

თ. ივანიშვილი. ვ. ჯორჯია

# ზოგადი გეოქიმიის მოკლე კურსი

საქართველოს სსრ უმაღლესი და საშუალო  
სპეციალური განათლების სამინისტროს მიერ  
დამტკიცებულია სახელმწიფო სტუდენტებისათვის



თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა  
თბილისი 1972

წიგნი წარმოადგენს ზოგადი გეოქიმიის პირველ ქართულ სახელმძღვანელოს, რომელიც შედგენილია მოქმედი პროგრამის მიხედვით. იგი განკუთვნილია უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტის სტუდენტებისათვის. სახელმძღვანელო დაეხმარება აგრეთვე ქიმიის სპეციალისტის სტუდენტებს და ახალგაზრდა გეოლოგებს.

## წინასიტყვაობა

ზოგადი გეოქიმიის კურსი კარგა ხანია ეკითხებათ გეოლოგიური სპეციალობის სტუდენტებს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტსა და საქართველოს პოლიტექნიკურ ინსტიტუტში. მიუხედავად ამისა. ქართულ ენაზე ამ საგნის სახელმძღვანელო დღემდე არ არსებობს. რაც აძნელებს მის სწავლებას. ა. ა. საუკოვის „გეოქიმიის“ ქართული თარგმანი, გამოცემული 1954 წელს, ჯერ ერთი, დიდი ხანია არ იშოვება, და მეორეც—მოძველდა. ამ გარემოებამ და აგრეთვე იმანაც, რომ ახლად შედგენილ სახელმძღვანელოში გათვალისწინებული იქნებოდა გეოქიმიის უახლესი მიღწევები, გვაფიქრებინა წინამდებარე კურსის შედგენის მიზანშეწონილობა.

სახელმძღვანელოს შედგენისას ძირითადად ვეყრდნობოდით რუსულ, ინგლისურ და ფრანგულ ენებზე არსებულ სახელმძღვანელოებს, ხოლო ზოგი საკითხის გაშუქებისას ვსარგებლობდით პერიოდული ლიტერატურითაც. დღეისათვის არსებული ზოგადი გეოქიმიის უმთავრესი სახელმძღვანელოების სია წიგნს ბოლოში აქვს დართული.

კურსი შედგენილია უნივერსიტეტის გეოლოგიური სპეციალობის სტუდენტთა სასწავლო პროგრამის მოთხოვნების გათვალისწინებით, თუმცა, იგი ჩვენი ვარაუდით გარკვეულ დახმარებას გაუწევს ქიმიის სპეციალობის სტუდენტებს და ახალგაზრდა გეოლოგებსაც.

ბუნებრივია, ზოგადი გეოქიმიის სახელმძღვანელოში ყველა საკითხი თანაბარი სისრულით არაა

გამუქებული. რამაც გამოიწვია წიგნის ზოგიერთი ნაწილის სქემატურობა. წიგნზე მუშაობისას საკირო გახდა ქართული სპეციალური ტერმინოლოგიის ნაწილობრივ შემუშავებაც, რაც მნიშვნელოვან სიძნელეს ქმნიდა.

უდავოა, რომ წიგნი უნაკლო არ იქნება. ავტორები კმაყოფილების გრძნობით მიიღებენ მკითხველის ყოველგვარ საქმიან შენიშვნას.



## შენახვალნი

### §. გეოქიმიის საგანი და ამოცანები

საგნის სახელწოდებიდან ჩანს, რომ გეოქიმია შეისწავლის დედამიწის ქიმიას. ამ მხრივ გეოქიმია, პირველ რიგში, მინერალოგიის, პეტროგრაფიის, ნიადაგთმცოდნეობის და პილროქიმიის მონათესავე დარგია. როძლებიც შეისწავლიან აგრეთვე ლითოსფეროს და პილროსფეროს ქიმიურ შედგენილობას. მიუხედავად ამ ზოგადი მსგავსებისა, გეოქიმია თავისი კვლევის საგნით და კვლევის მეთოდებით მნიშვნელოვნად განსხვავდება დასახელებული დარგებისაგან. გეოქიმია შეისწავლის ქიმიური ელემენტების ატომების და არა მათი ნაერთების ქცევას მიწის ქერქში (და მთლიანად დედამიწაში) მიმდინარე პროცესებში; ე. ი. გეოქიმია შეისწავლის ქიმიური ელემენტების ატომების მიგრაციას და კონცენტრაციას დედამიწაში სხვადასხვა თერმოდინამიკურ და ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში, დედამიწის განვითარების პროცესში.

ე. ი. ვერნადსკის განმარტების მიხედვით „გეოქიმია შეისწავლის ქიმიურ ელემენტებს, ე. ი. მიწის ქერქის ატომებს და რამდენადაც შეუძლია მთელი პლანეტის ატომებს; იგი შეისწავლის ატომთა ისტორიას, განაწილებას და მოძრაობას სივრცესა და დროში და მათ გენეტიკურ თანაფარდობას“. ა. ე. ფერსმანის მიხედვით „გეოქიმია შეისწავლის ქიმიურ ელემენტთა ატომების ისტორიას მიწის ქერქში და მათ ქცევას სხვადასხვა ბუნებრივ თერმოდინამიკურ და ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში“.

მიუხედავად იმისა, რომ გეოქიმიის მიზანია შეისწავლოს ქიმიური ელემენტების ატომების ქცევა დედამიწაში მთლიანად, იგი ყველაზე უფრო ძირითადად ემყარება კმაყოფილდება უშუალო დაკვირვებისათვის მისაწვდომი მიწის ქერქის სულ ზედა ნაწილით (სისქით 15—20 კმ). ბოლო დროს, გეოფიზიკის მიღწევებთან დაკავშირებით, გეოქიმიას საშუალება ეძლევა გაიზაროს ქიმიურ ელემენტთა განაწილების ძირითადი

თადი კანონზომიერებანი შიდა გეოსფეროებშიც. მეორე მხრივ, კოსმოლოგიის სწრაფი განვითარების გამო, რაც ძირითადად გამოწვეულია კოსმოფიზიკის და კოსმოქიმიის მიღწევებით და ადამიანის უშუალო გასვლით კოსმოსში, გეოქიმიის კვლევის სფერო უშუალოდ ჩვენს პლანეტას სცილდება და იგი ცდილობს მოიცვას მეტეორიტები, მთვარე, ვენერა და სხვა ციური სხეულები. ამ ასპექტში გეოქიმია შეიძლება განვიხილოთ როგორც კოსმოქიმიის ნაწილი.

მიწის ქერქში და მთლიანად დედამიწაში ქიმიურ ელემენტთა ქცევისა და ისტორიის გასარკვევად აუცილებლად საჭიროა ელემენტთა ატომების თვისებების ცოდნა, ვინაიდან ქიმიურ ელემენტთა გავრცელება მიწის ქერქში, დედამიწის ღრმა გეოსფეროებში და კოსმოსში შეპირობებულია ელემენტთა ატომების მდგრადობით, ხოლო მათი მიგრაცია და კონცენტრაცია კი—ატომთა პერიფერიული ელექტრონული გარსის აგებულებით.

ვინაიდან გეოქიმია შედარებით ახალგაზრდა მეცნიერებაა და ამჟამად განიცდის ინტენსიურ განვითარებას, დღეისათვის გეოქიმიის კვლევის ყველა სფერო ჯერ კიდევ საბოლოოდ არაა დასახული. მისი განვითარების დღევანდელ სტადიაზე საკმაოდ ნათლად ჩამოყალიბდა შემდეგი ძირითადი პრობლემები, რომლებიც თავის მხრივ შეიცავენ მთელ რიგ უფრო მცირე, მათთან დაკავშირებულ საკითხებს.

I პრობლემაა ქიმიური ელემენტების განაწილების კანონზომიერება მიწის ქერქში, ჰიდროსფეროსა და ატმოსფეროში. იგი მიზნად ისახავს აღნიშნული გეოსფეროების თვისებითი და რაოდენობითი ქიმიური შედგენილობის გარკვევას და ქიმიური ელემენტების სხვადასხვა გავრცელების მიზეზების გამოვლინებას.

II პრობლემაა ქიმიური ელემენტების მიგრაცია მიწის ქერქში და მათი არათანაბარი განაწილება მიწის ქერქის სხვადასხვა უბნებში. პრობლემის მიზანია გაარკვიოს, თუ რატომ ხდება, ერთი მხრივ, მეტალების და ზოგი არამეტალის კონცენტრაცია საბადოების სახით და, მეორე მხრივ, მათი გაფანტვა ქანებში, გამოავლინოს ქიმიური ელემენტების კანონზომიერი კონცენტრაციის მიზეზები გარკვეულ მინერალებში და ქანებში (ელემენტთა და მინერალთა პარაგენეზისები); გაარკვიოს ქიმიური ელემენტების ატომების კანონზომიერი ურთიერთშეხების მიზეზები კრისტალურ მესერში და სხვა. მეორე პრობლემასთან დაკავშირებით საჭიროა მიწის ქერქში მიმდინარე ენდოგენურ, ეგზოგენურ და მეტამორფოგენულ პროცესებში ქიმიურ ელემენტთა ატომების ქცევის ძირითადი კანონზომიერების გარკვევა. კერძოდ, საჭიროა ელემენტების და მათი ნაერთების გამოყოფის (გამოლექვის, გამოკრისტალების) პირობების გარკვევა სილიკატური მდნარიდან

ჩმაგმის კრისტალიზაციის პროცესი), პოსტმაგმური ხსნარებიდან (პნეუმატოლითური და ჰიდროთერმული პროცესი), ზედაპირული წყლებიდან (ოკეანეები, ზღვები, ტბები და სხვ.).

III პრობლემა ქიმიური ელემენტების განაწილების კანონზომიერების გარკვევა დედამიწის ღრმა გეოსფეროებში (ქერქქვეშეთში), მზის სისტემის სხვა ციურ სხეულებში (პლანეტები) და კოსმოსში საერთოდ. ამ პრობლემასთან დაკავშირებით გეოქიმია გვევლინება როგორც კოსმოქიმიის ნაწილი. შესამე პრობლემა შეტად რთულია, ვინაიდან მისი კვლევა უმრავლეს შემთხვევაში წარმოებს არაპირდაპირი გზით და ძირითადად ემყარება გეოფიზიკური, კოსმოფიზიკური და კოსმოქიმიური კვლევების მონაცემებს და ზოგ ექსპერიმენტს.

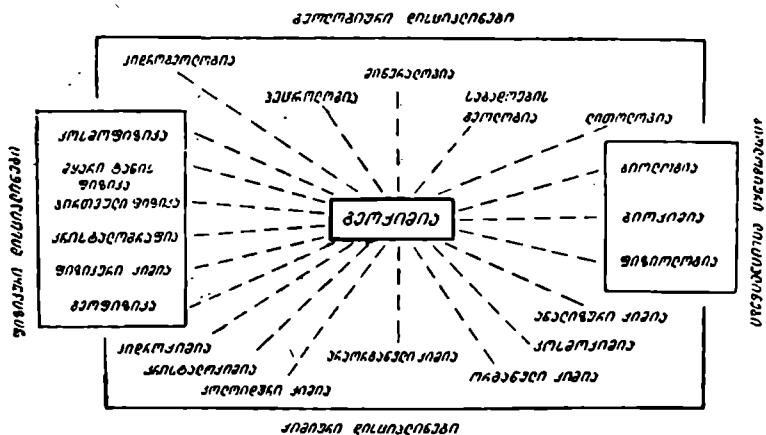
აღნიშნული სამი დიდი პრობლემით შეიძლება პირობითად შემოიფარგლოს ზოგადი გეოქიმიის საგანი, ვინაიდან მათი მეშვეობით შესაძლებელი ხდება გადაიჭრას მთელი რიგი კონკრეტული, კერძო საკითხი, რომელთა შორისაც, უპირველეს ყოვლისა. უნდა აღინიშნოს ცალკეული ელემენტების და რაიონების გეოქიმია (რეგიონული გეოქიმია) და სხვ.

როგორც ვხედავთ, გეოქიმიის კვლევის ობიექტები მიწის ქერქში იგივეა, რაც მინერალოგიის, პეტროგრაფიის და საბადროთა გეოლოგიის, მაგრამ გეოქიმია ამ ობიექტებს — მინერალებს, ქანებსა და მადნებს შეისწავლის სხვა ასპექტში. ასე მაგალითად, მინერალოგია შეისწავლის ქიმიური ელემენტების ნაერთებს—მოლეკულებს, პეტროგრაფია—მოლეკულათა კომპლექსებს; გეოქიმიისათვის კი, რომელიც შეისწავლის ელემენტების ატომების ქცევას მიწის ქერქში, მინერალები და ქანები წარმოადგენენ შუალედ წარმონაქმნებს ატომების მიგრაციის გზაზე. დღეს უკვე ნათელია, რომ გეოქიმიის გამოყენების გარეშე, წმინდა მინერალოგიური და პეტროგრაფიული მეთოდებით შეუძლებელია ამ ორი დარგისათვის მთელი რიგი მნიშვნელოვანი საკითხების გადაჭრა. ასეთი საკითხებია: მინარეე-ელემენტების ბუნება მინერალებში, ქანებში და მადნებში. ქიმიური ელემენტების სხვადასხვა ასოციაციების წარმოქმნის კანონზომიერება (მინერალებში, ქანებში და მადნებში); მინერალების, ქანების და მადნების გენეზისი და სხვა საკითხები, რომელთაც უაღრესად დიდი მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ.

გარდა გეოლოგიური დარგებისა, გეოქიმია მჭიდროდაა დაკავშირებული ფიზიკასა და ქიმიასთან, ვინაიდან ქიმიური ელემენტების ატომების ქცევა დედამიწაში მიმდინარე გეოლოგიურ პროცესებში და მათი განაწილების კანონზომიერება გეოლოგიურ სხეულებში, პირველ რიგში, შეპირობებულია ატომების აგებულებით, მათი ელექტრონული

გარსების ხასიათით, ქიმიური და ენერგეტიკული თვისებებით, მინერალთა კრისტალური მესრის ენერგიით და სხვ. ამიტომ, რომ გეოქიმია ფართოდ იყენებს ფიზიკის და ქიმიის მონაცემებს. არანაკლებ მჭიდროდაა დაკავშირებული გეოქიმია ბიოლოგიურ მეცნიერებებთან, ვინაიდან ცოცხალ ორგანიზმებს მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნით ატომების მიგრაციაში ატმოსფეროში, ჰიდროსფეროში და მიწის ქერქის სულ ზედა პერიფერიულ თხელ აკვში. გარდა ამისა, როგორც აღნიშნული იყო, გეოქიმია დაკავშირებულია აგრეთვე კოსმოფიზიკასთან და კოსმოქიმიასთან. გეოქიმიის კავშირი მეცნიერების სხვადასხვა დარგებთან გამოხატულია 1 ნახაზზე.

ამრიგად, გამომდინარე გეოქიმიის კვლევის საგნიდან და გეოქიმიის კავშირიდან მეცნიერების სხვადასხვა დარგებთან, შეიძლება ითქვას, რომ გეოქიმიას აქვს განმაზოგადებელი მნიშვნელობა.



ნახ. 1. გეოქიმიის კავშირი მეცნიერების სხვა დარგებთან.

თავისი ამოცანების გადასაწყვეტად გეოქიმია სარგებლობს მეტად მრავალფეროვანი მეთოდებით; მათ შორის უმთავრესია ანალიზური მეთოდები, რომელთა მონაცემების გეოქიმიური გააზრება (ინტერპრეტაცია) გეოლოგიურ საფუძველზე წარმოებს. ქანების, მინერალების, მცენების, წყლების, გაზების და ცოცხალი ორგანიზმების თვისებითი და რაოდენობითი ქიმიური შედგენილობის გასარკვევად გეოქიმია იყენებს ანალიზის შემდეგ მეთოდებს: ქიმიურ-ანალიზურს, სპექტრულს, კვანტომეტრიულს, კოლორიმეტრიულს, პოლაროგრაფიულს, რენტგენოსპექტრულს, ქრომატოგრაფიულს, ლიუმინესცენტურს, მას-

სპექტრომეტრიულს და სხვ. ნივთიერების ანალიზის აძვევე მეთოდებს ხშირად იყენებს გეოლოგიის სხვა დარგებიც: მინერალოგია, პეტროგრაფია და სხვ., მაგრამ მათგან განსხვავებით გეოქიმია ანალიზს უწყნებს უფრო დიდ მოთხოვნებს მგრძობიარობის და სიზუსტის მხრივ; ეს გასაგებიცაა, ვინაიდან გეოქიმიისათვის მნიშვნელოვანია. მაგალითად, ცოდნა არა მარტო მთავარი უნარების შემცველობისა ქანში. არამედ მინარევე-ელემენტების რაოდენობისაც (რომელთა კონცენტრაციაც ზოგჯერ პროცენტის მეილიონედს არ აღემატება). გეოქიმიურ კვლევებში ანალიზის ამა თუ იმ მეთოდის შერჩევა შეპირობებულია მეთოდის მგრძობიარობით განსასაზღვრი ელემენტის მიმართ და ამ ელემენტის მოსალოდნელი კონცენტრაციით. უკანასკნელ დროს განსაკუთრებით დიდი გავრცელება პოვა კვანტომეტრიულმა ანალიზმა. ვინაიდან იგი ხასიათდება მაღალი მგრძობიარობით ბევრი ელემენტის მიმართ და ამავე დროს წარმოადგენს ანალიზის სწრაფ მეთოდს.

ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ საჭირო ხდება ანალიზის სხვადასხვა მეთოდების კომბინირებაც. ასე მაგალითად, ქანში ან მალანში ელემენტის ძალიან მცირე კონცენტრაციის შემთხვევაში იღებენ დიდი წონის სინჯს (რამდენიმე ათასი გრამის რაოდენობით) და ახდენენ მის ქიმიურ გამდიდრებას, რის შედეგადაც ხდება მინარევე-ელემენტის კონცენტრირება გამდიდრების შედეგად შემცირებული წონის საანალიზო სინჯში, სადაც უკვე ანალიზის რომელიმე მეთოდით წარმოებს საკვლევი ელემენტის რაოდენობითი განსაზღვრა. ანალიზის ზოგიერთი თანამედროვე მეთოდი საშუალებას იძლევა რაოდენობითად განსაზღვროს ელემენტი, რომლის კონცენტრაციაც მინერალში, ქანში, მალანში, წყალში არ აღემატება  $1 \cdot 10^{-5} \%$ .

გეოქიმიური კვლევის მეთოდების ზოგადი მიმოხილვისას. სწორი არ იქნებოდა არ აღგვენიშნა ექსპერიმენტული გეოქიმიის როლიც მის განვითარებაში და განსაკუთრებით კი გეოქიმიის მომავალში. დღეისათვის ძნელია ექსპერიმენტული გეოქიმიის ცალკე გამოყოფა ექსპერიმენტული მინერალოგიისა და პეტროგრაფიისაგან, ვინაიდან ისინი მჭიდროდ არიან ურთიერთდაკავშირებული და მსგავსი ბუნებრივი პროცესების მოდელირებას ახდენენ. ამ თვალთახედვით ექსპერიმენტული გეოქიმია უდავოდ ბევრ ახალ ინფორმაციას მოგვცემს ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის და კონცენტრაციის საკითხების დასაზუსტებლად, და რაც მთავარია. ელემენტთა გადატანის და ლოკალიზაციის პროცესში მათი არსებობის ფორმის გასარკვევად და სხვა. ამ მართულებით კვლევით სამუშაოებს ხანმოკლე ისტორია აქვს, მაგრამ

\*  $1 \cdot 10^{-1} \% = 0,1 \% = 1000 \text{ გრ/ტონაში.}$

მათი აუკილებლობა და დიდი მნიშვნელობა დღეს სავსებით ნათელია.

გეოქიმიის თეორიული მნიშვნელობა სამყაროს შემეცნებაში ნათლად ჩანს იმ პრობლემებიდან, რომლებიც გეოქიმიის შესწავლის საგანს წარმოადგენენ. მაგრამ გეოქიმიას დღეს დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ძებნაში, საბადოების გენეზისის გარკვევაში, ახალი მინერალური ნედლეულის ვანოვლინებაში, იშვიათი ელემენტების მოპოვების ტექნოლოგიური სქემების შემუშავებაში, სოფლის მეურნეობაში და სხვა.

