჭაობებს გარდამავალი სახე აქვს მცენარეულობისა და მასაზრდოებელი მინერალური ბიოგენური ელემენტების მიხედვით ჩადაბლებულ და ამაღლებულ ჭაობებს შორის. ბალახიანი ჭაობები ბალახეული სტადიიდან ტყიან-გარდამავალ ჭაობებში გადადის. ორგანულ ნივთიერებათა დაგროვების პროცესების დროს მინერალური ბიოგენური ელემენტების სიმცირის გამო ისლი და ბალახეული მცენარეები იცვლება და მათ ნაცვლად სფაგნუმის ხავსი ვითარდება, ე.ი. გარდამავალი ჭაობები თანდათანობით გადადის ამაღლებულ ჭაობებში.

ჩრდილოეთ განედებში, სადაც ატმოსფერული ნალექები სჭარბობს აორთქლებას, ზედმეტი წყალი ჭაობის ზედაპირზე გროვდება, რის შედეგადაც მეო-

რადი ტბა წარმოიშობა, რომლის ფსკერი და გვერდები ტორფითაა დაფარული. ამგვარად, პირველადი წყალსატევის ადგილზე ჯერ – ჩადაბლებული (ბალახიანი) ჭაობი, შემდეგ გარდამავალი ჭაობი და ბოლოს ამალღებული სფაგნუმიანი ჭაობი წარმოიშობა, სადაც შეიძლება ხელახლა წარმოიქმნას თხელწყლიანი ტბები ტორფის ფსკერთა და ნაპირებით.

ჭაობში შეიძლება სხვადასხვა უბნები გამოიყოფოს, რომელთაც ერთნაირი მიკრორელიეფი, მცენარეულობა, ტორფის ფიზიკური თვისებები, წყლის რეჟიმი და სხვა ექნებათ. ჭაობების ასეთ უბნებს ჭაობის მიკროლანდშაფტებს უწოდებენ. თითოეული მიკროლანდშაფტი აქ გაბატონებული მცენარეულობის სახელწოდებას იღებს. მდებარეობის მიხედვით ჭაობები ორ ძირითად ჯგუფად იყოფა: 1. მდინარეთა წყალგამყოფებისა და 2. მდინარეთა ხეობების ჭაობებად. პირველი ჯგუფის ჭაობების შემადგენლობაში შედის: ჭაობები წყალგამყოფის მოსწორებულ ზედაპირზე, ჭაობები წყალგამყოფის კალთის მოსწორებულ ზედაპირზე და ჭაობები წყალგამყოფის ქვაბულში. მეორე ჯგუფის ჭაობების მასივებში შედის: ქალებში არსებული ჭაობები, ტერასისპირა ჭაობები და ნამდინარეებში მდებარე ჭაობები.

წყალგამყოფის მოსწორებული ზედაპირის ჭაობები გავრცელებულია განიერ, ბრტყელ ვაკეებზე, რომელთაც წყალგამყოფის უმაღლესი წერტილი უჭირავთ და მთლიანად ტორფით არიან დაფარული. ჭაობებიდან წყალი სხვადასხვა მიმართულებით მიედინება.

წყალგამყოფის კალთების მოსწორებული ვაკეების ჭაობებს უკავია მთავარი მდინარის ორ შემდინარეს შორის მცირედ დახრილი კალთები. ამ ჭაობების წყლები შეიძლება მიედინებოდეს ან ერთი მთავარი მდინარისაკენ, ან ორთავე შემდინარისაკენ.

წყალგამყოფის ქვაბულების ჭაობები მდებარეობს წყალგამყოფებს შორის ქვაბულებში. ჭაობებში წყალი ქვაბულის კალთებიდან ჩაედინება. ასეთი ჭაობები მდებარეობს სრულად დახშულ და გაუდინარ ქვაბულებში, საიდანაც წყალი შეიძლება საერთოდ არ გამოედინებოდეს ან გამოედინებოდეს მცირე რაოდენობით, ნაკადულების სახით.