## § 2. გეოქიმიის განვითარების მოკლე ისტორია

თავდაპირველად გეოქიმიური იდეები ამა თუ იმ სახით გამოთქმული იყო გეოლოგიურ, მინერალოგიურ და ქიმიურ კვლევებთან დაკავშირებით, ამ დარგების განვითარების ადრეულ პერიოდში. ასე მაგალითად. XVIII საუკუნის ბოლოს ვ. მ. სევერგინის მიერ შემუშავებული იყო ცნება მინერალთა ემპირიული ასოციაციების შესახებ მიწის ქერქში; უფრო მოგვიანებით იგივე საკითხი უფრო ვრცლად დაამუშავა ი. ბრეტჰაუტმა, რომელმაც მინერალოგიაში დაამკვიდრა ტერმინი „პარაგენეზისი“ და მისი ცნება. ამავე პერიოდში ა. ჰუმბოლდტის მიერ გამოთქმული იყო აზრი გარემოზე ორგანული სამყაროს ზემოქმედების შესახებ, რაც უკვე წარმოადგენდა ბიოგეოქიმიის საფუძველს, თუმცა ეს უკანასკნელი დარგი ჩამოყალიბდა გაცილებით უფრო გვიან (XIX საუკუნის ბოლოს), ვ. ი. ვერნადსკის და ი. ვ. სამოილოვის კვლევების საფუძველზე.

დიდძალი გეოქიმიური მასალა ნივთიერების (ელემენტების და მათი ნერთების) მიგრაციის შესახებ ეგზოგენურ და ენდოგენურ პროცესებში (ზედაპირული წყლები, მაგმური ემანაციები, სილიკატური მდნარები) დაგროვდა XIX საუკუნის მეორე ნახევრისათვის, რასაც ხელი შეუწყო ნეპტუნისტთა და პლუტონისტთა პოლემიკამ, რომელიც მიმდინარეობდა გეოლოგიაში თითქმის ასი წლის მანძილზე. იმდროინდელი ჭიმიის რა ფიზიკის მეცნიერული დონის შესაბამისად. ამ მასალის საფუძველზე გამოთქმული იყო რიგი გეოქიმიური იდეებისა. სწორედ ამ პერიოდში ბუნებისმეტყველებაში გამოყოფილ იქნა ახალი დარგი—გეოქიმია (1838 წელი), რომელსაც იმდროინდელი გაგებით უნდა შეესწავლა ჯედამიწის ქიმიური შედგენილობა და მის აგებულებაში მონაწილე ნივთიერების გენეზისი. მაგრამ გეოქიმიამ თავისი ნამდვილი სახე მიიღო მხოლოდ მას შემდეგ, რაც დ. ი. მენდელეევი ჩამოაყალიბა ქიმიურ ელემენტთა პერიოდული სისტემა. პერიოდული სისტემის სა-

ფუძეველზე შესაძლებელი გახდა ეწინასწარმეტყველათ არა მარტო ჭერ კიდევ უცნობი ქიმიური ელემენტების თვისებები, არამედ დაესახათ ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტის დედამიწის ქერქში ქცევის ძირითადი კანონზომიერებანი. გეოქიმიის განვითარების ამ პერიოდში შესაძლებელი გახდა მიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების გავრცელების ზოგიერთი ცნობილი ემპირიული კანონზომიერება მეცნიერულად ახსნილიყო. კერძოდ, ცნობილი გახდა, რომ მიწის ქერქის სხვადასხვა გეოლოგიურ სხეულებში არსებული ქიმიური ელემენტების ბუნებრივი ასოციაციები (ზოგიერთი გამონაკლისების გარდა) შეპირობებული ყოფილა მათი მდებარეობით პერიოდული სისტემის ერთი ჯგუფის ფარგლებში. ასევე ნათელი გახდა, რომ ქიმიურ ელემენტთა ქცევა მიწის ქერქში მიმდინარე გეოლოგიურ-გეოქიმიურ პროცესებში დამოკიდებული ყოფილა ელემენტის ვალენტობაზე, რიგით ნომერზე, ქიმიურ თვისებებზე და სხვ.

მიუხედავად დიდი მიღწევებისა, ძნელია იმის თქმა, რომ ამ პერიოდში გეოქიმიას გააჩნდა თავისი კვლევის მეთოდების და ფაქტობრივი მასალის მეცნიერული ანალიზის მეთოდის სრული არსენალი. მხოლოდ XIX საუკუნის ბოლოს და XX საუკუნის დასაწყისში. ფიზიკის და ქიმიის დიდი მიღწევების შედეგად, შესაძლებელი გახდა არსებული ხარვეზების შევსება, როგორც გეოქიმიური კვლევის მეთოდებში, ისევე ფაქტობრივი მასალის ანალიზსა და განზოგადებაში.

სწორედ ამ დროიდან იწყება გეოქიმიის ინტენსიური განვითარება, რასაც განსაკუთრებით შეუწყო ხელი ისეთი დიდი მეცნიერების დაინტერესებამ გეოქიმიით. როგორც იყენენ ვ. ი. ვერნადსკი, გ. ე. ვაშინგტონი, ფ. კლარკი, ე. მ. გოლდშმიდტი, ი. და ვ. ნოდაკები, ა. ე. ფერსმანი, გ. ხევეში, ე. შიბოლდი, უფრო მოგვიანებით ა. პ. ვინოგრადოვი და სხვ.

გეოქიმიური იდეების განვითარებაში ისტორიულად შესაძლებელია გამოყოფილ იქნეს სამი მიმართულება, რომელთა შერწყმის საფუძეველზე ჩამოყალიბდა თანამედროვე გეოქიმია თავისი პრობლემებით.

ყველაზე ადრინდელი მიმართულება, რომელმაც სწრაფი განვითარება დაიწყო XIX საუკუნის ბოლოს. დაკავშირებულია ამერიკელი გეოქიმიკოსის—ფ. კლარკის სახელთან. ამავე მიმართულებით მუშაობდნენ ნოდაკები, ხევეში, პანეტი და სხვები. მეცნიერთა ეს ჯგუფი ფ. კლარკის თაოსნობით თვლიდნენ, რომ გეოქიმიის ძირითადი მიზანია დედამიწის ქიმიური შედგენილობის, და პირველ რიგში, მიწის ქერქის და მისი შემადგენელი ნაწილების — მინერალების, ქანების, ჰიდრო-

სფეროს და ატმოსფეროს რაოდენობითი ჭიმოური შედგენილობის შესწავლა. ამ მიმართულებით კლარკის და მისი თანამოაზრეების მიერ ჩატარებული იყო დიდი კვლევითი სამუშაო, რის შედეგადაც გარკვეულ იქნა ცალკეული ჭიმოური ელემენტების საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ შემდეგში კლარკის მიერ მიღებულ რიცხვები დაზუსტებული იყო ა. ე. ფერსმანის, კ. რანკამას და გ. სახამას და ბევრი სხვა მკვლევარის მიერ. მიუხედავად იმისა, რომ აღნიშნულ კვლევებს უაღრესად დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა გეოქიმიისათვის, მართო ამ მიმართულებით მუშაობით. რასაკვირველია, ვერ შემოიფარგლება გეოქიმიის საგანი, რასაც ნათლად მოწმობს შესავალში ჩამოთვლილი პრობლემები და კვებრობლები.

გეოქიმიური კვლევების მეორე მიმართულების შემქმნელი გახლდათ გოლდშმიდტი, რომლის მიხედვითაც გეოქიმიის ძირითადი მიზანია იმ კანონების დადგენა, რომლებიც აპირობებენ ჭიმოურ ელემენტთა განაწილებას მინერალებში და ქანებში. ამ საკითხების გადაწყვეტის დროს გოლდშმიდტი ძირითადად ეყრდნობოდა მინერალთა კრისტალოქიმიურ თავისებურებებს, ამახვილებდა რა ყურადღებას იზომორფიზმის მოვლენაზე. აღნიშნულის გამო, გეოქიმიური კვლევების ამ მეორე მიმართულებას სამართლიანად უწოდებენ კრისტალოქიმიურ მიმართულებას. გოლდშმიდტის გარდა ამავე მიმართულებით მუშაობდნენ ისეთი დიდი მკვლევარები, როგორიც იყვნენ ფ. მახაჩკი, ე. შიბოლდი, ვ. ტეილორი და სხვები.

მიუხედავად იმისა, რომ გეოქიმიური კვლევების კრისტალოქიმიური მიმართულება ცალსახად ასახავდა გეოქიმიას, მან დიდი როლი ითამაშა მის განვითარებაში და დღესაც ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მიმართულებაა (განსაკუთრებით იშვიათი ელემენტების და მინარეველემენტების გეოქიმიის). ვ. მ. გოლდშმიდტის მიერ შემუშავებული წარმოდგენები იზომორფიზმის მოვლენის შესახებ დღესაც სახელმძღვანელო არის მინერალებში ჭიმოური ელემენტების განაწილების კანონზომიერებების დადგენისათვის.

გეოქიმიური კვლევების მესამე მიმართულების ავტორად სამართლიანად ითვლება ვ. ი. ვერნადსკი, რომელმაც, შეიძლება ითქვას, საბოლოოდ დასახა თანამედროვე გეოქიმიის ძირითადი პრობლემები. მესამე მიმართულების თანაავტორად შეიძლება ჩაითვალოს ა. ე. ფერსმანიც. რომელსაც ამ მიმართულების ჩამოყალიბებაში აგრეთვე დიდი ღვაწლი მიუძღვის. ვერნადსკი, ფერსმანი და მათი იმდროინდელი მრავალრიცხოვანი მიმდევრები თვლიდნენ, რომ გეოქიმიის მიზანია არა მართო ჭიმოური ელემენტების შემცველობის შესწავლა მიწის



ქერქში და მთლიანად დედამიწაში. არამედ კიმიური ელემენტების ისტორიის შესწავლა ჩვენს პლანეტაზე (მათი განაწილების კანონზომიერება სივრცესა და დროში მიმდინარე გეოლოგიურ-გეოქიმიურ პროცესებში, მათი მიგრაცია და კონცენტრაცია, გენეტიკური თანაფარდობა და სხვა). ამრიგად, ეს მიმართულება გაცილებით უფრო ვრცელია და სრულად ასახავს გეოქიმიის კვლევის საგანს.

ვ. ი. ვერნადსკის დამსახურება გეოქიმიის, როგორც დამოუკიდებელი დარგის, ჩამოყალიბებაში უაღრესად დიდია. მის ცნობილ წიგნს „გეოქიმიის ნარკვევები“ („Очерки геохимии“), მიუხედავად იმისა, რომ მისი გამოცემიდან რამდენიმე ათეული წელი გავიდა, დღესაც არ დაეკარგავს მეცნიერული მნიშვნელობა. ვერნადსკის დიდი დამსახურებაა აგრეთვე ის, რომ მან პირველმა მიაქცია ყურადღება რადიაქტივობის მნიშვნელობას გეოქიმიისაში. ვერნადსკის შრომების საფუძველზე შეიქმნა აგრეთვე ახალი დარგი—ბიოგეოქიმია, რომლის მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა დღეს ყველას მიერ აღიარებულია. ძნელია ვ. ი. ვერნადსკის გეოქიმიური შრომების მნიშვნელობის სრული დახასიათება ასეთ მოკლე ისტორიულ მიმოხილვაში, მაგრამ ამ დიდი მეცნიერის დამსახურება გეოქიმიისაში უკეთ გამოჩნდება გეოქიმიის სხვადასხვა საკითხების განხილვის დროს.

მეტად დიდია აგრეთვე ა. ე. ფერსმანის დამსახურება გეოქიმიის განვითარებაში. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ფერსმანის გამოკვლევები ენდოგენური პროცესების და კერძოდ პეგმატიტური პროცესის გეოქიმიისაში. ფერსმანი შემქმნელია გეოენერგეტიკული თეორიისა, რომლის საფუძველზე გარკვეულ იქნა რიგი მნიშვნელოვანი გეოქიმიური საკითხი. არანაკლები ღვაწლი მიუძღვის მას იზომორფიზმის მოვლენების ახსნის და კანონზომიერების ჩამოყალიბებაში. ცალკეულ ელემენტთა გეოქიმიის საკითხების დამუშავებაში და სხვა, რამაც თავისი ნათელი გამოხატულება ჰპოვა მის ობტოკმიან ნაშრომში—„გეოქიმიისაში“. არ შეიძლება არ აღინიშნოს ფერსმანის, როგორც გეოქიმიის პოპულარიზატორის განსაკუთრებული როლი. მან თავის შესანიშნავად დაწერილი წიგნის—„სახალისო გეოქიმიის“ საშუალებით ახალგაზრდობას გააცნო და შეაყვარა ეს ახალი მეცნიერული დარგი.

გეოქიმიის ისტორიის განხილვისას არ შეიძლება არ აღინიშნოს, რომ გარდა „სუფთა წყლის“ გეოქიმიკოსებისა, გეოქიმიას ბევრი რამ შესძინეს გეოქიმიის მონათესავე დარგში მომუშავე მეცნიერებმა. ასე მაგალითად, ენდოგენური და ეგზოგენური პროცესების გეოქიმიის საკითხების გაშუქებაში დიდი ღვაწლი მიუძღვით ვ. ლინდგრენს, პ. ნიგლისს, ვ. ემონსს, ვ. ა. ობრუჩევს, ს. ს. სპირნოვს,

ა. ნ. ზაქარაიძის, ფ. ი. ლევინსონ-ლესინგს, ლ. გრეიტონს, ა. გ. ბეტეხტინს, ნ. მ. სტრანოვს, დ. ს. კორჟინსკის და მთელ რიგ სხვა პეტროგრაფებს, მადნეული საბადოების გეოლოგიის სპეციალისტებს თუ მინერალოგებს, რომელთა სრული სიის მოცემა აქ შორს წაგვიყვანდა.

დღეს მსოფლიოს მრავალ ქვეყანაში წარმოებს გეოქიმიური კვლევები და არსებობს სათანადო სამეცნიერო დაწესებულებანი. საბჭოთა კავშირში გეოქიმიური კვლევების მთავარი ცენტრია საკავშირო მეცნიერებათა აკადემიის ვ. ი. ვერნადსკის სახელობის გეოქიმიის და ანალიზური ქიმიის ინსტიტუტი, რომელსაც სათავეში უდგას აკადემიკოსი ა. პ. ვინოგრადოვი. მნიშვნელოვანი კვლევები წარმოებს აგრეთვე ყველა რესპუბლიკის მეცნიერებათა აკადემიის ინსტიტუტებში და მრავალი ქალაქის უნივერსიტეტში. საკავშირო მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიის და გეოქიმიის ინსტიტუტში (ИГМ АН СССР), საბჭოთა კავშირის გეოლოგიის სამინისტროს და მეცნიერებათა აკადემიის იშვიათ ელემენტთა მინერალოგიის, გეოქიმიის და კრისტალოქიმიის ინსტიტუტში (ИМРЭ), საკავშირო მეცნიერებათა აკადემიის ციმბირის განყოფილებაში და სხვ.

ამერიკის შეერთებულ შტატებში გეოქიმიური კვლევების ძირითადი ცენტრია „კარნეგის“ ლაბორატორია; გარდა ამისა, შეერთებულ შტატებში გეოქიმიური უჯრედები არსებობს მრავალ უნივერსიტეტში.

საფრანგეთში გეოქიმიური კვლევები ტარდება ქ. ნანსის ატომური ენერჯის კვლევით ცენტრში რ. რუბოს და პარიზში ე. ვიარის და ე. ორსელის ხელმძღვანელობით.

მნიშვნელოვანი გეოქიმიური ცენტრებია აგრეთვე ინგლისში ოქსფორდის და კემბრიჯის უნივერსიტეტებში, კანადაში, იაპონიაში, სამხრეთ აფრიკის რესპუბლიკაში და ზოგ სხვა ქვეყანაში.

საქართველოში გეოქიმიურ კვლევებს ხანმოკლე ისტორია აქვს (ორიოდე ათეული წელი). ისინი ძირითადად ტარდება საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის გეოქიმიის განყოფილებაში და კავკასიის მინერალური ნედლეულის კვლევითი ინსტიტუტის იშვიათი ელემენტების განყოფილებაში, ხოლო პრაქტიკული ხასიათის გეოქიმიური სამუშაოები კი საქართველოს მინისტრთა საბჭოსთან არსებულ გეოლოგიური სამმართველოს გეოფიზიკურ ექსპედიციაში.

## ქიმიური ელემენტების გავრცელება ბუნებაში

### § 3. ატომები და მათი გეოქიმიური კლასიფიკაცია

ძნელი წარმოსადგენი არაა, რომ მიწის ქერქში და დედამიწაში ქიმიური ელემენტების ქცევა, პირველ რიგში, შეპირობებულია მათი ატომების ქიმიური და ფიზიკური თვისებებით. ელემენტების ვაერკელებას დედამიწაში განსაზღვრავს ატომის აგებულება და ატომკვლის მდგრადობა, ხოლო ელემენტებს მიგრაციას კი ატომების პერაფერული ელექტრონული გარსების აგებულება. სწორედ ამითაა შეპირობებული ის, რომ მიწის ქერქში ელემენტთა ბუნებრივი ასოკაციების წარმოქმნა განსაზღვრება მათი გეოქიმიური თვისებებით, რაც თავის მხრივ, ფუნქციონალურ დამოკიდებულებაშია ელემენტის ატომურ წონასთან, რიგით ნომერთან, ვალენტობასთან, იონებისა და ატომებს რადიუსთა ზომებთან და სხვ. აღნიშნულის გამო საჭიროა მოკლედ განვიხილოთ ატომის აგებულება და შემდეგ კი მათი გეოქიმიური კლასიფიკაციის საკითხი.

როგორც ეს ცნობილია დღეს, ატომი მატერიის უყოფად ნაწილს კი არ წარმოადგენს, არამედ იგი რთული აგებულებისაა და შედგება რიგი ელემენტარული ნაწილაკისაგან (ცხრილი 1).

ატომის აგებულებაში მონაწილე ნაწილაკებს უჭირავთ ატომის მოცულობის მეტად მცირე ნაწილი, რის გამოც ატომი მზის სისტემის ანალოგიურად შეიძლება წარმოვიდგინოთ, სადაც ატომგულის გარშემო დიდი მანძილის დაშორებით გარკვეულ ორბიტებზე ბრუნდებიან ელექტრონები (ქიმიურ ელემენტთა ატომების რადიუსები საშუალოდ ტოლია  $1 - 2 \cdot 10^{-8}$  სმ).

ამრიგად, ატომი შედგება ორი ნაწილისაგან: დადებითად დამუხტული ატომგულისაგან და იმავე სიდიდის უარყოფითი მუხტის მქონე ელექტრონული გარსისაგან. ატომგულის აგებულებაში მონაწილეობენ პროტონები და ნეიტრონები. უარყოფითი მუხტის მქონე გარ-

ატომის აგებულებაში მონაწილე ნაწილაკების ზოგიერთი პარამეტრი

ნაწილაკი	სიმბოლო	მუხტი	მასა	რადიუსი
პროტონი	$p$	$+ 4,8024 \cdot 10^{-10}$ ელექტრონის ტოლი	$1,67 \cdot 10^{-24}$	ელექტრონის რადიუსზე ცოტა ნაკლები*
ნეიტრონი	$n$	0	$1,67 \cdot 10^{-24}$	
ელექტრონი	$e$	$-4,8024 \cdot 10^{-10}$	$9,106 \cdot 10^{-28}$	$2,8 \cdot 10^{-13}$ სმ
ანტიანაწილაკი				
პოზიტრონი				
ანტიპროტონი				
ანტინეიტრონი				

ანტიანაწილაკთა სიციცხლის საშუალო სანგრძლივობა უდრის  $10^3$  სეკ.

სები აგებული არიან ელექტრონებით, ხოლო სხვა ნაწილაკები კი წარმოიქმნებიან მხოლოდ ბირთვული გარდაქმნის დროს.

უმარტივესი ატომი აქვს წყალბადს, რომლის მასაც პროტონის და ელექტრონის მასების ჯამის ტოლია; ე. ი. წყალბადის ატომის ატომ-გული შედგება ერთი პროტონისაგან და ვინაიდან ატომი ნეიტრალურია, ერთი ელექტრონისაგან. ნ. ბორის მიერ შემუშავებულ იქნა ატომის სტრუქტურული მოდელი, რომელიც კარგად ხსნიდა ქიმიური ელემენტების ქიმიურ და ფიზიკურ თვისებებს. ბორის თეორიის მიხედვით ელექტრონები ატომგულის გარშემო ბრუნავენ თავიანთ სტაციონარულ ორბიტებზე, რომლებიც აკმაყოფილებენ ბორის მიერ ფორმულირებულ გარკვეულ კვანტურ პირობებს.

წყალბადის ატომისათვის ნორმალურ მდგომარეობაში მდგრადია მისი პირველი წრიული ორბიტა, რომელზედაც პროტონის გარშემო ბრუნავს ელექტრონი. ეს გარკვეული ენერგეტიკული დონის, ე. წ.  $k$  ორბიტაა. თუ ელექტრონს მივიწვევთ ენერგიის კვანტს  $h\nu$ , მაშინ ელექტრონი გადაინაცვლებს მომდევნო, უფრო მაღალი ენერგეტიკული დონის მქონე  $L$  ორბიტაზე, რომელიც შეიძლება იყოს წრიული ანდა ელიფსური. ენერგიის კიდევ ერთი კვანტის მინიკების შემთხვევაში ელექტრონი გადაინაცვლებს კიდევ უფრო შორს მდებარე, მაღალ ენერგეტიკულ დონეზე— $M$ -ზე, სადაც შესაძლებელია სამი ორბიტის არსებობა—ერთი წრიულის და ორი ელიფსურის და ა. შ. ამრიგად,

\* მთუ შევადარებთ მასას, ამ ნაწილაკების მაღალი სიმკვრივის გამო, მათი მასა  $1E24,6$ -ჯერ აღემატება ელექტრონის მასას.

წყალბადის ატომების გარეთა ორბიტების შეესება შესაძლებელია მისთვის ენერგიის კვანტების მინიჭების შემთხვევაში, ე. ი. მისი ალგზნების დროს. ამისაგან განსხვავებით სხვა ელემენტთა ატომებისათვის ეს შესაძლებელია ნორმალურ მდგომარეობაში, ვინაიდან მათ აგებულებაში მონაწილეობენ მეტი რაოდენობის ელექტრონები. ე. მ. ო. ზ. ლ. ი. მ. გა-  
არკვია, რომ ატომგულის გარშემო მბრუნავი ელექტრონების რიცხვი ელემენტის რიგითი ნომრის (Z-ის) ტოლია.

ატომის ყოველ ელექტრონულ გარსზე (რომლებიც უპასუხებენ გარკვეულ ენერგეტიკულ დონეს)—K, L, M, N, O, P... შესაძლებელია, არსებობდეს ელექტრონების განსაზღვრული რიცხვი, არა უმეტეს  $2n^2$ , სადაც N—გარსის ნომერია. ასე მაგალითად K—გარსზე შეიძლება იყოს არა უმეტეს 2 ელექტრონისა, L—გარსზე არა უმეტეს 8 ელექტრონისა, N-ზე არა უმეტეს 32-ის და ასე შემდეგ.

თუ ატომის სულ ბოლო პერიფერიული გარსი შედგება 8 ელექტრონისაგან, მაშინ გვაქვს ინერტული გაზები (პელიუმის ჩათვლით, რომელსაც ამ გარსზე სულ ორი ელექტრონი აქვს). ასეთი ელექტრონული კონფიგურაციის მქონე სისტემები ხასიათდებიან დიდი მდგრადობით. ენერგეტიკულად ამდაგვარი სისტემები ხელსაყრელ მდგომარეობაში იმყოფებიან, ვინაიდან ელექტრონულ ორბიტაზე მოძრავი ელექტრონები შეწყვილებული იქნება და წარმოიქმნება მდგრადი პერიფერიული ელექტრონული გარსი. როგორც ვ. კ. ო. ს. ე. ლ. მ. ა. გვიჩვენა, ყველა ელემენტის ატომი ცდილობს შექმნას ინერტული გაზის ტიპის პერიფერიული ელექტრონული გარსი. სწორედ ეს გარემოება აპირობებს ელემენტთა ატომების ვალენტოვნებას, რაც ელინდება მათი იონებად გარდაქმნის დროს. მაგალითად, ნატრიუმის ატომის სტრუქტურიდან გამომდინარე |ბირთვი| 2 ე| 8 ე| 1 ე|, ვსაგებია, რომ მისთვის ხელსაყრელია ერთი ელექტრონის დაკარგვა და გადაქცევა დადებითად დამუხტულ იონად (კათიონად), რომელსაც ექნება ინერტული გაზის—ნეონის ატომური სტრუქტურა—|ბირთვი: 2 ე| 8 ე|; ასევე ფტორის ატომისათვის |ბირთვი| 2 ე| 7 ე| ხელსაყრელია ან ერთი ელექტრონის შექმნა და გარდაქმნა ნეონის კონფიგურაციის მქონე ანიონად, ან შვიდი ელექტრონის დაკარგვა და გარდაქმნა პელიუმის კონფიგურაციის მქონე შეიდეალენტოვან კათიონად. ამის მსვავსად გოგირდის ატომისათვის |ბირთვი| 2 ე| 8 ე| 6 ე| ერთ შემთხვევაში ხელსაყრელია ორი ელექტრონის მიერთება და გარდაქმნა ორვალენტოვან ანიონად (მაგალითად გოგირდი სულფიდებში). ხოლო მეორე შემთხვევაში ექვსი

ელექტრონის დაკარგვა და გარდაქმნა ექვსვალენტოვან კათიონად, როგორც ამას ადგილი აქვს სულფატებში.

წყალბადიდან დაწყებული კალციუმამდე, ერთი ელემენტის ატომიდან მეორე ელემენტის ატომისაკენ გადასვლისას, უოველი ახალი ელექტრონი თავსდება გარე პერიფერიულ ორბიტაზე. ამის საწინააღმდეგოდ სკანდიუმიდან დაწყებული ნიკელამდე, იტრიუმიდან პალადიუმამდე და ლანთანიდან პლატინამდე ახალი ელექტრონები თავსდებიან არა პერიფერიულ ორბიტაზე, არამედ ავსებენ ერთ-ერთ შიდა გარსს. აღნიშნულის გამო, ქიმიურ ელემენტთა მთელი რიგი ჯგუფებისათვის დამახასიათებელია პერიფერიული სავალენტო გარსების მსგავსი ელექტრონული კონფიგურაციები, ელექტრონთა ერთი და იმავე რიცხვით, ე. წ. ელემენტთა ჰომოლოგიური რიგები. ამგვარი, მსგავსი პერიფერიული ორბიტების მქონე ქიმიური ელემენტები ქმნიან ცალკეულ ოჯახებს და ხასიათდებიან მსგავსი ქიმიური და ხშირად გეოქიმიური თვისებებით. განსაკუთრებით კარგად გამოხატული ოჯახებია:

1. რკინის ოჯახი, წარმოდგენილი Sc, Ti, V, Cu, Mn, Fe, Co და Ni, რომელთაც სავალენტო გარსზე (N) ორ-ორი ელექტრონი აქვთ, ხოლო ელექტრონებით შევსება ხდება შიდა M გარსისა. 2. იშვიათ მიწათა ელემენტების ოჯახი ( $\Sigma TR$ ) მოიცავს ელემენტებს La-დან დაწყებული ( $Z=57$ ) Lu-ით გათავებული ( $Z=71$ ); ამ ოჯახის ელემენტებისათვის ელექტრონების თანაბარი რიცხვი ( $2+1$ ) P და O გარსებზეა და ხდება N გარსის შევსება ელექტრონებით. 3. აქტინოიდების ოჯახი ხასიათდება იმავე ნიშნებით, რითაც  $\Sigma TR$ . აქვე საჭიროა აღინიშნოს, რომ ამა თუ იმ ოჯახის შედგენილობაში შემავალი ქიმიური ელემენტების ქიმიური და ნაწილობრივ ფიზიკური თვისებების დიდი მსგავსება აპირობებს მათ თანაარსებობას მიწის ქერქის გარკვეულ უბნებში. ასე მაგალითად, რკინის ოჯახში შემავალი ელემენტები ხასიათდებიან მჭიდრო ასოციაციით ფუძე და ულტრაფუძე ქანებში; იშვიათი მიწები—ტუტე ქანებში და გრანიტულ და სიენიტურ პეგმატიტებში და ასე შემდეგ.

ატომთა ქიმიური თვისებები დამოკიდებულია სავალენტო ელექტრონების ატომთან შებმის სიმტკიცეზე, რაც აპირობებს ატომთა იონიზაციის უნარს, მათ ქიმიურ აქტიურობას, ატომის დამეანგავ და აღდგენით თვისებებს და სხვა.

დამეანგავ ატომებს ეკუთვნიან ისეთები, რომლებიც სხვა ატომებს ართმევენ და იერთებენ ელექტრონებს, რის შედეგადაც გადაიქცევიან ანიონებად (O, Cl, F, J და სხვა). ამის საწინააღმდეგოდ, აღმდგენელ ატომებს ეკუთვნიან ისეთები, რომლებიც გასცემენ ხოლმე თავიანთ ელექტრონებს და გადაიქცევიან კათიონ-

ნებად (Na, K, Ca, Fe, Cu და სხვა). აღსანიშნავია, რომ ელემენტთა პომოლოგიურ რიგში, ელემენტთა აღდგენითი თვისებები იზრდება რიგითი ნომრის ზრდასთან ერთად. მაგალითად: K-დან Rb-საკენ და Cs-საკენ, ზოლო დამყენავი თვისებები კი იმავე მიმართულებით მცირდება—F-დან Cl, Br და იოდისაკენ. ელემენტების ამგვარი თვისებები პომოლოგიურ რიგებში გამოწვეულია მათი ატომების რადიუსების ზრდით რიგითი ნომრის ზრდასთან ერთად. ატომების მიერ ელექტრონების შექმნის და დაკარგვის უნარს უაღრესად დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ გარემოს ქანვეითი და აღდგენითი პოტენციალის სიდიდის ზეგავლენით ზოგიერთ ელემენტს ახასიათებს სხვადასხვა ვალენტობა. ასე, მაგალითად, ენდოგენურ პროცესებში, რომლებიც ხასიათდებიან დაბალი ქანვეის პოტენციალით რკინა, მანგანუმი, ვანადიუმი და სხვა ელემენტები ხასიათდებიან დაბალი ვალენტობით ( $Fe^{+2}$ ,  $Mn^{+2}$ ,  $V^{+3}$ ), ზოლო იგივე ელემენტები ეგზოგენურ პროცესებში, სადაც ქანვეის პოტენციალის სიდიდე მაღალია, ხასიათდებიან მაღალი ვალენტობით— $Fe^{+3}$ ,  $Mn^{+1}$ ,  $V^{+5}$ .

გეოქიმიისათვის მნიშვნელოვანი კონსტანტაა აგრეთვე ატომის და იონის რადიუსის სიდიდე, რომელიც, ერთი მხრივ, დამოკიდებულია ატომის აგებულებაში მონაწილე ელექტრონების რიცხვზე—სიმბატური დამოკიდებულება, და მეორე მხრივ კი ატომგულის მუხტის სიდიდეზე—ანტიბატური დამოკიდებულება. გასაგებია, რომ ელექტრონების რაოდენობის ზრდა იწვევს ატომის ან იონის რადიუსის გაზარდას, ვინაიდან იზრდება ელექტრონული გარსების რიცხვი, ზოლო ატომგულის მუხტის ზრდა იწვევს საწინააღმდეგო ეფექტს, ვინაიდან ელექტრონების მიზიდვის გამო კუმშავს ელექტრონულ გარსებს.

ატომის აგებულების ამ ზოგადი ნიშნავის შემდეგ განვიხილოთ ქიმიური ელემენტების გეოქიმიური კლასიფიკაციის საკითხი. როგორც ცნობილია, დ. ი. მენდელეევის მიერ აღმოჩენილი ქიმიურ ელემენტთა პერიოდულობის კანონის თანახმად, ელემენტთა ქიმიური და ბევრი ფიზიკური თვისება (იონიზაციის პოტენციალი, ატომთა და იონთა რადიუსები, ატომური მოცულობა, დნობის ტემპერატურა, ოპტიკური სპექტრები და სხვა) პერიოდულად იცვლება ელემენტის ატომური წონის (რიგითი ნომრის) შეცვლასთან დაკავშირებით. ამ კანონმა თავისი გამოხატულება პოვა ქიმიურ ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში, სადაც მსგავსი ქიმიური და ფიზიკური თვისებების მქონე ელემენტები ერთიანდებიან პერიოდული სისტემის გარკვეულ ჯგუფებში (ცხრ. 2). მაგრამ, ქიმიურ ელემენტთა ატომებს აქვთ ზოგიერთი თვისება, რომლებიც არაპერიოდულად იცვლებიან: მაგალითად, ატომური წონა და ატომგულის მუხტის სიდიდე კანონზომიერად იზრდება წყალბადიდან

დაწყებული გათავებული უკანასკნელ ტრანსურანიდ-ლოურენსიუმამდე.

ქმენდლეუვის ქიმიურ ელემენტთა პერიოდული სისტემა უკვე თავისთავად ახდენს ელემენტთა გარკვეულ გეოქიმიურ კლასიფიკაციას, მაგრამ გეოქიმიის მიზნებისათვის მასში საჭირო ზდება გარკვეული ველების გამოყოფა; ამ ველების ფარგლებში თავსდებიან ელემენტები, რომელთა ბუნებრივი ასოციაციებიც დამახასიათებელია დემიწის სხვადასხვა გეოსფეროებისათვის და მიწის ქერქის ამგები გარკვეული გეოლოგიური სხეულებისათვის (ქანებისათვის, მადნებისათვის და სხვა). ასეთი კლასიფიკაციის პირველი ცდა ეკუთვნის გ. ვ. ვაშინგტონს. მან ქიმიურ ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში გაატარა ტუბილი ხაზი და ტაბულა გაჰყო ორ ნაწილად. ხაზს ზევით მოხვედრილ ელემენტებს მან უწოდა პეტროგენული, ხოლო ხაზს ქვემოთ მოხვედრილთ—მეტალოგენური ელემენტები (ცხრ. 3). მიუხედავად იმისა, რომ ვაშინგტონის კლასიფიკაცია ზოგადი ხასიათისაა და არ შეესაბამება იმ დიფერენციაციას, რომელიც ახასიათებს ქიმიურ ელემენტთა ასოციაციებს მიწის ქერქში, იგი მეტად მოსახერხებელია ენდოგენურ და ეგზოგენურ პროცესებში ელემენტთა ქცევის გამოსახატავად და ამიტომ საჭიროა ამ კლასიფიკაციაზე შეჩერება.

პეტროგენული ელემენტების ბუნებრივი ასოციაციები დამახასიათებელია მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე ქანებისათვის და არამეტალური სასარგებლო ნამარხებისათვის. ამის საწინააღმდეგოდ, მეტალოგენური ელემენტების ბუნებრივი ასოციაციები მონაწილეობას იღებენ მეტალთა მადნების აგებულებაში. აღსანიშნავია, რომ უშუალოდ პერიოდული სისტემის გამყოფი ხაზის ახლოს მოთავსებულ ელემენტებს (Fe, Cr, As, Ge, Ga და სხვ.) გაორებული ბუნება აქვთ. ვინაიდან ისინი მონაწილეობენ როგორც ქანების და არამეტალური სასარგებლო ნამარხების, ისევე მეტალთა მადნების შედგენილობაში. განსხვავებულია აგრეთვე პეტროგენული და მეტალოგენური ელემენტების ბუნებრივი ქიმიური ნაერთები. პეტროგენული ელემენტების ნაერთები წარმოდგენილი არიან ენგველებით, სილიკატებით, კარბონატებით, სულფატებით, ფოსფატებით, ნიტრატებით, ჰალოგენნაერთებით და იშვიათად სულფიდებით. წინააღმდეგ ამისა, მეტალოგენურ ელემენტთა ნაერთები ძირითადად წარმოდგენილია სულფიდებით, სელენიდებით, ტელურიდებით, სულფომარილებით და სხვა ანალოგიური ნაერთებით და იშვიათად ენგებადლოვანი ნაერთებით, როგორც ეს დამახასიათებელია რკინისათვის, მანგანუმისათვის, ქრომისათვის და კალისათვის. გარდა ამისა, მეტალოგენური ელემენტებისათვის მიწის ქერქში არსებობის ერთ-ერთი დამახასიათებელი ფორმაა—თვითნაბადი



სახელი 3

პ/პ	0	1	2	3	4	5	6	7	8
1		1H 10080							
2	2He 4,003	3Li 6,940	4Be 9,012	5B 10,81	6C 12,010	7N 14,008	8O 16,000	9F 18,998	
3	10Ne 20,183	11Na 22,990	12Mg 24,305	13Al 26,981	14Si 28,086	15P 30,974	16S 32,06	17Cl 35,453	
4	18Ar 39,944	19K 39,098	20Ca 40,08	21Sc 44,956	22Ti 47,88	23V 50,942	24Cr 52,00	25Mn 54,938	26Fe 55,845
5	36Kr 83,798	37Rb 85,468	38Sr 87,62	39Y 88,906	40Zn 90,024	41Ga 91,224	42Ge 93,945	43As 95,94	44Se 98,946
6	56Ba 137,327	57La 138,905	58Ce 140,908	59Pr 140,908	60Nd 144,242	61Pm 144,913	62Sm 150,36	63Eu 151,964	64Gd 157,25
7	54Xe 131,29	55Cs 132,905	56Ba 137,327	57La 138,905	58Ce 140,908	59Pr 140,908	60Nd 144,242	61Pm 144,913	62Sm 150,36
8									
9									
10									

57-71 TR რეკონსტრუქციები (ლანთანოიდები) - ელემენტები 82Th, 91Pa, 92U, 93Np, 94Pu, 95Am, 96Cm, 97Bk, 98Cf

ქიმურ ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაცია გ. ვაჭის ტონის მიხედვით.

მდგომარეობა (Au, Ag, Pt, Jr, Pd, Cu, Bi, As, Sb), ხოლო პეტროგენული ელემენტებისათვის ამგვარი არსებობის ფორმა ცნობილია მხოლოდ გოგირდისა და ნახშირბადისათვის (ალმასი, გრაფიტი).

ელემენტთა ამ ორი ჯგუფის შვეთრად განსხვავებული თვისებები ვლინდება აგრეთვე მათი განსხვავებული ქცევით ენდოგენურ და ეგზოგენურ პროცესებში. პეტროგენული ელემენტები ენდოგენური პროცესების მსვლელობის დროს უმრავლეს შემთხვევაში განიცდიან გაფანტვას, ხოლო მეტალოგენური ელემენტები კი კონცენტრაციას სხვადასხვა მეტალთა საბადოების წარმოქმნით. მაგალითად, თუთიის საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში ტოლია  $2 \cdot 10^{-2}\%$ , ხოლო ტყვიისა კი —  $1,6 \cdot 10^{-2}\%$ , იმ დროს, როცა ამ მეტალთა ენდოგენურ საბადოებში მათი შემცველობა აღწევს ათეულ პროცენტს, ე. ი. ენდოგენური პროცესების პროდუქტებში მათი კონცენტრაცია ასჯერ და ათასჯერ იზრდება. განსხვავებულ სურათს გვაძლევს, მაგალითად, პეტროგენული ელემენტი ალუმინი. მისი საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში უდრის  $7,45\%$ , ენდოგენური პროცესების დროს კი ხშირად წარმოიქმნება კორუნდის საბადოები, სადაც ალუმინის შემცველობა მის საშუალო შემცველობასთან შედარებით მიწის ქერქში იზრდება მხოლოდ შეიღჯერ; ე. ი. მეტალოგენური ელემენტები ენდოგენური პროცესების დროს განიცდიან შეუდარებლად მაღალ კონცენტრაციას.

შებრუნებით მოვლენას აქვს ადგილი ეგზოგენურ პროცესებში, რკინისა და მანგანუმის გამოკლებით, რომელთათვისაც ცნობილია დიდი ეგზოგენური საბადოები.

პეტროგენული და მეტალოგენური ელემენტების განსხვავებული გეოქიმიური თვისებები, პირველ რიგში, აიხსნება მათი ატომების და იონების აგებულების თავისებურებით. პეტროგენულ ელემენტთა იონები ხასიათდებიან გარეთა ელექტრონულ გარსზე 8-ელექტრონიანი კონფიგურაციით, ხოლო მეტალოგენური ელემენტებისათვის დამახასიათებელია 18-ელექტრონიანი კონფიგურაციები.