ქალების ჭაობები ფარავს მდინარეთა ქალებს. მათთვის დამახასიათებელია მდინარისაკენ წყლის ყოველმხრივ გადინება. ამ ჭაობებს ზედაპირი ჰორიზონტალური აქვს, ზოგჯერ კი მცირედ დახრილი მდინარისაკენ.

ტერასისპირა ჭაობები განსხვავდება ქალების ჭაობებისაგან იმით, რომ მდინარის დონეზე მაღლა მდებარეობს და წყალდიდობის დროს მდინარის წყალი ჭაობში არ გადადის. განიერ და ვაკე ტერასებზე ასეთ ჭაობებს მოსწორებული მდებარეობა აქვს.

ნამდინარეების ჭაობებს, როგორც წესი, მცირე ფართობი უჭირავს. ამ ტიპის ჭაობებში იგულისხმება ქალის ჭაობები და ტერასისპირა ჭაობები მოსწორე-

ბული ზედაპირებით. ნამდინარეების ჭაობები კარგად არის წარმოდგენილი დასავლეთ ციმბირის დაბლობის მდინარეთა აუზებში, სადაც ცალკეული ტერასების სიგანე რამდენიმე კილომეტრია. მათ დიდი ფართობი უკავიათ.

ჭაობების წყლით საზრდოობა დამოკიდებულია ჭაობის მდებარეობისა და რელიეფის პირობებზე. წყალგამყოფის ჭაობები, მაღალ ადგილზე მდებარეობის გამო, თითქმის მთლიანად მოკლებულია გრუნტის წყლებით საზრდოობას. ისინი, ძირითადად, ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობს. ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობს, აგრეთვე, წყალგამყოფის კალთებზე არსებული ჭაობებიც. ზედაპირული წყლებით მათი საზრდოობა უმნიშვნელოა.

ქვაბულის ჭაობები საზრდოობს როგორც ატმოსფერული ნალექებით, ასევე გრუნტის წყლებით. ქალის ჭაობების საზრდოობაში მონაწილეობს როგორც ატმოსფერული ნალექები, ისე გრუნტისა და მდინარის წყლები, რომლებიც ავსებს ჭაობებს წყალდიდობის დროს.

### 9.3. ჭაობების წყლის ბალანსი და ჰიდროლოგიური რეჟიმი

ჭაობის წყლის ბალანსი, ისევე, როგორც ხმელეთის სხვა წყლის ობიექტები შედგება შემომავალი ნაწილისაგან, რომელიც აერთიანებს ატმოსფერულ ნალექებს,  $(x)$ , ზედაპირული,  $(y_1)$  და მიწისქვეშა,  $(\omega_1)$ , წყლების შემონადენს. გასავალი ნაწილი კი შედგება აორთქლებისაგან  $(z)$ , ზედაპირული,  $(y_2)$  და მიწისქვეშა,  $(\omega_2)$ , წყლების გადინებისაგან. დროის  $(\Delta t)$  ინტერვალში ჭაობში შეიძლება წყლის დაგროვება ან დაცლა  $(\pm \Delta u)$ . აქედან გამომდინარე, ჭაობის წყლის ბალანსის განტოლებას ექნება შემდეგი სახე:

$$x + y_1 + \omega_1 = z + y_2 + \omega_2 \pm \Delta u \quad (9.1)$$

ამაღლებული ჭაობებისათვის, (9.1) განტოლების  $(y_1)$  და  $(\omega_1)$  წევრები ნულის ტოლია, რადგანაც ჭაობი საზრდოობს მხოლოდ ატმოსფერული ნალექებით.

წყლის მარაგის ცვალებადობა  $(\pm \Delta u)$  ჭაობში შეიძლება წარმოვადგინოთ, როგორც გრუნტის წყლების დონეების ცვალებადობა ტორფის ბუდობში:

$$\Delta u = a \cdot \Delta H \quad (9.2)$$

სადაც  $a$ , როდესაც გრუნტის წყლების დონე დაწეულია, ტოლია წყალგაცემის  $(\mu)$ , ხოლო, როდესაც გრუნტის წყლების დონე აწეულია – ტენიანობის დეფიციტის  $(d)$ .