ქიმიურ ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაციის შემდეგ მაგალითად შეიძლება განვიხილოთ ა. ე. ფერსმანის კლასიფიკაცია. ფერსმანმა ქიმიურ ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში ქიმიურ ელემენტების გეოქიმიური თვისებების გათვალისწინების საფუძველზე გამოაკყო რამდენიმე ველი (ცხრ. 4). ზედა ველი მოიცავს ელემენტებს, რომლებიც დიდი გავრცელებით სარგებლობენ ლითოსფეროში, ჰიდროსფეროში და ატმოსფეროში. ზედა ველის მარცხენა ნაწილი (მოთავსებული ინერტული გაზების ჯგუფის მარცხნივ) ძირითადად მოიცავს მეტალოიდებს (ანიონებს), ხოლო ველის მარჯვენა ნაწილი კი მეტალებს (კათიონებს). ქვედა ველის მარცხენა ნაწილში თავმოყრილი

არიან ქალკოფილური ელემენტები, რომელთათვისაც უმთავრესად დამახასიათებელია სულფიდები, სელენიდები, ტელურიდები და მსგავსი რთული ნაერთები (პოსტმაგმურ საბადოთა მინერალები). ქვედა ველების მარჯვენა ნაწილი მოიცავს გრანიტული პეგმატიტების და მთავე შედგენილობის მაგმების ელემენტებს (Zr, Nb, Ta, U, TR და სხვა), თუმცა, აქვე არიან პლატინოიდები—ულტრაფუძე მაგმების დამახასიათებელი ელემენტები.

პერიოდი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX																																																																																									
1							H	He	Li	Be	B	C	N	O	F	Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Mn	U	10



ქიმიურ ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაცია ა. ფერსმანის მიხედვით.  
 ელემენტები: 1—მთავე მაგმების; 2—სულფიდური საბადოების; 3—საშუალო მაგმების; 4—ულტრაფუძე მაგმების.

ვ. მ. გოლდშმიდტის კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს ქიმიურ ელემენტთა ატომების და იონების ელექტრონული კონფიგურაციების ხასიათი და ატომთა მოცულობანი. ამ ნიშნების გათვალისწინებით გოლდშმიდტი ქიმიურ ელემენტებს ათავსებს ოთხი დიდი გეოქიმიური ჯგუფის ფარგლებში (ცხრ. 5).

ქიმიური ელემენტების გეოქიმიური კლასიფიკაცია დამუშავებულია აქვს აგრეთვე ა. ნ. ზავარიცკის; იგი გაცილებით უფრო დეტალურია, ვიდრე ვაშინგტონის, ფერსმანისა და გოლდშმიდტის კლასიფიკაციები. ამ კლასიფიკაციით ქიმიური ელემენტები დაყოფილი არიან 10 ჯგუფად (ჯგუფები გამოყოფილია პერიოდულ სისტემაში), რომელთა ფარგლებშიც გაერთიანებულია მსგავსი გეოქიმიური თვისებების მქონე ელემენტები (ცხრ. 6).

დასასრულ, განვიხილოთ ვ. ი. ვერნადსკის კლასიფიკაცია, რომელიც აგებულია ქიმიურ ელემენტთა შემდეგი თვისებების გათვალისწინებით: 1. ქიმიურ ელემენტთა რადიოაქტიური თვისებები, 2. ქიმიური

მლემენტების გეოქიმიური კლასიფიკაცია ვ. მ. გოლდშმიდტის მიხედვით (ვ. ვ. შტიგინას დამატებით)

ელემენტები და მათი თვისებები	იონის აგებულება	ატომურ მოცულობა ან მრუდზე მდებარეობა	მაგნიტური თვისებები	სპეციფიკური წყნარება	სხვა თვისებები
<p>ატომიფილური</p> <p>H, He, N, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn</p>	<p>უმეტესად არაიონიზებული დისკრეტული ატომების ან მოლეკულულების სახით</p>	<p>მაქსიმალური მნიშვნელობის უბნებში</p>	<p>უმრავლესობა დიამაგნეტიკური</p>	<p>ჩვეულებრივ გეოქიმიკლებული; არიან მარტუკისანი (ელემენტები)</p>	<p>დამახასიათებელია გაზისებრი მდგომარეობა</p>
<p>ლითიფილური</p> <p>Li, Be, B, C, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, (S), Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, J, Cs, Ba, TR, Hf, Ta, W, Ra, U, Th</p>	<p>იონები გარე გარსზე, 8 ელექტრონი</p>	<p>მრუდის დაღმავალ უბნებში</p>	<p>პარამაგნეტიკური</p>	<p>სწრაფვა O, F, Cl-თან</p>	<p>კანგელუთა ხვ. წინა შედარებით მცირეა</p>
<p>ქალკოფილური</p> <p>S, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Pd, Ag, Cd, Jn, Sn, Sb, Te, Au, Hg, Tl, Pb, Bi,</p>	<p>იონები გარე გარსზე 18 ელექტრონი; გამოხატულია შედგენენ S, Se, Te, ნაწილობრივ As, Sb</p>	<p>მრუდის აღმავალ უბნებში</p>	<p>დიამაგნეტიკური</p>	<p>სწრაფვა S, Se, Te-თან</p>	<p>გამლვარი სულფიდები იხსნებიან FeS ჰიდრატში; იძლევიან კომპლექსურ სულფიდებს</p>
<p>სიღვრიფილური</p> <p>Fe, Co, Ni, Mo, Ru, Rh, Os, Ir, Pt, Pz</p>	<p>გარდამავალი ტიპის იონები გარე გარსზე ელექტრონების ცვალებადი რაოდენობით (6-დან 18-მდე)</p>	<p>მინიმალური მნიშვნელობის უბნებში</p>	<p>ფერომგნეტური და პარამგნეტიკური</p>	<p>სწრაფვა C, P, As, (Sb)-თან</p>	<p>დიდი ხვ. წინა; ხშირად ხალასი სახით</p>

პროცესების ხასიათი (შექცევადობა და შეუქცევადობა) და 3. ნაერთთა და მოლეკულათა როლი ქიმიურ ელემენტთა ისტორიაში. ამ ნიშნების გათვალისწინებით ვერნადსკის მიერ ქიმიური ელემენტები ექვსი გეოქიმიური ჯგუფის ფარგლებშია დანაწილებული:

**ხსენი 6**

	H																
He	Li	Be	B	C	N	O	F										
Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl										
Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
Xe	Cs	Ba	Tl	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U											

ქიმიურ ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაცია ა. ზავარიცკის მიხედვით.

- 1—კეთილშობილი გაზები (He—Rn); 2—ქანების შენადგენელი ელემენტები (Li—Si); 3—მაგმატური ემანაციების ელემენტები (B—Cl); 4—რკინის ჯგუფი (Ti—Ni); 5—იშვიათი ელემენტები (Se—Tl); 6—რადიაქტიური ელემენტები (Fr—U); 7—მეტალური ელემენტები (Cu—Pb); 8—მეტალოიდური და მეტალოგენური ელემენტები (As—Po); 9—პლაზმის ჯგუფი (Ru—Pt); 10—მძიმე მეტალები (Br—At).

I. ინერტული გაზები—5 ელემენტი; II. კეთილშობილი მეტალები — 7 ელემენტი; III. ციკლური ელემენტები—44 ელემენტი; IV. გაფანტული ელემენტები—11 ელემენტი; V. ძლიერ რადიაქტიური ელემენტები—7 ელემენტი; VI. იშვიათ მიწათა ელემენტები—15 ელემენტი.

განხილული გეოქიმიური კლასიფიკაციებიდან გეოქიმიაში ძირითადად გამოიყენება გოლდშმიდტის და ზავარიცკის კლასიფიკაციები, მდნეული საბადოების გეოლოგიაში კი დამკვიდრდა ვაშინგტონის კლასიფიკაცია.

**§ 4. ატომთა იონიზაცია გუნებაში**

მიწის ქერქში მიმდინარე გეოქიმიურ პროცესებში გარკვეული მუხტის მქონე ატომებს—იონებს შეუღარებლად უფრო დიდი მნიშვნელობა აქვთ, ვიდრე ნეიტრალურ ატომებს. ამასთან ერთად, აღსანიშნავია, რომ გეოქიმიურ პროცესებში იონთა მრავალფეროვნება ბევრად უფრო ნაკლებია, ვიდრე ორგანულ და არაორგანულ ქიმიაში. ატომთა იონიზაციის ხარისხი სხვა ფაქტორებთან ერთად მნიშვნელოვნად აპირობებს ატომთა მიგრაციასა და კონცენტრაციას ეგზოგენურ, ენდოგენურ და მეტამორფოგენურ პროცესებში. ატომთა იონიზაციის ხა-

რისხი ე. ი. იონთა რაგვარობა გაპირობებულია გარემოს ელექტრო-სტატიკური მდგომარეობით, ყანგბადისა და გოგირდის პარციალური წნევით და სხვ. ვასაგებია, რომ იონთა რიცხვი ბევრად ჰარბობს ქე-მიური ელემენტების რიცხვს და მათი რაოდენობა მიწის ქერქში მიმ-დინარე გეოქიმიურ პროცესებში და მინერალებში დაახლოებით 145—150-ს უდრის (ცხრ. 7).

აქ ჩამოთვლილი იონებით (ცხრ. 7) არ ამოიწურება იონთა საერთო რაოდენობა მიწის ქერქში, ვანაიდან არსებობს აგრეთვე რთული—

ცხრილი 7

მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა ატომების იონიზაცია  
(ბ. ა. გავრუსევიჩის მიხედვით)

რეგი- თი №	ელე- მენტი	იონიზაც. ბარისხი	№ ატომების	ელე- მენტი	იონიზაც. ბა- რისხი	№ ატომების	ელე- მენტი	იონიზაც. ბარისხი
1	H	-1,(+1)	32	Go	+4,(+2)	66	Dy	+3
2	He	0	33	As	+2,+3,+5	67	Ho	+3
3	Li	+1	34	Se	-2,+4,+6	68	Er	+3
4	Be	+2	35	Br	-1,(+7)	69	Tu	+
5	B	+3	36	Kr	0	70	Yb	+3
6	C	+4	37	Rb	+1	71	Lu	+3
7	N	+5	38	Sr	+2	72	Hf	+4
8	O	-2	39	Y	+3	73	Ta	+5
			40	Zr	+4	74	W	+6
9	F	-1	41	Nb	+5	75	Re	+4,+6,+7
10	Ne	0	42	Mo	+4,+6	76	Os	+4
11	Na	+1	43	Tl	-	77	Jr	+1,(+3)
12	Mg	+2	44	Ru	+4	78	Pt	+4,(+2)
			45	Rh	+4			
13	Al	+3	46	Pd	+3	79	Au	+1,(+3)
14	Si	+4	47	Ag	+1	80	Hg	+1,+2
			48	Cd	+2	81	Tl	+1,+3
15	P	+5	49	Jn	+3	82	Pb	+2,+4
16	S	-2,+6	50	Sn	+2,+4	83	Bi	+3,+5
17	Cl	-1,(+7)	51	Sb	+3,+5	84	Po	-
			52	Te	-2,+4,+6	85	At	-
18	Ar	0	53	J	-1,+5,+7	86	Rn	-
19	K	+1	54	Xc	0	87	Fr	-
20	Ca	+2	55	Cs	+1	88	Ra	+2
			56	Ba	+2	89	Ac	-
			57	La	+3			
21	Sc	+3	57	La	+3,+4	90	Th	+4
22	Ti	+3,+4	54	Ce	+3,+4	91	Pa	-
23	V	+3,+1,+5	59	Pr	+3,+4	92	U	+4,+6
24	Cr	+3,+6	60	Nd	+3			
25	Mn	+2,+3,+4	61	Pm	+3			
26	Fe	+2,+3	62	Sm	+2,+3			
27	Co	+2,+3	63	Eu	+3			
28	Ni	+2	64	Gd	+3,+4			
29	Cu	+1,+2	65	Tb				
30	Zn	+2						
31	Ga	+3						

კომპლექსური იონები, რომელთა რიცხვიც რამდენიმე ათეულს უდრის.

როგორც ქიმიიდან ვიცით, იონები, უპირველეს ყოვლისა, ერთიმეორისაგან განსხვავდებიან მუხტის ნიშნის მიხედვით; დადებითი მუხტის მქონეთ იონებს ვუწოდებთ კათიონებს, ხოლო უარყოფითი მუხტის მქონეთ კი ანიონებს. გარდა ამისა იონებში გამოყოფენ მარტივ იონებს, რომლებიც წარმოადგენენ ისეთ ატომებს, რომელთაც დაუკარგავთ ანდა შეუძენიათ ელექტრონები, რის გამოც ისინი დამუხტული არიან დადებითად (კათიონები) ან უარყოფითად (ანიონები). ერთსა და იმავე მარტივ იონში იონიზაციის ხარისხის მიხედვით გამოიყოფა მცირე და დიდი მუხტის მქონე იონები:  $V^{+3}$ ,  $V^{+4}$ ,  $V^{+5}$ ;  $Mn^{+2}$ ,  $Mn^{+3}$ ,  $Mn^{+4}$ ,  $As^{+2}$ ,  $As^{+3}$ ,  $As^{+5}$  და სხვა. მარტივი იონები—უმთავრესად კი კათიონები უნგბადთან და გოგირდთან ხშირად წარმოქმნიან იონთა ორკომპონენტურ ასოციაციებს (გუფებს), რომლებსაც კომპლექსური იონებს უწოდებენ (უმრავლეს შემთხვევაში აქვთ უარყოფითი მუხტი).

მარტივი კათიონების წარმოქმნის დროს, ე. ი. ატომისაგან ელექტრონის მოწყვეტისას საჭიროა ენერგიის დახარჯვა, რასაც უწოდებენ იონიზაციის პოტენციალს (ცხრ. 8).

ატომთა იონიზაციის პოტენციალის მნიშვნელობები ნათლად მოწმობენ, რომ პირველი ელექტრონი ყველაზე ძნელად წყდება ნულოვანი

ცხრილი 8

ზოგიერთ ატომთა იონიზაციის პოტენციალი (ელ/ვოლ) იონიზაციის სხვადასხვა ხარისხის დროს (ა. ი. ბროდსკის მიხედვით)

No	ელემენტი	იონიზაციის ხარისხი							
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	H	13,53							
2	He	24,47	54,14						
3	Li	5,36	75,27	121,84					
4	Be	9,23	18,12	153,11	216,63				
5	B	8,25	25,00	87,74	253,03	333,53			
6	C	14,21	24,26	47,64	64,17	390,02	487,55		
7	N	14,47	29,46	47,3	72,04	97,40	519,03	663,73	
8	O	13,55	34,91	51,7	77,03	113,3	157,42	735,22	867,09
9	F	18,6	34,85	62,35	86,73	—	156,37	184,26	—
10	Ne	21,46	40,91	63,3	—	—	—	—	—
11	Na	5,11	47,07	71,0	93,41	137,64	171,37	203,24	262,9
12	Mg	7,61	14,96	79,73	103,77	140,47	185,57	224,31	265,31

ჯგუფის ატომებს (ინერტული გაზები) He—24,47 ელ/ვოლ და Ne 21,46 ელ/ვოლ, რაც მიუთითებს ამ ატომთა პერიფერიული ელექტრონული ორბიტების სტაბილურობაზე (სიმტკიცეზე). მეორე ელექტრონი ყველაზე ძნელად წყდება პერიოდული სისტემის პირველი ჯგუფის ელემენტებს—Li (75,27 ელ/ვოლ), Na (47,07 ელ/ვოლ), ხოლო მესამე ელექტრონი პერიოდული სისტემის მეორე ჯგუფის ელემენტებს—Be (153,11 ელ/ვოლ), Mg (79, 73 ელ/ვოლ). ორივე შემთხვევაში ელექტრონი წყდება სტაბილურ ელექტრონულ გარსს. წინააღმდეგ ამისა, როგორც ეს ცხრილიდან ჩანს, ყველაზე ადვილად პირველი ელექტრონი წყდება პერიოდული სისტემის პირველი ჯგუფის ატომებს (Li—5,36 ელ/ვოლ, Na—5,11 ელ/ვოლ, K—4,32 ელ/ვოლ, Rb 4,16 ელ/ვოლ). ეს ელექტრონი პირველი ჯგუფის ელემენტებისათვის ერთადერთი სავალენტო ელექტრონია, რის გამოც ამ ატომებს მკვეთრად აქვთ გამოხატული ელექტროდადებითობა. გასაგები უნდა იყოს, რომ ერთი და იგივე ჯგუფის ფარგლებში ელექტრონი მით უფრო მტკიცეა დაკავშირებული ატომთან, რაც უფრო პატარაა ატომის რიგითი ნომერი (ვინაიდან ატომგულსა და სავალენტო ელექტრონულ გარსს შორის ნაკლებია შუალედი ელექტრონული გარსები).

მარტივი იონები, გარდა მუხტის ნიშნისა და სიდიდისა, ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან აგრეთვე ელექტრონული გარსების აგებულებით. ამ ნიშნის მიხედვით ისინი შეიძლება დაჯგუფდნენ შემდეგნაირად:

1. ინერტულ გაზთა ატომის ტიპის იონები (კათიონები და ანიონები). ამგვარი იონების პერიფერიული ელექტრონული გარსი მსგავსია მათთან ახლოს მდებარე ინერტული გაზის ატომის ელექტრონული გარსისა ( $K^{+1}$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $S^{-2}$ ,  $O^{-2}$  და სხვა).

2. შუალედი ტიპის იონები (მარტივი კათიონები), რომელთა სავალენტო ელექტრონები მოთავსებულია არა მარტო პერიფერიულ გარსზე, არამედ შიდა ელექტრონულ ორბიტებზედაც (რკინის ოჯახი, პლათინოიდები და სხვა).

3. „კუპრო“ ტიპის იონები (მხოლოდ კათიონები), რომელთაც ახასიათებთ 18-ელექტრონიანი კონფიგურაცია. ისინი უფრო მდგრადი არიან, ვიდრე შუალედი ტიპის იონები, მაგრამ ნაკლებად მდგრადი, ვიდრე კეთილშობილ გაზთა ატომების მსგავსი ელექტრონული კონფიგურაციის მქონე იონები. „კუპრო“ ტიპის იონებია:  $Cu^{+1}$ ,  $Ag^{+1}$ ,  $Zn^{+2}$ ,  $Sb^{+3}$  და სხვ.

მარტივ იონთა აგებულების აღნიშნული თავისებურება თავის გეოქიმიურ გამოხატულებას, უპირველეს ყოვლისა, პოულობს ამ იონების ქცევაში სხვადასხვა გეოლოგიურ-გეოქიმიურ პროცესებში მონაწილეობისას. ასე მაგალითად, ინერტული გაზების ატომთა ტიპის იონები



დამახასიათებელი არიან გრანიტოიდული მაგმატიზმისათვის და ამ მაგმატიზმთან დაკავშირებული მაღალტემპერატურული პროცესებისათვის. შუალედი ტიპის იონები ძირითადად ულტრაფუძე, ფუძე და საშუალო მყავიანობის მაგმატიზმის და მათი სხვადასხვა პროდუქტების ელემენტებია (თუმცა, გვხვდებიან აგრეთვე მყავე ქანებთან კავშირშიც). აღსანიშნავია, რომ ამ იონთა ნაერთების წარმოქმნა ხდება კრისტალიზაციის აღრინდელ სტადიაზე, მაღალი ტემპერატურის და წნევის პირობებში, ხოლო „კუპრო“ ტიპის იონები კი კონტაქტ-მეტასომატური; და ჰიდროთერმული პროცესების ტიპური კომპონენტებია, თუმცა, მათ ვხვდებით აგრეთვე მაგმური კრისტალიზაციის პროცესშიაც.

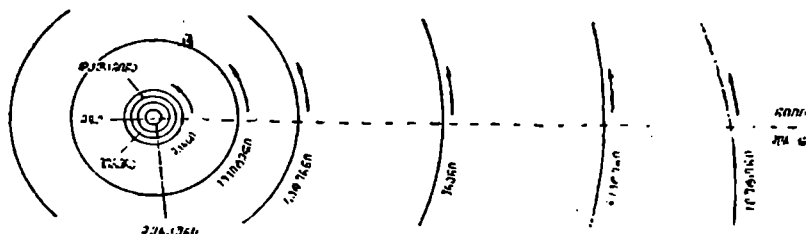
მარტივი იონებისაგან განსხვავებით კომპლექსური იონები, გარდა მუხტის სიდიდისა (ნიშანი უმრავლეს შემთხვევაში უარყოფითი აქვთ — ანიონებია), ხასიათდებიან აგრეთვე გარკვეული გეომეტრიული კონფიგურაციით. ეს დამოკიდებულია კომპლექსის შედგენილობაში შემავალი იონების ურთიერთგანლაგებაზე („ანტურაჟი“) სივრცეში, რაც შეიძლება იყოს სამკუთხოვანი, ტეტრაედრული, ოქტაედრული და სხვა. აღნიშნულის გამო, კრისტალურ მესერში კომპლექსიონები ხშირად ქმნიან იზოლირებულ „კუნძულოვან“ ჯგუფებს, სხვადასხვა კომპლექსური ანიონების შეერთების შედეგად მიიღება ორმაგი და სამმაგი კომპლექსები (ე. წ. ჰეტეროპოლიმეჩეები). ერთი გარკვეული კონფიგურაციის მქონე კომპლექსურ ანიონებს შესაძლებელია ჰქონდეს განსხვავებული მუხტი. მაგალითად, ტეტრაედრული კონფიგურაციის მქონე კომპლექსურ იონებში შემდეგი სურათია:  $(CrO_4)^{-2}$ ,  $(PO_4)^{-3}$ ,  $(SiO_4)^{-4}$ ,  $(AlO_4)^{-5}$  და  $(BeO_4)^{-6}$ . ზოგიერთ შემთხვევაში მინერალთა კრისტალურ მესერში კომპლექსური იონები სათანადო პირობების შემთხვევაში ერთმანეთს ანაცვლებენ, რის შედეგადაც ხდება ორმაგი, სამმაგი და ასე შემდეგ რთული კომპლექსების წარმოქმნა. მაგალითად, ალუმოსილიკატებში  $(SiO_4)^{-4}$  ტეტრაედრული კონფიგურაციის კომპლექსი ჩაინაცვლება  $(AlO_4)^{-5}$  გეომეტრიულად ანალოგიური კომპლექსით, მინერალ ოტენიტში  $(UO_4)^{-2} - (PO_4)^{-3}$ -ით და სხვა.

## § 5 დედამიწის აგებულება

დედამიწა მზის სისტემაში შედის, ხოლო მზის სისტემა კი გალაქტიკაში\*. მზის სისტემა წარმოადგენს სფერული ფორმის კანონზომიერ-

\* გალაქტიკა წარმოადგენს ვარსკვლავთა კანონზომიერ დაჯგუფებას—სისტემას, რომელშიაც ას მილიარდამდე ( $10^{11}$ ) ვარსკვლავი შედის. ვარსკვლავთ საქაროს და ზის სისტემის შექაბებ იხილე ალ. ჯანელიძის „ზოგადი გეოლოგიის მოკლე კურსი“, 1963.

რად განლაგებულ ციურ სხეულთა პატარა ჯგუფს, რომლის ცენტრშიც მდებარეობს მზე. მზის სისტემაში ცხრა პლანეტა (ეთომილი) შედის; მზესთან უახლოესია მერკური, შემდეგ ვენერა, დედამიწა, მარსი, იუპიტერი, სატურნი, ურანი, ნეპტუნი და პლუტონი (ნახ. 2).



ნახ. 2. მზის სისტემა; ნაჩვენებია მხოლოდ პლანეტათა ორბიტები, ვინაიდან ამ მასშტაბით პლანეტები წერტილითაც კი არ განიხილებიან (ალ. ჯანელიძის მიხედვით).

მზე თავის ღერძის გარშემო ბრუნავს საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით და ერთ შემობრუნებას 25 დღე-ღამეს ანდომებს. პლანეტებიც თავისი ღერძის გარშემო ბრუნავენ იმავე მიმართულებით და მიმოიქცევიან მზის გარშემო. პლანეტათა მეტ წილს ახლავს თანამგზავრები: მიწას ერთი (მთვარე), იუპიტერს—12. პლანეტებთან ერთად მზის გარშემო მიმოიქცევიან ბევრად უფრო პატარა სხეულები—ასტეროიდები (პლანეტოიდები), რომელთა უმრავლესობა მარსსა და იუპიტერს შორისაა მოქცეული (დღეისათვის 1600-ზე მეტი ასტეროიდია ცნობილი). გარდა ამისა, მზის სისტემაში შედიან კომეტები, მეტეორიტები და ვარსკვლავთშორისი ნივთიერებანი.

მზის სისტემის წარმოშობის ჰიპოთეზებს შორის დიდი ხნის განმავლობაში ყველაზე გავრცელებული იყო კანტ-ლავლასის ჰიპოთეზა. ბოლო დროს წამოყენებული იყო ო. ი. შმიდტის, ვ. გ. ფენკოვის და ზოგი სხვა მეცნიერის ჰიპოთეზა.

კანტ-ლავლასის ჰიპოთეზის მიხედვით მზის სისტემის საწყისს წარმოადგენდა გაზობრივ მდგომარეობაში მყოფი ნივთიერება—პირველყოფილი მზე, რომელიც ბრუნავდა თავისი ღერძის გარშემო და დროთა განმავლობაში ცივდებოდა, რის გამოც იკუმშებოდა. კუმშვის გამო ბრუნვის სიჩქარე თანდათან იზრდებოდა, რაც იწვევდა ცენტრგამრიგი (ცენტრიდანული) ძალის ზრდას. ამის გამო პოლუსები ჩაბრტყელებული და ეკვატორული სარტყელი ამობურცული ხდებოდა (სატურნის სარტყლის მსგავსად). რომელიც ბოლოს პირველყოფილ მზეს მოსწყდა და ცალკე ნაწილებად დაიყო; ამ ნაწილებიდან პლანეტები

განვითარდნენ. ამგვარადვე წარმოიქმნენ პლანეტებისაგან თანამგზავრები.

ჩვენი საუკუნის დასაწყისში განხილული ჰიპოთეზა საეპქოდ მიიჩნეის, ვინაიდან მზისირველივე სარტყელიდან პლანეტების გაჩენა ეპქს იწვევდა. ამავე დროს გაირკვა, რომ მზის და ზოგიერთი პლანეტის რაოდენობითი ქიმიური შედგენილობა მნიშვნელოვნად განსხვავებულია და, რაც მთავარია, მზის ბრუნვის სიჩქარე პლანეტებთან შედარებით ბევრად ნაკლებია, ვიდრე ამას კანტ-ლაპლასის თეორია მოთხოვს.

1919 წელს ჯინსმა წამოაყენა ჰიპოთეზა, რომლის მიხედვითაც მზის სისტემა წარმოიქმნა მზესთან სხვა ვარსკვლავის მიანლობის შედეგად მზიდან მოწყვეტილი დიდი მასის ნივთიერების ხარჯზე. ეს ჰიპოთეზა დღეს მივიწყებულია, ვინაიდან მალე გაირკვა მისი სუსტი მხარეები.

XX საუკუნის ორმოცდაათიან წლებში (1944 წელს) საბჭოთა მეცნიერის—ო. ი. შმიდტის მიერ წამოყენებული იყო მზის სისტემის გაჩენის ახალი ჰიპოთეზა\*. ეს კოსმოგონიური ჰიპოთეზა ეყრდნობოდა ასტრონომების მიერ დადგენილ ფაქტს, რომ მეტეორიტები და კოსმიური მტვერი (მეტეორული ნივთიერება) ფართოდ არის გავრცელებული სამყაროში და კერძოდ კი ჩვენს გალაქტიკაში. სადაც ისინი ქმნიან ნისლოვანებას და მონაწილეობას იღებენ გალაქტიკის ბრუნვაში მისი ლეჰის გარშემო ვარსკვლავებთან ერთად. ვარსკვლავები და მეტეორული ნივთიერება გალაქტიკაში მოძრაობენ, რის გამოც ისინი ხან უახლოვდებიან და ხან შორდებიან ერთმანეთს. მეტეორული ნივთიერების შეჯგუფებაში (ნისლოვანებაში) ვარსკვლავის გავლის დროს, მას მეტეორული ნივთიერება შეჰყავს თავისი მიზიდულობის სფეროში (თავის ორბიტაში), რის გამოც ვარსკვლავი შემოირკალება მეტეორული ნივთიერების სარტყლით. კოსმიური მტვერი და მცირე მეტეორიტები შესაძლებელია, რომ დიდ მეტეორიტებზე ცვივოდენ და იწვევდნენ მათ ზრდას—ასტეროიდების და პლანეტების წარმოქმნას. შმიდტის მიხედვით ამ გზით უნდა წარმოქმნილიყო მზის სისტემა. გამომდინარე იქიდან რომ, დედამიწაზე წლიურად ეცემა 400 ტონამდე მეტეორული ნივთიერება, შმიდტმა გამოთვალა დედამიწის ასაკი—7,6 მილიარდი წელი (დღეს დედამიწის ასაკს, გამოთვლილს რადიოლოგიური მეთოდით, ვარაუდობენ 4—4.5 მილიარდ წელს). შმიდტის ჰიპოთეზის მიხედვით, დედამიწის სითბური რეჟიმი ძირითადად შეპი-

\* მსგავსი ჰიპოთეზა წამოყენებული იყო ჩემბერლენისა და ფ. მულტონის მიერ (აშშ). სამოციან წლებში ამ ჰიპოთეზების ქიმიური მხარე განავითარა გ. იურიმ (აშშ).

რობებული უნდა იყოს რადიკტიური ნივთიერების დაშლის შედეგად გამოყოფილი სითბოთი და ნაწილობრივ მეტეორიტების დარტყმით. დედამიწის ზონალურ აგებულებას (გეოსფეროების გაჩენას) შმიდტის ჰიპოთეზა ხსნის გრავიტაციული დიფერენციაციით ნივთიერების პლასტიურ მდგომარეობაში. ო. ი. შმიდტის კოსმოგონიურ ჰიპოთეზას დღეს ჰყავს როგორც მიმდევრები, ისე მოწინააღმდეგენი (ვ. გ. ფესენკოვი), რომელთა კრიტიკაც ბევრ შემთხვევაში სამაძლიანია.

ამრიგად, შეიძლება ითქვას, რომ დღეისათვის ჩვენ არ გავაჩნია საყოველთაოდ მიღებული კოსმოგონიური ჰიპოთეზა. უნდა ვივარაუდოთ, რომ კოსმოსის კვლევაში უკანასკნელ წლებში მიღწეული წარმატებები საშუალებას მისცემს მეცნიერებს უფრო სრულყოფილი კოსმოგონიური ჰიპოთეზის შესაქმნელად.

ადამიანის უშუალო დაკვირვებისათვის მისაწვდომია მხოლოდ დედამიწის სულ ზედა თხელი გარსი, წარმოდგენილი ატმოსფეროს ქვედა ნაწილით, ჰიდროსფეროთი და ლითოსფეროს ზედა ნაწილებით. ულრმესი ჰების (მახტების) სიღრმე არ აღემატება 2500 მეტრს, ხოლო ულრმესი ბურღილების კი 7—8 კმ, რაც დედამიწის რადიუსთან შედარებით მეტად უმნიშვნელოა (ცხრ. 9).

ცხრილი 9

დედამიწის პარამეტრები

საშუალო რადიუსი, კმ	პოლარული რადიუსი, კმ	ეკვატორული რადიუსი, კმ	ზედაპირის ფართობი, კმ <sup>2</sup>	მოცულობა, კმ <sup>3</sup>	მასა, ტონობით	საშუალო სიმკვრივე, გ/სმ <sup>3</sup>
6371,225	6356,911	6378,388	5101 · 10 <sup>6</sup>	1083 · 10 <sup>9</sup>	5977 · 10 <sup>21</sup>	5.517

ლითოსფეროში ცოტათი უფრო ღრმად (15—20 კმ) ჩახედვის საშუალებას იძლევა ზოგიერთი ბუნებრივი ჰრილი, სადაც ტექტონიკური მოძრაობების გამო ამოზიდულან და შემდეგში გაშიშვლებულან მიწის ჰერქის უფრო ღრმა ნაწილები. ამიტომ, დედამიწის სიღრმეთის აგებულების შესახებ არსებული შეხედულებანი დღეს ძირითადად გეოფიზიკის (სეისმოლოგიის, გრავიმეტრიის, გეოთერმიის, მაგნიტომეტრიის და რადიომეტრიის) მონაცემების თეორიული განზოგადების შედეგებს ეყრდნობა.

დედამიწის აგებულების საკითხისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს მასში სიმკვრივის განაწილების ცოდნას, რის საფუძველზედაც შეიძლება გაირკვეს დედამიწის აგებულების ჰომოგენურობა-ჰეტეროგენუ-

რობის საკითხი და ნავარაუდები იყოს მის აგებულებაში მონაწილე ნივთიერების რაგვარობა. მიწის ქერქის ზედა ნაწილების აგებულებაში მონაწილე ქანების ხვედრითი წონის განსაზღვრის საფუძველზე გაირკვა, რომ მათი საშუალო სიმკვრივე 2,7—2,8 ტოლია. სათანადოდ შევე ქანების (რომლებიც ძირითადად შედგებიან Si და Al) სიმკვრივე ტოლია 2,6, ხოლო ფუძე (*simā*) და ულტრაფუძე ქანების (*simā* + *Nife*) კი აღწევს 3,3. ამავე დროს გრავიმეტრიამ შესაძლებელი გახადა დედამიწის მასის და აქედან გამომდინარე საშუალო სიმკვრივის გაზომვა, რომელიც 5 52 ტოლი გამოდგა.

ვინაიდან მიწის ქერქის სიმკვრივე ბევრად ნაკლებია დედამიწის საშუალო სიმკვრივეზე, უნდა ვივარაუდოთ, რომ დედამიწის სიღრმითი ნაწილები გაცილებით უფრო მკვრივი ნივთიერებისგანაა აგებული (ამაზევე მიუთითებს დედამიწის მასის სიდიდეც). დედამიწის აგებულებაში მონაწილე ნივთიერებათა სიმკვრივის ზრდა ზედაპირიდან სიღრმისაკენ გამოწვეული უნდა იყოს როგორც წნევის ზრდით ამ მიმართულებით, ისევე ნივთიერების შედგენილობის ცვლით—დედამიწის ჰეტეროგენურობით. აღნიშნულის საფუძველზე, ჯერ კიდევ 1910 წელს ვიხერტმა გაითვალისწინა რა სიმკვრივის გაზრდის შეუძლებლობა მარტო წნევის ზრდის ზეგავლენით (ატომთა უაღრესად დიდი წინააღმდეგობის შედეგად მათი დაახლოებისას), ივარაუდა დედამიწის ზონალური აგებულება. მისი შეხედულებით დედამიწა შედგება სილიკატური 1600 კმ სისქის გარისისაგან, სიმკვრივით 3,0—3,4 და მეტალური ბირთვისაგან, სიმკვრივით 8,5.

შემდგომში, სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარის შესწავლის საფუძველზე, მიღებული იყო მნიშვნელოვანი მონაცემები დედამიწაში სიმკვრივის განაწილების შესახებ. ცნობილია, რომ სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარე სხვადასხვა სიმკვრივის ნივთიერებაში განსხვავებულია (გრანიტში იგი 5 კმ/სეკ უდრის, ბაზალტში კი 6—6,5 კმ/სეკ). ვინაიდან ამ ტალღების სიჩქარე სხვადასხვა სიღრმეზე იცვლებოდა, გეოფიზიკოსები მივიდნენ დასკვნამდე, რომ დედამიწა ზონალური აგებულებისაა და ზონების სიმკვრივეები ერთმანეთისაგან განსხვავებული (ცხრ. 10).

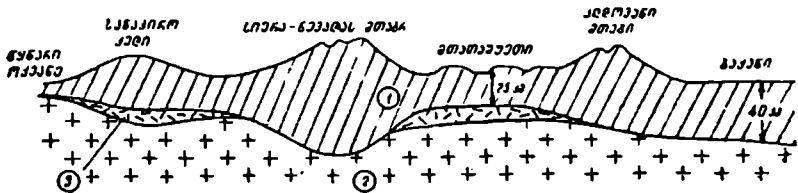
დადგენილ იქნა აგრეთვე, რომ სიმკვრივე დედამიწის პერიფერიიდან ცენტრისაკენ იცვლება ნახტომისებურად, რის გამოც ზონებს შორის საზღვარი მკვეთრი უნდა იყოს.

გეოფიზიკური მონაცემების საფუძველზე დადგენილია, რომ დედამიწის სულ კიდური პერიფერიული ნაწილი, ე. წ. მიწის ქერქი, რომლის სისქეც დედამიწის სიღრმულ ზონებთან შედარებით უმნიშვნელოა, არათანაბარი სისქისაა. ოკეანეების ქვეშ მისი სისქე 5—6 კმ

დედამიწის ზოფების სიმძლავრე და მათი  
სიმკვრივე გეოფიზიკური მონაცემების მიხედვით

ზონები	სიღრმე. კმ	სიმკვრივე
A	0—33	2,32
B	33—110	3,61
C	110—1000	4,68
D'	1000—2700	—
D''	2700—4900	5,69—9,40
E	2900—4980	11,50
F	4980—5120	—
F'	5120—6370	—

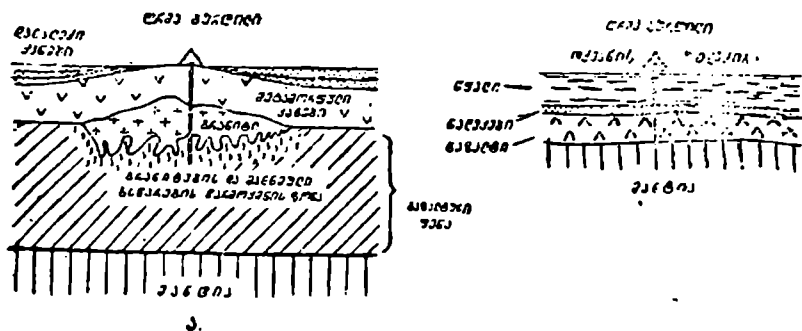
არ აღემატება, კონტინენტებზე აღწევს 35—40 კმ, ხოლო ნაოქა სარტყლებში (მთაგრეხილების ქვეშ) კი 60—70 კმ ტოლია (ნახ. 3); საგულისხმოა, რომ რაც უფრო ახალგაზრდაა ნაოქა სარტყელი, მით მეტია მიწის ქერქის სისქე. მიწის ქერქის ღრმად მდებარე ნაწილების აგებულების და შედგენილობის შესახებ ჭრატყვობით უშუალო მონაცემები არ არსებობს. ამის გამოა, რომ დღეს საბჭოთა კავშირში და აშშ შემუშავებულია უღრმესი ბურღილების პროექტები (ნახ. 4.)



ნახ. 3. მიწის ქერქის სისქის ცვალებადობა აშშ დასავლეთ ნაწილში (გეოფიზიკური მონაცემების საფუძველზე). 1—მიწის ქერქი; 2—მანტია; 3—მანტიის და მიწის ქერქის მასალის ნარევი.

დედამიწის ნივთიერების სიმკვრივის ცვალებადობასთან მჭიდროდაა დაკავშირებული მისი გრავიტაციული ძალა, რომელიც დედამიწაზე მტლავნდება სიმძიმის ძალაში. ყოველი გეოლოგიური და გეოქიმიური პროცესი დედამიწის ზედაპირზე თუ სიღრმეში, დედამიწის გრავიტაციულ ველში მიმდინარეობს და განიცდის მის გავლენას. გრავიტაციული დიფერენციაცია აპირობებდა დედამიწის ნივთიერების პირველად განაწილებას. მანვე განაპირობა დედამიწის ზონალური აგებულება და დედამიწის განვითარების ხანგრძლივ პროცესში ნივთიერების მიგრაცია

და გადანაწილება. გრავიტაციული ველის სიდიდე დიდი და მცირე პლანეტებისათვის, რომელთაც დიდი მასა აქვთ და მცირე პატარებისათვის. მაგალითად, მთვარის გრავიტაციული ველი (მიზიდულობის ძალა) იმდენად მცირეა (დაახლოებით 5-ჯერ ნაკლები დედამიწასთან შედარებით),



ნახ. 1. საბჭოთა კავშირის (ა) და აშშ (ბ) უღრმესი ბურღილების გეოლოგიური სქემა (ა. ა. საუკოვის მიხედვით).

რომ იგი მთვარის გარშემო ატმოსფეროს (გაზს) ვერ იჭერს და ის გაფანტულია, დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალის განაწილება კარგადაა შესწავლილი და ემორჩილება ნიუტონის კანონს, რომლის მიხედვითაც

$$p = g \frac{m \cdot M}{R^2}$$

დაპირზე,  $g$ —მუხმივი სიდიდეა და CGS-ის სისტემაში უღრის  $6.67 \cdot 10^{-8}$  დინი სმ<sup>2</sup>/გ<sup>2</sup>;  $m$ —სხეულის მასა,  $M$ —დედამიწის მასა და  $R$ —დედამიწის რადიუსი.