რადგან წყალგაცემა,  $\mu$ , და ტენიანობის დეფიციტი,  $d$ , ჭაობის სხვადასხვა ნაწილებში განსხვავებულია, ამიტომ ჭაობის ტენის ჯამური ცვალებადობა განისაზღვრება, როგორც საშუალო შეწონილი სიდიდე:

$$\Delta u = \left[ \sum (a_i \Delta H_i F_i) \right] / F \quad (9.3)$$

სადაც  $F_i$  არის ჭაობის თითოეული ნაწილის ფართობი,  $F$  – ჭაობის მთლიანი ფართობი.

ჭაობები წყლის ბალანსით ძლიერ განსხვავდება ერთმანეთისაგან, ვინაიდან სხვადასხვა ტიპის ჭაობებს ახასიათებს სხვადასხვაგვარი საზრდოობა, წყლის შემოსავლის პირობები და წყლის გასავლის თავისებურება. როგორც ზემოთ იყო ნათქვამი, ამალღებული ჭაობების საზრდოობისათვის მთავარი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფერულ ნალექებს, ხოლო ჩადაბლებული ჭაობების წყლის შემოსავალში, გარდა ატმოსფერული ნალექებისა, მნიშვნელობა აქვს წყალდიდობის დროს წყლის შემოსვლას ჭაობის გარშემო მდებარე ხეებიდან და მდინარეებიდან. ჭაობებიდან წყლების გასავლის ბალანსში მნიშვნელოვანია აორთქლება, რომლის რაოდენობაც სხვადასხვა ტიპის ჭაობებიდან სხვადასხვაა.

ყველაზე დიდი რაოდენობით წყალი ორთქლდება მშრალი სუბტროპიკული კლიმატის პირობების ჭაობებიდან. ასე მაგალითად, ამ კლიმატური ზონის ზოგიერთი მდინარის დელტებზე არსებული ჭაობებიდან წელიწადში ორთქლდება 1300 მმ წყალი. დიდი რაოდენობით წყალი ორთქლდება დაჭაობებული ტროპიკული ტყეებიდანაც. ზომიერი კლიმატის პირობებში ყველაზე დიდი რაოდენობით წყალი ორთქლდება სფაგნუმ-ისლიანი და ტყიანი ჭაობებიდან (დაახლოებით 600 მმ წელიწადში), ყველაზე ნაკლები – სფაგნუმ-ბუჩქნარიანი ჭაობებიდან (300 მმ წელიწადში).

**ჭაობის წყლის რეჟიმი.** ჭაობებში წყლის მოძრაობა წარმოიქმნება როგორც ფილტრაციის გზით, ისე ჭაობის ნაკადულებით და ტორფში არსებული წყლის საშუალებით. წყლის მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია ტორფის წყალგამტარობაზე, რომელიც ხასიათდება ფილტრაციის კოეფიციენტით. ჭაობის ზედა ფენას, რომელიც შედგება ცოცხალი ხავსისაგან და გაუხრწნელი მცენარეების ნარჩენებისაგან, ძალიან მაღალი წყალგამტარობის უნარი აქვს. ფილტრაციის კოეფიციენტის სიდიდე დამოკიდებულია ჭაობის მიკროლანდშაფტის ტიპზე, ტორფის ხრწნადობის ხარისხსა და ბოტანიკურ შედგენილობაზე. ჩადაბლებული ჭაობის, სადაც ტორფი სუსტად გახრწნილია, ფილტრაციის კოეფიციენტი მერყეობს 0.002 - 0.01 სმ/წ საზღვრებში.

ამალღებული ჭაობებისათვის დამახასიათებელია ფილტრაციის კოეფიციენტის შემდეგი სიდიდეები: მცირედ გახრწნილი ტორფისათვის (10-15%) 0.01 - 0.025 სმ/წ, საშუალოდ გახრწნილისათვის – (35-45%) 0.00025 - 0.001 სმ/წ.