დედამიწა რომ სფერული ფორმის იყოს და უძრავი, სიმძიმის ძალის აჩქარება მისი ზედაპირის ყველა წერტილში ერთნაირი იქნებოდა. ელიფსოიდური და ისევე უძრავი დედამიწის შექთხევაში სიმძიმის ძალის აჩქარება უმცირესი იქნებოდა ეკვატორზე და უდიდესი პოლუსზე, რადგან ეკვატორული რადიუსი პოლარულ რადიუსზე მეტია. ერნაიდან დედამიწის ფორმა უფრო ელიფსოიდურია (გეოიდი), ვიდრე სფერული და იგი ბრუნავს ღერძის გარშემო, ვასაგებია, რომ სიმძიმის ძალის აჩქარება მაქსიმალური იქნება პოლუსებზე და მინიმალური—ეკვატორზე. აქ სხეული დედამიწის ცენტრიდან მაქსიმალურადაა დაშორებული და ამავე დროს მასზე მოქმედებს ცენტრიდანული (ცენტრამერიდი) ძალა. ე. ი. ორივე ფაქტორი აქ ერთი და იმავე მიმართულებით—სიმძიმის ძალის აჩქარების შემცირებისაკენ მოქმედებს. ამრ-

ტომმა, რომ  $y$  ეკვატორზე უდრის 978 სანტ/სეკ<sup>2</sup>, ხოლო პოლუსებზე კი 985 სანტ/სეკ<sup>2</sup> (თბილისში  $y=980$ ).

აღნიშნულთან დაკავშირებით საინტერესოა, თუ როგორ იცვლება სიმძიმის ძალის აჩქარების სიდიდე დედამიწაში სიღრმის ზრდასთან ერთად. ერთი შეხედვით შეიძლება გვეფიქრა, რომ ნიუტონის კანონის თანახმად, სიღრმის გაზრდასთან ერთად უნდა გაზრდილიყო სიმძიმის ძალა, თუ დავუშვებდით, რომ მთელი მიმზიდველი მასა დედა მიწის ცენტრშია. წინააღმდეგ ამისა, თუ დავუშვებთ, რომ დედამიწი სიმკვრივე ყველა სიღრმეზე ერთნაირია, მაშინ დედამიწის ცენტრში სიმძიმის ძალა ნულს გაუტოლდება, ვინაიდან მიმზიდავი მასის სიდიდე აქ მინიმალურად მცირეა. მაგრამ, როგორც უკვე დავინახეთ, სიმკვრივის განაწილების კანონზომიერება დედამიწაში ხასიათდება დიდი სირთულით, რისი ამოხსნაც დღესდღეობით შეუძლებელია. ამიტომაც რომ გარკვეულ სიღრმემდე ვარაუდობენ სიმძიმის ძალის ზრდას და შემდეგ მის შემცირებას ნულამდე—დედამიწის ცენტრში. ვ. მაგნიცკი მიხედვით სიმძიმის ძალა თავის მაქსიმუმს აღწევს 2900 კმ სიღრმეზე და უდრის 1037 სანტ/სეკ<sup>2</sup>.

როგორც გეოლოგიისათვის, ასევე გეოქიმიისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ნივთიერების აგრეგატულ მდგომარეობას დედამიწის სიღრმეთში, რაც მნიშვნელოვნადაა გაპირობებული წნევის სიდიდის ცვალებადობით სიღრმის ზრდასთან დაკავშირებით. ამ საკითხის განხილვის დროს ვარაუდობენ, რომ ჰიდროსტატიკური წნევის კანონები აქაინარჩუნებენ ძალას, ე. ი. მიწის ქერქში ან დედამიწის სიღრმეთშებისმიერ წერტილში წნევის სიდიდე გაპირობებულია ზევით მდებარე

ცხრილი 11.

წნევის სიდიდე დედამიწაში სხვადასხვა სიღრმეზე

სიღრმე, კმ	წნევა მეგაბარებში*	სიღრმე, კმ	წნევა მეგაბარებში
300	0,3	4800	2,8
1600	0,6	5600	3,0
2200	1,7	6370	3,1

ქანების სიმძიმით. აქედან გამომდინარე, ყველაზე მეტწნევა სწორედ დედამიწის ცენტრში უნდა იყოს და ალბათ 3 მილიონ ატმოსფეროს აღემატება. სხვადასხვ მკვლევარების მონაცემების მიხედვით, სიღრმის ზრდასთან ერთად წნევის სწრაფი ზრდემდგენაირად ხდება (ცხრ. 11)

დედამიწაში როგორც წნევის, ისევე ტემპერატურის ცვალებადობის ცოდნას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს გეოქიმიისათვის

\* ბარი წნევის ერთეულია და უდრის 10<sup>6</sup> დინს, ე. ი. დაახლოებით 1 ატმოსფეროს, შეგაბარი კი უდრის 987 ათას ატმოსფეროს.



ექვს არ იწვევს ის, რომ ეს ორი ფაქტორი განაპირობებს ნივთიერების აგრეგატულ მდგომარეობას დედამიწის სიღრმეთში.

დედამიწის სითბოს, როგორც ჩანს, ორგვარი წარმოშობა აქვს. ერთი მხრივ, ეს არის მზის სითბური ენერგია, ხოლო მეორე მხრივ კი—სითბო, რომელიც მოედინება დედამიწის შიგნეთიდან. მზის სითბური ენერჯიის როლი ვლინდება მხოლოდ დედამიწის ზედაპირზე მიმდინარე გეოლოგიურ-გეოქიმიურ პროცესებში. ვინაიდან მისი ჩაღწევის სიღრმე მიწის ქერქში 25—30 მეტრს არ უნდა აღემატებოდეს, ამიტომ ამ სითბოს წყაროს დედამიწის ღრმა ნაწილების ტემპერატურისათვის არავითარი მნიშვნელობა არ უნდა ჰქონდეს. სითბურ ენერჯიას, რომელიც მოედინება დედამიწის შიგნეთიდან, როგორც ჩანს, რამდენიმე წყარო აქვს. ძირითადად ეს რადიოაქტიური ელემენტების დაშლის შედეგად გამოყოფილი სითბოა; გარკვეული მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს აგრეთვე გრაფიტაციული დიფერენციაციის შედეგად ნივთიერების გადაადგილების გამო გამოყოფილ სითბოს (ე. ლი უ ს ტ ი ხ ი ს გამოთვლებით ამ პროცესების შედეგად ყოველწლიურად გამოიყოფა  $6 \times 10^{27}$  ერგი); მხედველობაშია აგრეთვე მისაღები ქიმიური ეგზოთერმული რეაქციების შედეგად გამოყოფილი სითბოც, ხოლო მიწის ქერქის სულ ზედა ნაწილებისათვის კი უანგვის პროცესების შედეგად გამოყოფილი სითბო. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ კანტ-ლაპლასის პიპოთეზის მომხრეთათვის, დედამიწის სითბურ ბალანსში დიდი მნიშვნელობა აქვს დედამიწის ასტრალური სტადიის ნარჩენ სითბოსაც. თუმცა, ეს შეხედულება ვერ უძლებს კრიტიკას, ვინაიდან ტომსონის გამოთვლებით დედამიწის გაცივება უნდა გაგრძელებულიყო მხოლოდ 40 მილიონი წლის განმავლობაში, იმ დროს, როდესაც რადიოლოგიური მეთოდით დედამიწის ასაკი იანგარიშება 4,5—5 მილიარდი წელი.

ტემპერატურის გაზომვამ გვირახებებში, შახტებში და ბურღილებში ნათელჰყო, რომ სიღრმის ზრდასთან ერთად ხდება ტემპერატურის კანონზომიერი ზრდა. მაგრამ ტემპერატურის ზრდის ტემპი სხვადასხვა ადგილას მნიშვნელოვნად განსხვავდება. ასე მაგალითად, ზოგან ტემპერატურის მატება  $1^{\circ}$ -ით ხდება 20 მ და ზოგან კი 70 და 112 მ (იოჰანესბურგი). სიღრმეს, რომელზედაც ტემპერატურა  $1^{\circ}\text{C}$ -ით იზრდება, გეოთერმული საფეხური ეწოდება და იგი საშუალოდ 33 მ უდრის. ტემპერატურის ნამატს სათანადო სიღრმეზე კი გეოთერმული გრადიენტი ჰქვია და საშუალოდ ყოველ 100 მ  $3^{\circ}$  უდრის. გეოთერმული გრადიენტის სიდიდე მთელ რიგ შემთხვევაში გაპირობებულია ლოკალური ფაქტორებით—ქანების სითბოგამტარო-

ბით, ვულკანიზმის გამოვლინებით, ქანების ანომალიური რადიაქტივობით და სხვა.

თუ დავუშვებთ, რომ ტემპერატურის ზრდა დედამიწის ცენტრამდე ისევე განაწილდება, როგორც ზედაპირის ახლოს (30° ყოველ 1 კმ), მაშინ ცენტრში ტემპერატურა მიაღწევდა 200000°-ს. მაგრამ, გამოირკვა, რომ დიდ სიღრმეებზე ტემპერატურის ამაღლება თანდათან უფრო ნელა მიმდინარეობს (გეოთერმული გრადიენტი მცირდება) და ბოლოს მთლიანად ქრება. ამის გამო დღეს ვარაუდობენ, რომ დედამიწის ცენტრში ტემპერატურა არ უნდა აღემატებოდეს 3000—5000°. ამგვარი ტემპერატურა ვიხერტის აზრით შეესაბამება დედამიწის გულის ნივთიერებისათვის მიღებული სიმკვრივის მნიშვნელობას.

მკვლევართა უმრავლესობის აზრით, დედამიწაში შესაძლებელია ტემპერატურის განაწილების შემდეგი სურათი (ცხრ. 12).

ცხრილი 12

ტემპერატურის ცვალებადობა  
დედამიწაში სხვადასხვა  
სიღრმეზე

სიღრმე, კმ	ტემპერატურა
20	600
100	1400
500	1800
6370	3000—5000

ვინაიდან ექვევარეშა, რომ მიწის სიღრმეში ტემპერატურა იზრდება, გასაგები უნდა იყოს, რომ შიგნეთიდან ზედაპირისაკენ, მაღალი ტემპერატურული ზონიდან დაბლისაკენ, სითბოს მუდმივი ნაკადი მოძრაობს (დედამიწის ზედაპირის ყოველი 100 მ<sup>2</sup> სეკუნდში 1,2 კალორია სითბოს ატარებს). სითბოს ამ უწყვეტლივ კონვექციურ დინებას დიდი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს მიწის ქერქში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესებისათვის.

დედამიწის სიღრმეთში მაღალი ტემპერატურა და დიდი წნევა უდავოდ აპირობებენ აქ არსებული ნივთიერების თავისებურ აგრეგატულ მდგომარეობას. თავისთავად ცხადია, რომ დედამიწის სიღრმეთის ნივთიერების აგრეგატული მდგომარეობის შესახებ პირდაპირი მონაცემები დღეისათვის მეცნიერებას არ გააჩნია. ცნობილია, რომ ტემპერატურის გაზრდა იწვევს ნივთიერების მყარი მდგომარეობიდან თხევადში და შემდეგ გაზობრივში გადასვლას. საწინააღმდეგო მიმართულებით მოქმედებს წნევის გაზრდა. სეისმური მონაცემები მიუთითებენ, რომ დედამიწის ბირთვის საზღვართან ხდება ნივთიერების დრეკადობის მკვეთრი შემცირება. ამიტომ მეცნიერთა ნაწილი თვლის, რომ დედამიწის ბირთვის ნივთიერების სიმკვრივე ძალიან პატარაა და უახლოვდება ნულს. ვარაუდობენ, რომ სიღრმის ზრდასთან ერთად ხდება ნივთიერების სიმკვრივის ზრდა და უკვე 100 კმ სიღრმეზე იგი

უტოლდება ფოლადისას, ხოლო უფრო ღრმად კი აღემატება ყველა ჩვენთვის ცნობილი ნივთიერების სიმკვრივეს. იმ უაღრესად დიდი წნევის პირობებში, რომელსაც ადგილი აქვს დედამიწის ბირთვში, ნივთიერება უნდა იმყოფებოდეს მინისებრ მდგომარეობაში (უაღრესად ბლანტი, პოტენციურად თხევადი ნივთიერება). ვარაუდობენ, რომ კრისტალური ნივთიერება უნდა არსებობდეს დაახლოებით 40—60 კმ სიღრმემდე. ამრიგად, სიღრმის ზრდასთან ერთად ანიზოტროპული ნივთიერება გადადის იზოტროპულში, შემდეგ რთულ მოლეკულურ ნაერთებში და სულ ბოლოს ბინარულ ნაერთებსა (ქანგულები, სულფიდები) და ატომებში.

## § 6. მიწის ძირის ქიმიური შედგენილობა

ქიმიური ელემენტების რაოდენობრივი შემცველობა და განაწილების კანონზომიერება მიწის ქერქში და მთლიანად დედამიწაში, როგორც ეს უკვე აღვნიშნეთ, წარმოადგენს გეოქიმიის ერთ-ერთ ძირითად პრობლემას. ამ პრობლემას, გარდა მეცნიერულისა, დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს მთელი რიგი ელემენტების და, პირველ რიგში, იშვიათი ელემენტების საბადოების გამოვლინების საკითხში. ქიმიური ელემენტების გავრცელება მიწის ქერქში მნიშვნელოვნად აპირობებს მათ კონცენტრაციას გეოქიმიურ პროცესებში და მის პროდუქტებში—მინერალებში, ქანებში, მადნებში, წყალში და სხვ. ამა თუ იმ ელემენტის მცირე შემცველობა და უმნიშვნელო გავრცელება ერთ-ერთი ძირითადი მიზეზია ამ ელემენტის საკუთარი მინერალის წარმოქმნის შეუძლებლობისა. ამის გამოა, რომ ამგვარი ელემენტები უმთავრესად მინარევის სახით არსებობენ რომელიმე მინერალში, რის კარგ მაგალითსაც წარმოადგენენ Sc, Ga, Re, Hf; ნაწილობრივ Se, Te და სხვა.

ქიმიურ ელემენტთა გავრცელება მიწის ქერქში დღეისათვის საკმაოდ კარგადაა შესწავლილი, თუმცა დღესაც ხდება ბევრი ელემენტის რაოდენობრივი შემცველობის დაზუსტება. შეუდარებლად ნაკლებადაა შესწავლილი ელემენტთა გავრცელების საკითხი დედამიწის ღრმა გოსფეროებში, ვინაიდან მეცნიერებს არ გააჩნია მათი უშუალო ქიმიური განსაზღვრის საშუალება. ბევრად უკეთესი მდგომარეობაა კოსმოსურ სხეულებში ქიმიური ელემენტების გავრცელების შესწავლის საკითხში. რაც განაპირობა მეტეორიტების შესწავლამ და სპექტრული ანალიზის გამოყენებამ. ანალიზის ეს მეთოდი დედამიწიდან უშორეს მანძილზე მყოფი, გავრვარებული ნივთიერების ქიმიური შედგენილობის კვლევის საშუალებას იძლევა. ასე მაგალითად, ამ მეთოდით ჰელიუმი ჭერ

აღმოჩენილი იყო მზეზე (1868 წელს) და შემდეგ კი (1895 წელს) დედამიწაზე.

განვიხილოთ მიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების რაოდენობითი შემცველობა და მათი განაწილების საკითხი. როგორც ვიცით, მიწის ქერქი დედამიწის სულ ზედა თხელი გარსია, რომლის სისქეც პირობითად მიღებულია 16 კმ ტოლად. მიწის ქერქს, გარდა ლითოსფეროს ზედა ნაწილისა, ჩვეულებრივად, აკუთვნებენ ატმოსფეროს ქვედა ნაწილს და მთელ ჰიდროსფეროს, მაგრამ ჩვენ აქ განვიხილავთ მხოლოდ ლითოსფეროს—მიწის ქერქის მყარ ნაწილს.

მიწის ქერქის საშუალო ქიმიური შედგენილობის შესახებ პირველი ცნობები ეკუთვნის ინგლისელ მინერალოგს—ფილიპსს, რომელმაც ჯერ კიდევ 1815 წელს გამოითვალა 10 ელემენტის საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში.

ამ პრობლემის ზედმიწევნით დეტალური და მაღალ მეცნიერულ დონეზე ჩატარებული ზუსტი კვლევა ეკუთვნის ამერიკელ გეოქიმიკოსს ფ. კლარკს, რასაც მან თითქმის 40 წელი შოიანდომდა. კლარკმა თავდაპირველად გამოითვალა, რომ ლითოსფეროს შედგენილობაში 95% უჭირავს მაგმურ ქანებს, ხოლო 5% კი—დანალექ ქანებს. აქედან გამომდინარე მან ივარაუდა, რომ ვინაიდან დანალექი ქანები წარმოიქმნებიან მაგმური ქანების ხარჯზე, საკმარისია შესწავლილი იყოს მაგმური ქანების ქიმიური შედგენილობა, რომ მივიღოთ წარმოდგენა მიწის ქერქის (ლითოსფეროს) ქიმიურ შედგენილობაზე. ფ. კლარკმა გამოიყენა რა 6000 სხვადასხვა მაგმური ქანის ნიმუშის ქიმიური ანალიზი, გამოთვალა მათში 50 ქიმიური ელემენტის საშუალო არითმეტიკული და პირველმა, 1889 წელს გამოაქვეყნა ამ ელემენტთა საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში. იგი ამ გამოთვლების დროს უშვებდა, რომ ანალიზების რიცხვი მიწის ქერქში ქანების გვარეკლების პროპორციულია. კლარკის მიერ მიღებულ სიდიდეებს დღესაც არ დაუკარგავთ თავიანთი მნიშვნელობა. ამიტომ ა. ე. ფერსმანის წინადადებით, კლარკის საპატივცემოდ, მიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების საშუალო შემცველობის გამოხატველ რიცხვებს უწოდეს „ელემენტის კლარკი“. კლარკმა თავისი რიცხვები შემდგომში გ. ვაშინგტონთან ერთად დააზუსტა და საბოლოოდ 1924 წელს გამოაქვეყნა.

კლარკის ცხრილებში ბევრი მეტალის შემცველობის შესახებ ცნობები არ იყო დაზუსტებული, ან სულ არ იყო მოტანილი. ამ მხრივ დიდი კვლევითი სამუშაო ჩაატარა ი. ფოხტმა, რომელმაც გამოითვალა Cu, Pb, Zn, As, Sb, Sn და ზოგი სხვა მეტალის (მადნების მთავარი კომპონენტების) საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში.

მთელი რიგი მეტალების და იშვიათი ელემენტების კლარკების დადგენაში დიდი ღვაწლი მიუძღვით ი. და ვ. ნოდაკებს. მათ განსაზღვრეს ან დააზუსტეს Ag, Au, Cd, Ge, Sn, Pb, Cu, V, As, Sb, Bi, Mo, W, Ru, Rh, Jr, Pd და Pt კლარკები. ნოდაკებმა იშვიათი ელემენტების კლარკების განსასაზღვრავად გამოიყენეს 1600 მეტად მაღალი მგრძობიარობის მეთოდით ჩატარებული ანალიზის შედეგები, ხოლო ჩვეულებრივი ელემენტების კლარკების დასაზუსტებლად მათ ჩაატარეს 110 ყველაზე გავრცელებული მაგმური ქანის ნიმუშისაგან შედგენილი სინჯის ანალიზი.

იშვიათი ელემენტების კლარკების დაზუსტებაში დიდი დამსახურება აქვთ აგრეთვე ვ. გოლდშმიდტს და მის მოწაფეებს.

ასევე მეტად მნიშვნელოვანია გ. ხევეშის მონაცემები Zr, Hf, U, Th, Mo, Pb, Ta და Nb კლარკების შესახებ.

საბჭოთა მკვლევარებიდან ამ მიმართულებით მუშაობდნენ ვერნადსკი, ფერსმანი და ხლოპინი; დღესდღეობით კლარკების პრობლემაზე მუშაობას ხელმძღვანელობს ა. პ. ვინოგრადოვი, რომელსაც განსაკუთრებით დიდი დამსახურება აქვს ბიოსფეროს კლარკების დადგენაში. კლარკების ცხრილები სხვადასხვა დროს გამოაქვეყნეს მთელმა რიგმა მკვლევარებმა: ვერნადსკიმ—1925, ხევეშიმ—1932, ნოდაკებმა—1932. ფერსმანმა—1933, კ. რანკამამ და სახამამ—1950, ბ. მეისონმა—1958, ჯ. გრინმა—1959, ვინოგრადოვმა—1956 და 1962 წლებში და ს. ტეილორმა—1964 წელს.

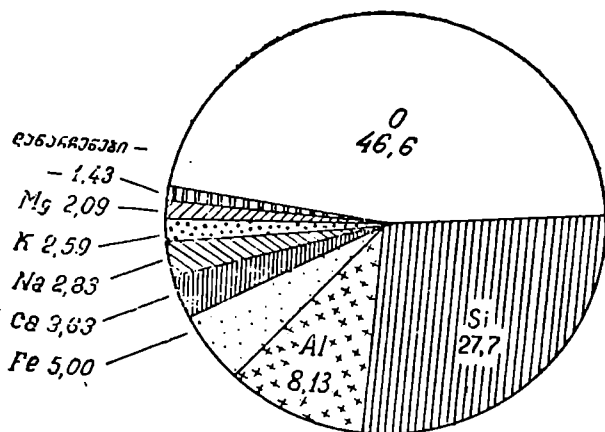
გასაგებია, რომ კლარკების მნიშვნელობათა დაზუსტება შემდეგშიაც გაგრძელდება ახალი ფაქტობრივი მასალის დაგროვების კვალობაზე.

კლარკებს დღეს გამოხატავენ ან წონითი პროცენტებით, ან ატომური პროცენტებით (ელემენტის წონითი პროცენტის შეფარდება ატომების წონასთან), ანდა გ/ტონებით.

მე-13 ცხრილში მოყვანილია სხვადასხვა ავტორების მონაცემები ქიმიური ელემენტების კლარკების მნიშვნელობის შესახებ.

ელემენტთა კლარკების (ცხრ. 13) ანალიზის საფუძველზე შესაძლებელი ხდება ზოგიერთი კანონზომიერების გარკვევა. პირველი, რაც თვალში გვხვდება ისაა, რომ ზოგი ელემენტის კლარკი უაღრესად დიდია (მაგალითად, ეანგბადის—47,00%), ზოგის კი უაღრესად პატარა (პროტაქტინიუმის —  $7 \cdot 10^{-11}\%$ ). არანაკლებ თვალსაჩინოდ ჩანს, რომ ამჟამად ცნობილი ქიმიური ელემენტებიდან, რომელთა რიცხვი 100-ს აღემატება, მხოლოდ 10 ქიმიურ ელემენტზე მოდის მთელი მიწის ქერქის წონის 99,58%, ხოლო დანარჩენ 90 ელემენტზე კი მხოლოდ 0,42%. განსაკუთრებით ხაზგასასმელია ის გარემო-

ება, რომ მიწის ქერქის წონის 84, 55%-ს შეადგენს სამი ქიმიური ელემენტი: ჟანგბადი, სილიციუმი და ალუმინი. მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა რაოდენობრივი თანათარლობა გრაფიკის სახით გამოხატულია ნახ. 5-ზე.



ნახ. 5. ქიმიური ელემენტების გავრცელება მიწის ქერქში (%).

ცხრილი 13

ელემენტების საშუალო შემცველობა მიწის ქერქში (წონითი %)\*

Z	ელემენტები	ფ. კლარკისა და პ. ვაშინგტონის მიხედვით (1924)	ა. ფერსმანის მიხედვით (1933—1939)	ა. ვინოგრადოვის მიხედვით (1962)	ს. ტეილორის მიხედვით (1964)
1	2	3	4	5	6
1	H	0,88	1,00	—	—
2	He	—	$1 \cdot 10^{-8}$	—	—
3	Li	0,004	0,005	0,0022	0,0020
4	Be	0,001	0,0004	0,0038	0,00028
5	B	0,001	0,005	0,0012	0,001
6	C	0,037	0,35	0,023	0,02
7	N	0,03	0,04	0,0019	0,002
8	O	49,52	49,13	47,0	46,40
9	F	0,027	0,08	0,066	0,0625
10	Ne	—	$5 \cdot 10^{-7}$	—	—
11	Na	2,64	2,40	2,50	2,36
12	Mg	1,94	2,25	1,87	2,33
13	Al	7,51	7,45	4,05	8,23
14	Si	25,75	26,00	29,00	28,15
15	P	0,12	0,12	0,093	0,115

1	2	3	4	5	6
16	S	0,048	0,10	0,047	0,026
17	Cl	0,19	0,20	0,017	0,013
18	Ar	—	$4 \cdot 10^{-4}$	—	—
19	K	2,40	2,35	2,50	2,09
20	Ca	3,29	3,25	2,96	4,15
21	Sc	$n \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,001	0,0022
22	Ti	0,58	0,61	0,45	0,57
23	V	0,016	0,02	0,009	0,0135
24	Cr	0,033	0,03	0,0033	0,010
25	Mn	0,08	0, 0	0,10	0,095
26	Fe	4,70	4,20	4,65	4,63
27	Co	0,01	0,002	0,0018	0,0025
28	Ni	0,013	0,01	0,0158	0,0075
29	Cu	0,01	0,01	0,0047	0,0055
30	Zn	0,004	0,02	0,0083	0,007
31	Ga	$n \cdot 10^{-9}$	0,0001	0,0019	0,0015
32	Ge	$n \cdot 10^{-9}$	0,0004	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
33	As	$n \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
34	Se	$n \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
35	Er	$n \cdot 10^{-4}$	0,001	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
36	Kr	—	$2 \cdot 10^{-9}$	—	—
37	Rb	$n \cdot 10^{-3}$	0,003	0,015	0,009
38	Sr	0,017	0,045	0,034	0,0375
39	Y	—	$5 \cdot 10^{-3}$	0,029	0,0033
40	Zr	0,023	0,025	0,017	0,0165
41	Nb	—	$3,2 \cdot 10^{-5}$	0,002	0,002
42	Mo	$n \cdot 10^{-4}$	0,001	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
43	Tc	—	—	—	—
44	Ru	$n \cdot 10^{-9}$	$5 \cdot 10^{-6}$	—	—
45	Rh	$n \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—
46	Pd	$n \cdot 10^{-9}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	—
47	Ag	$n \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$
48	Cd	$n \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
49	Jn	$n \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
50	Sn	$n \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
51	Sb	$n \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
52	Te	$n \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	—
53	J	$n \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
54	Xe	—	$3 \cdot 10^{-9}$	—	—
55	Cs	$n \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
56	Ba	0,047	0,05	0,065	0,025
57	La	—	$6,5 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
58	Ce	—	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
59	Pr	—	$4,5 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$
60	Nd	—	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$
61	Pm	—	—	—	—
62	Sm	—	$7 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$
63	Eu	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
64	Gd	—	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$
65	Tb	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$
66	Dy	—	$7,5 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
67	Ho	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
68	Er	—	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$
69	Tu	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$
70	Yb	—	$8 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$

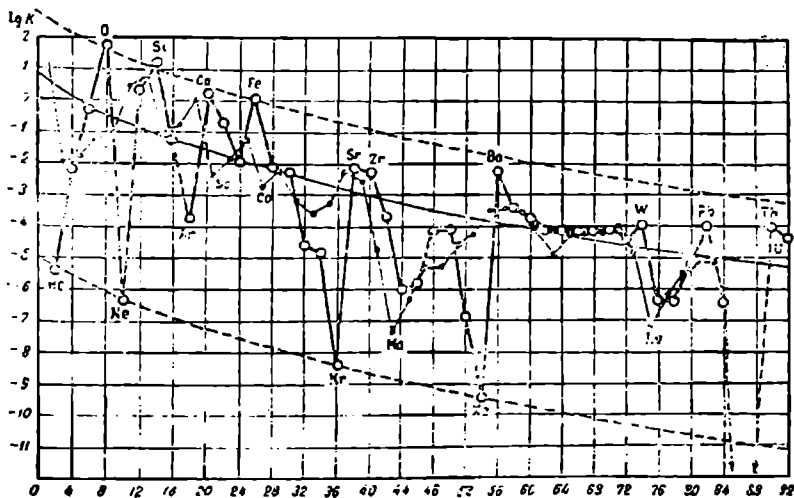
1	2	3	4	5	9
71	Lu	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
72	Hf	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
73	Ta	—	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
74	W	$5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
75	Re	—	$1 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-8}$	—
76	Os	$n \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-6}$	—	—
77	Jr	$n \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—
78	Pt	$n \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-6}$	—	—
79	Au	$n \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$
80	Hg	$n \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$
81	Tl	$n \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
82	Pb	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,25 \cdot 10^{-3}$
83	Bi	$n \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$
84	Po	—	$5 \cdot 10^{-6}$	—	—
85	At	—	—	—	—
86	Rn	—	—	—	—
87	Fr	—	—	—	—
88	Ra	$n \cdot 10^{-10}$	$2 \cdot 10^{-10}$	—	—
89	Ac	—	—	—	—
90	Th	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$9,6 \cdot 10^{-4}$
91	Pa	—	$7 \cdot 10^{-11}$	—	—
92	U	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$

\* კლარკების უნიფიცირებული მნიშვნელობების არარსებობის გამო, ტექსტში მოტანილი სიდიდეები სხვადასხვა ავტორების მიხედვითაა. იგივე ეხება იონურ რადიუსებსაც (ცხრ. 26).

ქიმიურ ელემენტთა კლარკების დაპირისპირებამ ელემენტთა რიგით ნომერთან გამორჩევა, რომ მაღალი კლარკის მქონე ელემენტები მოთავსებულია პერიოდული სისტემის დასაწყისში. კლარკების მნიშვნელობის ასეთმა ანალიზმა გოლდშმიდტს საფუძველი მისცა გამოეთქვა მოსაზრება, რომ ელემენტის რიგითი ნომრის ( $Z$ -ის) ზრდასთან ერთად, მცირდება მისი გავრცელება მიწის ქერქში; ე. ი. პირველი მიახლოებით შეიძლება ითქვას, რომ ქიმიური ელემენტის გავრცელება მიწის ქერქში ელემენტის რიგითი ნომრის უკუპროპორციულია. მაგრამ ირკვევა, რომ ბუნებაში არსებობს გადახვევებიც ამ კანონზომიერებიდან. მაგალითად, მიუხედავად იმისა, რომ ლითიუმის რიგითი ნომერი  $Z=3$ , ბერილიუმის  $Z=4$  და ბორის  $Z=5$ , მათ მეტად მცირე კლარკები აქვთ. Li, Be და B-ის კლარკების სიმცირე დღეს კარგად იხსნება ამ ელემენტების ატომგულების არამდგრადობით. მართლაც, ამ ელემენტების ატომების ნეიტრონებით, პროტონებით და სხვა ნაწილაკებით დაყუმბარების დროს ხდება მათი ატომების დაშლა და ახალი სტრუქტურის მდგრადი ატომგულების წარმოქმნა. ამრიგად, ბუნებაში ხდება ერთი ტიპის ატომების კლება და მეორე ტიპის ატომების რაოდენობის ზრდა. ამავე მიზეზით აიხსნება რადიოაქტიური ელემენტების კლარკების სიმცირე, მათი სპონ-



ტანური დაშლის გამო. დღეისათვის დადგენილია, რომ ელემენტის კლარკის სიდიდე  $Z$ -ის რთულ ფუნქციას წარმოადგენს და შემდგენარად გამოიხატება:  $S = f(k)$ , სადაც  $S$  ელემენტის კლარკია, ხოლო  $k$  — ატომის აგებულება. აღნიშნული კანონზომიერებანი კარგად გამოიხატებიან დიაგრამით, სადაც კოორდინატთა სისტემის აბსცისთა ღერძზე დატანილია ელემენტის რიგითი ნომრები, ხოლო ორდინატთა ღერძზე კი — ელემენტის კლარკების ლოგარითმები (ნახ. 6).



ნახ. 6. ქიმიურ ელემენტთა კლარკების ლოგარითმული მრუდი ა. ფერსმანის მიხედვით. (თეთრი წრით დატანილია ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტთა კლარკები, შავი წრით კი კენტი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტთა კლარკები).

დიაგრამიდან ჩანს, რომ მარცხნიდან მარჯვნივ გადაადგილებისას ისახება ქიმიურ ელემენტთა კლარკის სიდიდის შემცირების ტენდენცია. მეორე მხრივ, დიაგრამა გვიჩვენებს, რომ უმრავლეს ქიმიურ ელემენტთა კლარკები თავსდებიან საშუალო ლოგარითმული მრუდის ახლოს, ხოლო ნაწილი ელემენტებისა კი თავსდება მრუდისაგან მოშორებით, მრუდის ზევით (ქარბი ელემენტები) ან ქვევით (დეფიციტური ელემენტები Li, Be, B და სხვ.).

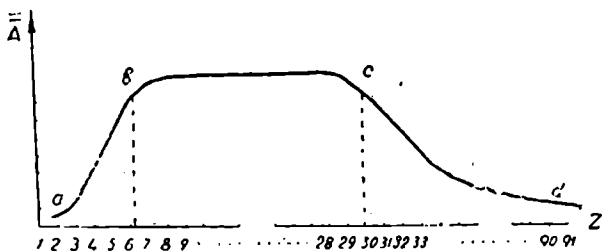
ბუნებრივად იბადება კითხვა: რატომ განსაზღვრავს ელემენტის კლარკის სიდიდეს ატომგულის აგებულება?

ფიზიკიდან ცნობილია, რომ  $e = m \cdot c^2$ , სადაც  $e$  — ენერჯიაა,  $m$  — მასა, ხოლო  $c^2$  კი სინათლის სიჩქარის კვადრატი. ამ ტოლობიდან ჩანს, რომ თუ სხეული კარგავს ენერჯიის რაღაც ნაწილს —  $e_1$ , მაშინ მისი

მასა— $m$ . მცირდება  $\frac{e_1}{c^2}$  სიდიდით (ვინაიდან  $m = \frac{e}{c^2}$ ); ანუ სიტყვიერად: სხეულის მიერ ენერგიის გამოსხივებისას მისი მასა მცირდება სიდიდით, რომელიც უდრის გამოსხივებული ენერგიისა და სინათლის სიჩქარის კვადრატის ფარდობას. ცნობილია აგრეთვე, რომ რაც უფრო მტკიცედ არის შეკავშირებული ატომგულის სტრუქტურული ერთეულები (ნეიტრონები და პროტონები), მით უფრო მეტ ენერგიას კარგავს ატომი გამოსხივების გამო. იმისათვის, რომ გავიგოთ თუ გამოსხივებული ენერგიის რა ნაწილი მოდის ატომგულის თითოეულ სტრუქტურულ ერთეულზე, საჭიროა გამოსხივებული ენერგია ( $\Delta$ ) გავყოთ ელემენტის ატომურ წონაზე ( $A$ ).

ეს შეფარდება დამახასიათებელი კონსტანტაა თითოეული ელემენტის ატომგულისათვის და ცნობილია მასის დეფექტის სახელწოდებით.

თუ კოორდინატა სისტემაში ჰორიზონტულ ღერძზე დავიტანთ ქიმიურ ელემენტთა რიგით ნომრებს, ხოლო ვერტიკალურ ღერძზე— მასის დეფექტის მნიშვნელობას, მივიღებთ მრუდს, რომელიც მკაფიოდ გამოხატავს კავშირს ქიმიური ელემენტის მასის დეფექტსა და კლარკს შორის (ნახ. 7).



ნახ. 7. ქიმიურ ელემენტთა რიგით ნომრისა ( $Z$ ) და ელემენტის მასის დეფექტს  $\left(\frac{\Delta}{A}\right)$  შორის დამოკიდებულების გამოხატველი სქემა.

მიღებული  $abcd$  მრუდი გვიჩვენებს, რომ  $\frac{\Delta}{A}$  შეფარდების მაქსიმალური მნიშვნელობა აქვს ქიმიურ ელემენტებს რიგითი ნომრით 6-დან 30-მდე, ე. ი. ამ ელემენტებს აქვთ მეტად მტკიცე ატომგულები, რის გამოც ისინი წარმოადგენენ მდგრად ელემენტებს. თუ გავისხენებთ ელემენტების კლარკებს მნიშვნელობას, დავრწმუნდებით, რომ სწორედ ეს ქიმიური ელემენტები ხასიათდებიან განსაკუთრებით

მაღალი კლარკებით. ამრიგად, განხილული მაგალითიდან ნათლად ჩანს კავშირი ქიმიური ელემენტის კლარკის მნიშვნელობასა და ატომ-გულის აგებულებას შორის.

ეს მოვლენა გათვალისწინებულია ოდღო-პარკინსის წესში, რომლის მიხედვითაც: პერიოდული სისტემის ორი მეზობელი ელემენტიდან ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტის კლარკი მეტია კენტი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტის კლარკზე. ასე მაგალითად, პერიოდული სისტემის პირველი 28 ელემენტის კლარკების ჯამური რაოდენობიდან ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტებზე მოდის მათი საერთო წონის 86.36%, ხოლო კენტებზე კი მხოლოდ 13.64%. მაგრამ, ამ კანონზომიერებიდან არსებობს გამონაკლისები, მაგალითად, ინერტული გაზები, რომლებსაც ლუწი რიგითი ნომრები აქვთ ( $He_2$ ,  $Ne_{10}$ ,  $Ar_{18}$ ,  $Kr_{36}$ ,  $Xe_{54}$ ) და ამავე დროს ხასიათდებიან მდგრადი ატომგულებით. მიეკუთვნებიან დეფიციტურ ელემენტებს (ნახ. 6). ამ ელემენტთა დეფიციტურობა, როგორც ჩანს, გამოწვეულია მათი ქიმიური ინერტულობით, რის გამოც, ისინი არა ჰქმნიან მიწის ქერქში ნაერთებს და მეორე მხრივ, მცირე ხვედრითა წონის გამო ადვილად მიგრირებენ ზევით და, შესაძლებელია, სცილდებიან კიდევ დედამიწის მიზიდულობის სფეროს.

მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობის და ელემენტთა კლარკების პრობლემის საინტერესო საკითხს წარმოადგენს ქიმიური ელემენტების იზოტოპების შემცველობის და თანაფარდობის საკითხიც. როგორც ცნობილია, ქიმიური ელემენტები წარმოადგენენ იზოტოპების ნარევს, ე. ი. ისეთი მსგავსი ატომების ნარევს, რომელთაც აქვთ ერთი და იგივე მუხტი (პროტონების თანაბარი რიცხვი) და სხვადასხვა მასა, ე. ი. შეიცავს სხვადასხვა რაოდენობის ნეიტრონებს. ამის გამოა, რომ რომელიმე ელემენტის ყველა იზოტოპი ხასიათდება საესებით ანალოგიური ქიმიური თვისებებით და მათი ურთიერთდაცილება ხერხდება მხოლოდ დაყოფის ფიზიკური მეთოდების გამოყენებით. ყველაზე მეტი იზოტოპი აქვს კალას—10, ქსენონს—9 და კადმიუმს და ტელურს—8; სხვა ელემენტებს ნაკლები რაოდენობის იზოტოპები აქვთ და მხოლოდ 22 ქიმიური ელემენტი არის აგებული ერთი ტიპის ატომებით (F, Na, P, V, Mn, Au და სხვა). მასპექტრომეტრული\* ანალიზის საშუალებით წარმოებს იზოტოპების გავრცელების საკითხის შესწავლა მიწის ქერქში. გაირკვა, რომ ბევრ შემთხ-

\* მასპექტრომეტრი ფიზიკური ხელსაწყოა. რომლის საშუალებითაც ტარდება იზოტოპური ანალიზი—იჩვენება რომელიმე ელემენტის იზოტოპთა რაოდენობრივი თანაფარდობა.

ვევაში სხვადასხვა წარმოშობის გეოლოგიურ სხეულებში და მინერალებში ერთი და იგივე ელემენტი ხასიათდება იზოტოპური შედგენილობის მუდმივობით. ასე მაგალითად, ზღვის წყლის, აპატიტისა და სოდალითისაგან მიღებული ქლორი ხასიათდება მსგავსი იზოტოპური შედგენილობით. მეტად საინტერესოა, რომ მიწის ქერქში შემავალი რკინის, ნიკელის და სილიციუმის იზოტოპური შედგენილობა ისეთივეა, როგორც მეტეორიტებში; ვარაუდობენ, რომ ეს ფაქტი უნდა მიუთითებდეს დედამიწისა და კოსმოსური სხეულების წარმოქმნის ერთობაზე.