ჭაობში წყლის მოძრაობის სიჩქარე (სმ/წ) ლამინარული რეჟიმისათვის იანგარიშება დარსის ფორმულით:

$$V = K_{\text{ფ}} I \quad (9.4)$$

სადაც  $K_{\Phi}$  ფილტრაციის კოეფიციენტია ტორფის ბუდობისათვის;  $I$  – ჭაობში გრუნტის წყლების დონის ქანობი. ტორფის სისქეში ზედა ფენიდან ქვედა ფენისაკენ ფილტრაციის კოეფიციენტი მცირდება. მაგალითად, სფაგნუმიან ჭაობში ტორფის ზედა ფენაში ფილტრაციის კოეფიციენტი მიახლოებით 100-300 სმ/წმ უდრის, ერთი მეტრის სიღრმეზე კი იგი 0.05-0.08 სმ/წმ-მდე მცირდება. ისლიან-სფაგნიუმიან ჭაობში, ტორფის ზედაპირულ ფენაში, ფილტრაციის კოეფიციენტი 80 სმ/წმ-ის ტოლია, ერთი მეტრის სიღრმეზე კი 0.01 სმ/წმ-ის ტოლია.

ჭაობის ზედა ფენაში, დაახლოებით 0.8-1.0 მეტრის სიღრმეზე, ტორფის ტენიანობა პერიოდულად იცვლება, ხოლო 0.8-1.0 მეტრის ქვევით მისი ტენიანობა პრაქტიკულად მუდმივია. ტორფის ზედა ფენა გამოიყოფა ბიოლოგიური პროცესების ინტენსივობით. აქ მცენარეების ნარჩენების ინტენსიურ გახრწნას განაპირობებს კარგი აერაცია და მიკროორგანიზმების სიცოცხლისუნარიანობა. ამის მიხედვით ჭაობის ზედა ფენას აქტიურ ან მოქმედ ფენას უწოდებენ. მის ქვევით მოთავსებულია ინერტული ფენა. იგი გამოირჩევა მცირე წყალგამტარიანობით, წყლის ერთნაირი რაოდენობითა და ჰაერის შეუღწევადობით. ამასთან, მოკლებულია აერობულ მიკროორგანიზმებს. ყოველივე ეს ხელს უწყობს ტორფის წარმოშობას.

#### 9.4. ჭაობების თერმული რეჟიმი

ჭაობების თერმული რეჟიმი განისაზღვრება ტორფის ბუდობითა და მისი ზედა მოქმედი ფენის სითბური თვისებებით. ტორფის სითბოგამტარობა და სითბოტევადობა მცირეა და დამოკიდებულია ტორფის აგებულებაზე. ტორფი შედგება მკვრივი ორგანული ნივთიერების, წყლისა და ჰაერისაგან. ჰაერი ნაკლებად სითბოტევადია. მკვრივი, მშრალი ნივთიერება ტორფში მთელი მოცულობის დაახლოებით 7%-ია, ხოლო ზედა მცენარეულიან ფენაში 1.5-2%-ია. მისი სითბოტევადობა, წყალთან შედარებით, მცირეა. ამგვარად, ტორფის სითბოტევადობა განისაზღვრება ტორფში წყლის შემცველობით. ტორფის სითბოტევადობა გრუნტის წყლების დონის ქვევით თითქმის უცვლელია.

სიღრმის მიხედვით ტორფის ბუდობის ტემპერატურა მცირდება. ზომიერი კლიმატის პირობებში ტორფის ტემპერატურის დღელამური ცვალებადობა შეინიშნება 15-25 სმ სიღრმემდე, ხოლო ტემპერატურის სეზონური ცვალებადობა 3-3.5 მ სიღრმემდე. ტორფის უფრო ღრმა ფენებში (35-40 სმ და 4-5 მ) ტემპერატურის დღელამურ და სეზონურ ცვალებადობას არ აქვს ადგილი.

ტორფის ცუდი სითბოგამტარობის შედეგად შემოდგომაზე გამშრალი ჭაობი უფრო მცირე სიღრმემდე იყინება, ვიდრე სხვა გრუნტი. იმავე მიზეზით ჭაობის განთავისუფლება ყინულიდან უფრო ნელა ხდება ვიდრე ნიადაგის ზედაპირზე.

ტორფის წყლით გაუღენტვა ხელს უწყობს სითბოგამტარობას, რის შედეგადაც იგი უფრო ღრმად იყინება მშრალი ტორფთან შედარებით.

ტორფისა და თიხიანი გრუნტის გაყინვა ერთდროულად იწყება, ხოლო ყინულის დნობა ტორფში შედარებით იგვიანებს. ტორფის გაყინვა დროსა და სიღრმეში დამოკიდებულია თოვლის მოსვლის დროზე და თოვლის საფარის სისქეზე. თუ ყინვები თოვლის მოსვლამდე დაიწყება, მაშინ ქაობი ადრე და ღრმად იყინება. თუ თოვლი გაუყინავ ნიადაგზე მოვიდა, მაშინ ქაობის გაყინვა ნელა ხდება ან სრულებით არ იყინება.

ქაობი მთელ ფართობზე ერთსა და იმავე დროს ყინულისგან არ თავისუფლდება. ყინულისგან ადრე თავისუფლდება სანაპირო სველი ზონა და ქაობის ამალღებული სერები, ხოლო ყველაზე გვიან ქაობის ცენტრალური ნაწილი.

## 9.5. ქაობების გავლენა მდინარის ჩამონადენზე

ქაობის და მისი დაშრობის გავლენას მდინარის ჩამონადენზე პრინციპული მნიშვნელობა აქვს ბუნებრივ კომპლექსებში ქაობების ჰიდროლოგიური როლის შესაფასებლად.

ქაობების ზედაპირიდან გაზრდილი აორთქლება და ტრანსპირაცია ამცირებს ჩამონადენის საშუალო მნიშვნელობას. დაქაობებული ტერიტორიებიდან მდინარეებში გაცილებით ნაკლები ჩამონადენი ჩაედინება ვიდრე მიმდებარე დაუქაობებელი ფართობებიდან. უნდა აღვნიშნოთ, რომ განსხვავება ქაობის ზედაპირიდან და დაუქაობებელი ფართობებიდან აორთქლებას შორის იზრდება ტერიტორიის საერთო ტენიანობის შემცირებასთან ერთად.

ტუნდრაში ქარბტენიანი პირობების დროს განსხვავება ქაობის ზედაპირიდან და დაუქაობებელი ფართობებიდან აორთქლებებს შორის უმნიშვნელოა. იგი იზრდება ტყის ზონაში და მაქსიმუმს აღწევს სტეპის, ნახევარუდაბნოსა და უდაბნოების ზონებში, სადაც დაქაობებული ფართობებიდან აორთქლებაზე იკარგება გაცილებით მეტი რაოდენობის წყალი ვიდრე დაუქაობებელი ტერიტორიებიდან.

აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ ქაობების დაშრობის შედეგად უნდა შემცირდეს აორთქლება და გაიზრდეს ჩამონადენი და ეს პროცესი უფრო მკვეთრად უნდა იყოს გამოხატული სამხრეთ განედებზე.

საკმარისი ტენიანობის ზონაში ქაობების დაშრობის შედეგად ჩამონადენის ზრდაზე დამატებით სტიმულს იძლევა მიწისქვეშა წყლების საუკუნოვანი მარაგის დონეების დანევა.

სეზონურ ჩამონადენზე ქაობების გავლენა არაერთმნიშვნელოვანია. ხშირად თვლიან, რომ გაზაფხულზე თოვლის დნობის პერიოდში ქაობები იკრებს თოვლის ნადნობ წყლებს და, შესაბამისად, ამცირებს გაზაფხულის ჩამონადენს. ქაობების დაშრობა კი იწვევს თოვლის ნადნობი წყლების გაღინებას მდინარის სის-

ტემაში, რაც, თავის მხრივ, გაზრდის გაზაფხულის ჩამონადენს. აქვე უნდა მოვიყვანოთ ამ მოსაზრების სანაირადმდეგო ვერსია: დამშრალ ქაობებს აქვს გრუნტის უკეთესი აერაცია, რომელიც აუმჯობესებს ნადნობი წყლების ინფიტრაციასა და აორთქლებას, ეს კი ამცირებს გაზაფხულის ჩამონადენს. აქედან შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ ქაობების დაშრობა, ერთ შემთხვევაში, იწვევს გაზაფხულის ჩამონადენის ზრდას, ხოლო, მეორე შემთხვევაში, მის შემცირებას.

დადგენილია, რომ წყალმცირობის პერიოდში ქაობების დაშრობა ხელს არ უწყობს ჩამონადენის ზრდას. ეს იმით აიხსნება, რომ ზაფხულში ქაობებიდან ორთქლდება დიდი რაოდენობით წყალი და მათგან ზედაპირული ჩამონადენი არ ფორმირდება. ამასთან ტორფის წყალგაცემა ძალიან დაბალია. ზამთარში კი ქაობები იყინება, რის გამოც მათგან წყლის გადინებას არა აქვს ადგილი.

ძალზედ დიდი მნიშვნელობა აქვთ ქაობებს მდინარეთა წყლების წყლის ხარისხის ფორმირებაში. მდინარეებს, რომლებიც სათავეს იღებს ამაღლებული ტიპის ქაობიდან, გააჩნია ჰიდროკარბონატული კლასის წყლები. ისინი შეიცავენ ცოტა რაოდენობით მინერალურ ნივთიერებებს და დიდი რაოდენობით ორგანულ ნივთიერებებს. ზოგჯერ ქაობის მდინარეთა წყლის ხარისხი არ არის მაღალი, ზედმეტად გაჯერებულია ორგანული ნივთიერებებით, აქვს „ქაობისათვის“ დამახასიათებელი სუნი და ფერი. დიდი ქაობიდან გამდინარე წყალი არახელსაყრელია უმაღლესი წყლის ორგანიზმების განვითარებისათვის. ქაობების დაშრობამ ხელი უნდა შეუწყოს მდინარეთა წყლის ხარისხის გაუმჯობესებას.

ზემოთქმულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ დიდ რეგიონებში ქაობების დაშრობამ არ უნდა მოახდინოს მდინარის ჩამონადენზე უარყოფითი გავლენა. მაგრამ იმ ფაქტს, რომ ქაობების დაშრობისას მცირე აუზებში მინისქვეშა ჩამონადენი გადადის ზედაპირულ ჩამონადენში უნდა მიექცეს ყურადღება.

ქაობებს დიდი მნიშვნელობა აქვს. მათი დაშრობის შემდეგ მოპოვებული ტორფი გამოიყენება, როგორც სანვავი საშუალება, სასუქი და ქიმიური ნედლეული.

## ლიტერატურა

1. გავარდაშვილი გ. „ბუნებრივი და ტექნოგენური კატასტროფებისას მთის ლანდშაფტების უსაფრთხოების ღონისძიებები“, გამ. „უნივერსალი“, თბ., 2011.
2. გობეჯიშვილი რ., კოტლიაკოვი ვ., „გლაციოლოგია“, გამ. „უნივერსალი“, თბ., 2006.
3. ელიზბარაშვილი ნ., „ლანდშაფტური დაგეგმარების გეოეკოლოგიური საფუძვლები“, გამ. „უნივერსალი“, თბ., 2005.
4. კერესელიძე დ., „საქართველოს ნყალსაცავების ჰიდროეკოლოგიური პრობლემები“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 1994.
5. კერესელიძე დ., ტრაპაიძე ვ., ბრეგვაძე გ., „ჰიდროლოგიური მახასიათებლების გაანსაზღვრის მეთოდები“, გამ. „უნივერსალი“, თბ., 2009.
6. კერესელიძე დ., ბლიაძე მ., „წყლის ობიექტებზე რეკრეაციის ზემოქმედების გეოგრაფიულ-ეკოლოგიური ასპექტები“, გამ. „ქართული წიგნის სახლი“, თბ., 2008.
7. ნათიშვილი ო., გეგეშიძე ი., „ჰიდრაულიკა“, გამ. „განათლება“, თბ., 1996.
8. ნიკოლაიშვილი დ., „საქართველოს ლანდშაფტების სივრცე-დროითი ანალიზი“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 2009.
9. სეფერთელაძე ზ., დავითაია ე., მარგველანი გ., „ბუნებათსარგებლობის გეოგრაფია“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 2011.
10. უკლება ნ., „ზოგადი ჰიდროლიოგია“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 1967.
11. უკლება ნ., „ჰიდრომეტრია“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 1972.
12. უკლება ნ., „საქართველოს სსრ წყლის რესურსების გამოყენება სახალხო მეურნეობაში“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 1977.
13. ურუშაძე თ., „საქართველოს ძირითადი ნიადაგები“, გამ. „მეცნიერება“, თბ., 1997.
14. ხმალაძე ო., „ჰიდროფიზიკა“. თსუ გამომცემლობა, თბ., 1978.
15. ხომერიკი ი., ალავერდაშვილი მ., „წყლის რესურსების ბალანსური კვლევა“, თსუ გამომცემლობა, თბ., 2003.

16. Алескин О.А., «Основы гидрохимии». Л., Гидрометеоздат, 1970.
17. Авакян А.Б., Салтанкин В.П., «Водоохранилища». М., Мысль, 1987.
18. Астахов А.В., «Курс физики. Механика. Кинематическая теория материи». М., Наука 1977.
19. Бисвас А.К., «Человек и вода». Из истории гидрологии. Л., Гидрометеоздат, 1975.
20. Будыко М.И., «Климат в прошлом и будущем». Л., Гидрометеоздат, 1980.
21. Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П., «Общая гидрология». Л., Гидрометеоздат, 1984.
22. Богословский Б.Б., «Озероведение». М., Наука, 1960.
23. Быков В.Д., Васильев А.В., «Гидрометрия». Л., Гидрометеоздат, 1977.
24. Вендров С.Л., «Проблемы преобразования речных систем СССР». Л., Гидрометеоздат, 1979.
25. Великанов М.А., «Гидрология суши», Л., Гидрометеоздат, 1964.
26. Гляциологический словарь. Л., Гидрометеоздат, 1984.
27. Голубев Г.Н., «Гидрология ледников». Л., Гидрометеоздат, 1976.
28. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б., «Ледники». М., Мысль 1989.
29. Иванов Б.Н., «Законы физики». М., Высшая школа, 1986.
30. Кац Н. Я. «Болота земного шара». М., Наука, 1971.
31. Клинге Р.К., «Изменения глобального водообмена». М., Наука, 1985.
32. Котляков В.М., «Снежный покров земли и ледники». Л., Гидрометеоздат, 1968.
33. Львович М.И., «Вода и жизнь». М., Мысль, 1986.
34. Макавеев Н.И., Чалов Р.С., «Русловые процессы». М., МГУ, 1986.
35. «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли». Л., Гидрометеоздат, 1974.
36. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., «Общая гидрология». М., Высшая школа, 1991.
37. Михайлов Л.Е., «Гидрогеология». Л., Гидрометеоздат, 1985.
38. Разумахин Н.В., «Природные ресурсы и их охрана». Л., ЛГУ, 1987.
39. Степанов В.Н., «Океаносфера». М., Мысль, 1983.

40. Соколов А.А., «Вода: проблемы на рубеже XXI века». Л., Гидрометеоздат, 1986.
41. Тихомиров А.И., «Термика крупных озер». Л., Гидрометеоздат, 1977.
42. Чеботарев А.И., «Общая гидрология». Л., Гидрометеоздат, 1975.
43. Шикломанов И.А., «Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы». Л., Гидрометеоздат, 1988.
44. Шикломанов И.А., «Влияние хозяйственной деятельности на речной сток». Л., Гидрометеоздат, 1989.
45. Хендерсон-Селлерс Б. «Инженерная лимнология». Л., Гидрометеоздат, 1987.
46. Chow V.T., Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New-York, 1964.
47. Chow V.T., Maidment D.R., Mays L.W., Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, 1988.
48. Mays L.W., Water Resources Engineering, John Wiley & sons, 2005.
49. Mays L.W., Water Resources Handbook, McGraw-Hill, New-York, 1996.

გამომცემლობის რედაქტორები:

მანია ეჯიბია

ნანა კაჭაბავა

გარეკანის დიზაინი

თინათინ ჩირინაშვილი

დაკაბადონება

ნათია დვალი