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ მიწის ქერქში ხშირად დარღვეულია იზოტოპების შემცველობის ერთგვაროვნება და სხვადასხვა გენეზისის გეოლოგიური სხეულები და მინერალები ხასიათდებიან განსხვავებული იზოტოპური თანაფარდობით. მაგალითად, ქანში არსებულ ტყვიან შოგჯერ ჭარბობს ტყვიის იზოტოპი 206 (ურანის დაშლის საბოლოო პროდუქტი), ხოლო ზოგჯერ კი ტყვიის იზოტოპი 208 (თორიუმის ტყვია). ასევე განსხვავებულია ჰელიუმის იზოტოპების შემცველობა ატმოსფეროსა და მიწის ქერქში. მიწის ქერქში ჭარბობს იზოტოპი, ატომური წონით 4, ხოლო ატმოსფეროში კი ჰელიუმის იზოტოპი, ატომური წონით 3. ასეთივე დარღვევებია ჟანგბადის, გოგირდის და ნახშირბადის იზოტოპური შემცველობის მხრივ სხვადასხვა ბუნებრივ ობიექტებში, რაც გაპირობებული უნდა იყოს მიწის ქერქში მიმდინარე ბუნებრივ ფიზიკურ-ქიმიურ პროცესებში ამ ელემენტთა იზოტოპების განსხვავებული ქცევით. ამავე დროს, აღსანიშნავია, რომ რაც უფრო დიდი განსხვავებაა ელემენტის იზოტოპების ატომურ წონებს შორის, მით უფრო მეტად ვლინდება მათი თანაფარდობის ცვლა სხვადასხვა გეოლოგიურ (ბუნებრივ) ობიექტებში.

მაგალითად, წყლის ორთქლი წყალთან შედარებით გამდიდრებულია ჟანგბადის მსუბუქი იზოტოპით. ამიტომაც, რომ წვიმისა და მდინარის წყალი ოკეანის წყალთან შედარებით მდიდარია ჟანგბადის მსუბუქი იზოტოპებით,

დადგენილია აგრეთვე, რომ ორგანული ნივთიერების ნახშირბადი კარბონატული ქანების ნახშირბადთან შედარებით ყოველთვის გამდიდრებულია ნახშირბადის მსუბუქი იზოტოპით  $C^{12}$ \*. ამავე დროს, ნავთობის გენეზისის საკითხისათვის მეტად მნიშვნელოვანია ის ფაქტი, რომ ნავთობის ნახშირბადის იზოტოპური შედგენილობა დიდ მსგავსე-

---

\* ნახშირბადის ორი მდგრადი იზოტოპის— $C^{12}$  და  $C^{13}$  გარდა ატმოსფეროში ცნობილია რადიოაქტიური იზოტოპი  $C^{14}$ , რომელიც მიიღება ატმოსფერულ აზოტზე ნეიტრონების ზემოქმედებით;  $C^{14}$  β—დაშლის შედეგად კვლავ გადადის აზოტში.

ბას იჩენს ორგანული ნივთიერების ნახშირბადის იზოტოპურ შედგენილობასთან.

განსხვავებულია გოგირდის იზოტოპური თანაფარდობა (8<sup>32</sup>;8<sup>34</sup>) სულფიდებსა (ენდოგენურ) და სულფატებში—უფრო ხშირად ჩანს მსუბუქი იზოტოპებით სულფატების გამდიდრება. თუმცა, აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ სულფატების ბაქტერიული (ბიოქიმიური) აღდგენის პროცესში წარმოქმნილი გოგირდწყალბადის შედგენილობაში შემავალი გოგირდი მდიდრდება მსუბუქი იზოტოპებით, იმ დროს, როდესაც დარჩენილი სულფატი—მძიმე იზოტოპებით. აქედან გამომდინარე ვასაკვებია, თუ რა ფიდი მნიშვნელობა აქვს ტელეთერმული საბადოების სულფიდების გოგირდის იზოტოპური შედგენილობის შესწავლას ამ საბადოების გენეზისის გარკვევისათვის. ასე მაგალითად, ა. ვინოგრადოვის მონაცემებიდან ჩანს, რომ Fe, Pb, Zn და Cu-ის მეორადი სულფიდები, გამოლექილნი ზღვის ფსკერზე სელიმენტაციის დროს, ხასიათდებიან გოგირდის მძიმე იზოტოპის შემცირებული რაოდენობით. რითაც განსხვავდებიან პირობითი და მაგმატოგენური სულფიდებისაგან.

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ ერთი და იმავე ქიმიური ელემენტის იზოტოპებს მსგავსი ფიზიკური და ქიმიური თვისებები აქვთ, ხშირად მიწის ქერქში მიმდინარე პროცესების დროს ხდება მათი ფრაქციონირება.

მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობის განხილვისას ლოგიკურად იბადება კითხვა: ხდება თუ არა მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობის შეცვლა დროში? როგორც ჩანს, მიწის ქერქის (დედამიწის) ქიმიური შედგენილობა დროში განიცდიდა და განიცდის გარკვეულ ცვლილებას. ქიმიური შედგენილობის ცვლა გამოწვეული უნდა იყოს რამდენიმე ფაქტორით: ნივთიერების ნელი, მაგრამ უწყვეტი გაცვლით მიწის ქერქსა და ღრმად მდებარე გეოსფეროებს შორის. დედამიწისა (მიწის ქერქსა) და კოსმოსს შორის და დედამიწის ქიმიური შედგენილობის შეცვლით რადიოაქტიური გარდაქმნებისა და ბირთვული რეაქციების შედეგად.

დედამიწა კოსმოსიდან განუწყვეტლივ იღებს კოსმოსურ ნივთიერებას კოსმოსური მტერის და მეტეორიტების სახით, რომელთა ქიმიური შედგენილობა მნიშვნელოვნად განსხვავდება მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობისაგან. მეორე მხრივ, დედამიწიდან კოსმოსში განუწყვეტლივ მიგრირებს ნივთიერება, პირველ რიგში გაზები—ჰელიუმი, ნეონი და შესაძლებელია წყალბადი. დროთა განმავლობაში ქიმიურ ელემენტების რაოდენობრივი თანაფარდობის დარღვევის კარგ მაგალითს წარმოადგენს რადიოაქტიური ელემენტები. მაგალითად U<sup>238</sup>-ის ნახევ-

რად დაშლის პერიოდი \* უდრის  $4.5 \cdot 10^9$  წელს, ხოლო  $U^{235}$ -ისათვის კი  $7,1 \cdot 10^8$  წელს, ე. ი. 700 მილიონი წლის წინათ  $U^{235}$  ატომების რიცხვი ორჯერ მეტი იყო, ვიდრე დღეს, ხოლო ორი მილიარდი წლის წინათ კი 6-ჯერ უფრო მეტი. ასეთივე მდგომარეობა უნდა იყოს სხვა რადიოაქტიური ელემენტებისთვისაც და იმ ელემენტთა ატომებისთვის, რომელთა სწრაფი ნაწილაკებით დაყუმბარების დროს ხდება მათი გარდაქმნა სხვა მდგრად ატომებად (ბირთვეული რეაქციები).

ამრიგად, მეცნიერების დღევანდელ დონეზე ექვს არ იწვევს ის გარემოება, რომ დედამიწის და მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობა გეოლოგიური ეპოქების მანძილზე ცვლილებებს განიცდიდა.

ქიმიურ ელემენტთა მიწის ქერქში, დედამიწაში და კოსმოსში გავრცელების საკითხის განხილვისას, არ შეიძლება კვლავ არ დაეუბრუნდეთ კავშირს ელემენტის კლარკსა და ელემენტის ატომგულის აგებულებას შორის. ნაწილობრივ ამ საკითხს ჩვენ შევეხეთ ელემენტის კლარკისა და მასის დეფექტის ურთიერთკავშირის განხილვისას. მაშინ ჩვენ აღვნიშნეთ, რომ რაც უფრო მტკიცედ არიან შეკავშირებული ატომგულის სტრუქტურული ერთეულები — პროტონები და ნეიტრონები (ნუკლონები, როგორც მათ უწოდებენ), მით მეტია ქიმიური ელემენტის კლარკის მნიშვნელობა. ფიზიკიდან ცნობილია, რომ ისეთი ატომგულები, რომლებიც შედგებიან ორი პროტონისა და ორი ნეიტრონისაგან, ან ამგვარი კომბინაციის მქონე ჯგუფებისაგან, წარმოადგენენ მეტად მდგრად სტრუქტურებს. მართლაც, თუ ქიმიურ ელემენტთა ატომურ წონებს გავყოფთ

#### ცხრილი 14

პერიოდული სისტემის პირველი 28 ქიმიური ელემენტის სხვადასხვა ტიპის ატომების გავრცელება მიწის ქერქში (ა. ე. ფერსმანის მიხედვით)

ატომის ტიპი	წონითი %	ატომური %
4q	86,81	74,81
4q+1	0,01	0,01
4q+2	0,05	0,05
4q+3	12,68	7,91

ოთხზე, დავინახავთ, რომ იმ ელემენტთა კლარკები, რომელთა ატომური წონაც უნაშთოდ იყოფა ოთხზე (4q ტიპის ატომები), ხასიათდებიან ყველაზე მაღალი მნიშვნელობებით (ცხრ. 14). დანარჩენი სამი ტიპის ატომები, რომელთა ატომური წონის 4-ზე გაყოფის შემთხვევაში ნაშთში რჩება 1, 2 და 3 (4q+1, 4q+2, 4q+3), ხასიათდებიან დაბალი კლარკებით.

\* ნახევრად დაშლის პერიოდი ეს ის დროა, რომლის განმავლობაში ამა თუ იმ რადიოაქტიური ელემენტის ატომების განსაზღვრული რიცხვი განახევრდება. ნახევრად დაშლის პერიოდი ყველა რადიოაქტიური ელემენტისათვის მუდმივი სიდიდეა და არ არის დამოკიდებული გარეშე ფაქტორებზე.

ასეთივე სურათია სხვადასხვა ელემენტთა იზოტოპების გაეო, ელემენტების (ცხრილი 15).

ცხრილი 15

იზოტოპთა თანაფარდობა ატომთა ტიპების მიხედვით

ელემენტები	ატომური წონა	ატომის ტიპი	იზოტოპის შუი რაღებით შემცველობა (%)
ჟანგბადი	16	4q	99,76
	17	4q+1	0,14
	18	4q+2	0,10
სილიციუმი	28	4q	92,28
	29	4q+1	4,67
	30	4q+2	3,05
რკინა	54	4q+2	5,34
	56	4q	91,63
	57	4q+1	2,17
	58	4q+2	0,86

აღნიშნულ კანონზომიერებასთან ერთად არსებობს რიგი გამონაკლისი. მაგალითად, კალიუმისათვის ჭარბობს მისი იზოტოპი მასით 39, ნიკელისათვის—მასით 58, აზოტისათვის—მასით 14 და სხვა. მიუხედავად ამისა, განხილული ძირითადი კანონზომიერება აუცილებლად მხედველობაშია მისაღები.

როგორც უკვე ვიცით, ქიმიური ელემენტის კლარკი გამოხატავს ელემენტის საშუალო შემცველობას, გამოთვლილს მიწის ქერქის მთელ მასაზე, მაგრამ, ცნობილია, რომ მიწის ქერქის ზოგიერთ უბანში ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტის შემცველობა ნაკლებია ან მეტია მის კლარკზე, ამაში მდგომარეობს მიწის ქერქის პლანეტარული არაერთგვაროვნება—ანიზოტროპულობა, რაც აპირობებს გეოქიმიური პროვინციების გამოყოფის აუცილებლობას. ასე მაგალითად, იმიერბიკალეთი ხასიათდება კალისა და მოლიბდენის მაღალი კლარკით, ალტაი—ტყვიის, თუთიის და ვერცხლის მაღალი კლარკით, შუა აზია—ფტორის კლარკის მაღალი მნიშვნელობით, ხოლო კავკასია კი—ფტორის კლარკის დაბალი მნიშვნელობით. უფრო მცირე ზომის გეოქიმიური პროვინციების მაგალითად შეიძლება ავიღოთ კავკასიონის სამხრეთი ფერდი, სადაც გერმანიუმის კლარკი ჭარბობს გალიუმის კლარკს და აჭარა-თრიალეთის ნაოქა სისტემა, სადაც გერმანიუმსა და გალიუმს

შორის შებრუნებული თანაფარდობა აღინიშნება. ანალოგიური მაგალითები ბევრია, მაგრამ მოყვანილიც საკმარისია იმისათვის, რომ ნათელი გახდეს ელემენტთა არათანაბარი განაწილება მიწის ქერქში (აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ხშირად ელემენტის კლარკის აწეული მნიშვნელობა მომასწავებელია ამ ელემენტის საბადოს არსებობისა).

აქვე ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ ქიმიურ ელემენტთა მაღალი კლარკები არ განაპირობებს ამ ელემენტთა ლოკალური დიდი კონცენტრაციების წარმოქმნას, ვინაიდან, კონცენტრაციების წარმოქმნა გაპირობებულია ატომთა მიგრაციული თვისებებით.

მაგალითად. თუთიას, სპილენძსა და ძირითადად კი ტყვიას დაბალი კლარკები აქვთ (0,02, 0,01, 0,0016%), მაგრამ სამივე ამ მეტალს ახასიათებს დიდი ზომის საბადოების წარმოქმნის უნარი და მათი ფართო გავრცელება. საწინააღმდეგოდ ამისა, ტიტანის, ვანადიუმის და ნიკელის საბადოები, მიუხედავად ამ ელემენტთა შედარებით მაღალი კლარკისა (0,61% ტიტანისათვის და 0,02% ვანადიუმისა და ნიკელისათვის), გაცილებით უფრო მცირე გავრცელებით სარგებლობენ და ეს ელემენტები მეტწილად გაფანტულ მდგომარეობაში იმყოფებიან სხვა მეტალთა მადნებში.

ელემენტთა კლარკების საფუძველზე შესაძლებელია ვიანგარიშით ქიმიურ ელემენტთა აბსოლუტური რაოდენობა მიწის ქერქის მოცულობის ერთეულში (თანაბარი განაწილების დაშვების შემთხვევაში), ასე მაგალითად, 1 კმ<sup>3</sup> მოცულობის გრანიტოიდი შეიცავს, 130 · 10<sup>6</sup> ტ Fe, 230 · 10<sup>6</sup> ტ Al, 260000 ტ Cl, 80000 ტ Si, 100000 ტ Sn, 260 ტ Ag, 180 ტ Hg, 13 ტ Au, 2,6 კგ Ra და ასე შემდეგ.

## § 7. მეტეორიტების და დედამიწის სიღრმითი გეოსფეროების ქიმიური შედგენილობა

დედამიწის და მისი სიღრმითი გეოსფეროების ქიმიური შედგენილობის გასარკვევად ჩვენ უნდა დავეყრდნოთ იმ მონაცემებს, რომლებიც გავვაჩნია მიწის ქერქის და მეტეორიტების ქიმიური შედგენილობის შესახებ. გარდა ამისა საჭიროა აგრეთვე გეოფიზიკური მონაცემების გამოყენებაც დედამიწის სიღრმეთში სიმკვრივის ცვლის შესახებ, ვინაიდან მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობა და დედამიწის სიღრმეთში სიმკვრივის ცვლებადობა ჩვენ უკვე განვიხილეთ, აქ საჭიროა ჯერ მოკლედ შევჩერდეთ მეტეორიტებზე, რის შემდეგაც შეიძლება განხილულ იქნეს მთლიანად დედამიწის და მისი სიღრმითი გეოსფეროების ქიმიური შედგენილობის საკითხი.

მეტეორიტები მყარი კოსმოსური სხეულებია, რომლებიც პლანეტთა-



შორის სივრცეში მოძრაობენ და ზოგჯერ ხედებიან რა დედამიწის მიზიდულობის სფეროში, შეიკრებიან ხოლმე ატმოსფეროში. კოსმოსური საჩქარით მოძრავე სხეულებს ატმოსფერო წინააღმდეგობას უწევს და ხახუნის გამო ისინი იმდენად ხურდებიან, რომ ნათებას იწყებენ და ხშირად მთლიანად იწვებიან. მაგრამ, ზოგი დიდი ზომის მეტეორიტი მთლიანად არ ჩაიწვება და ეცემა დედამიწის ზედაპირზე.

ჩვეულებრივ, მეტეორიტები მცირე ზომისაა (სანტიმეტრები და უფრო ნაკლები), მაგრამ ცნობილია დიდი ზომის მეტეორიტებიც. მაგალითად, გობის მეტეორიტის წონა (სამრეთ-დასავლეთი აფრიკა) 61 ტონას უდრის, სისოტე ალინის მეტეორიტის წონას 100 ტონას ვარაუდობენ (ჩამოვარდა 1947 წელს); უზარმაზარი უნდა ყოფილიყო 1908 წელს ჩამოვარდნილი ტუნგუსკის მეტეორიტი, რომლის ჩამოვარდნის ადგილიდან 30 კმ რადიუსით ტაიგაში მოისპო ტყე. ფორმით მეტეორიტები დაკუთხულია, მაგრამ ატმოსფეროში გავლისას გასურების გამო შემოდნობილი ზედაპირი აქვთ.

მეტეორიტები ზოლო დრომდე მყარი კოსმოსური ნივთიერების ერთადერთი სახე იყო, რომლის შესწავლაც ადამიანს უშუალოდ შეეძლო.

დღეისათვის ამერიკული კოსმოსური ბომალებების „აპოლონ 11“ და „12“-ის და საბჭოთა ავტომატური სადგურის „ლუნა-16“-ის მიერ მთვარიდან ჩამოტანილია მზის სისტემის ამ ციური სხეულის ქანების და გრუნტის ნიმუშები. ამ ნიმუშების შესწავლის წინასწარი მონაცემების საფუძველზე ირკვევა, რომ მთვარის ზედაპირული ნაწილის ქიმიური შედგენილობა ნაწილობრივ განსხვავდება მიწის ქერქის შედგენილობისაგან. მთვარის ნიმუშების ქიმიური შედგენილობის შესწავლის წინასწარი შედეგები მოტანილია მე-16 ცხრილში.

#### ცხრილი 16

მთვარის ქანების და გრუნტის (რეგოლითი) ქიმიური შედგენილობა („აპოლონ-11“-ის, „აპოლონ-12“-ის და „ლუნა-16“-ის მახალების მიხედვით)

კომპონენტები *	კ რ ის ტ ა ლ უ რ ი ქ ა ნ ი			რ ე გ ო ლ ი თ ი		
	„აპოლონ-11“	„აპოლონ-12“	„ლუნა-16“	„აპოლონ-11“	„აპოლონ-12“	„ლუნა-16“
1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41	40	43,8	43	42	41,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12	11,2	13,65	13	14	15,33
TiO <sub>2</sub>	10	3,7	4,9	7	3,1	3,39

\* მთვარი ელემენტების უანგულებლის შემცველობა მოყვანილია პროცენტებში, ელემენტ-მინარეების კი—როგორც ნაწილი მილიონის.

1	2	3	4	5	6	7
FeO	19	21,3	19,35	16	17	16,64
MgO	8	11,7	7,05	8	12	8,78
CaO	10	10,7	10,4	12	10	12,49
Na <sub>2</sub> O	0,5	0,95	0,38	0,54	0,4	0,34
K <sub>2</sub> O	0,12	0,065	0,15	0,12	0,18	0,10
MnO	0,4	0,26	0,20	0,23	0,25	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6	0,55	0,28	0,37	0,41	0,28
ZrO <sub>2</sub>	0,1	0,023	0,04	0,05	0,09	0,013
NiO	(0,007)	—	0,04	0,03	0,025	—
Rb	2,5	0,64	—	2,2	3,2	5,6
Ba	190	72	206	68	420	114
Sr	10	145	445	90	170	169
Yb	2,5	—	3,5	2,5	—	3,5
Y	250	51	54,0	130	130	58,0
V	45	88	42,5	42	61	61
Sc	110	50	20	55	47	27
Co	9	40	29	18	42	53
Cu	5	—	13	—	—	37
Li	15	5,5	—	15	11	10
Ga	6	—	11	—	—	4,9

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ მინერალოგურად მთვარის ქანები შედგება მო-  
ნოკლინური პიროქსენის, ოლივინის, ფუტე პლაგიოკლასის, ილმენიტის და ქრის-  
ტობალიტისაგან. მცირე რაოდენობით არის ტროილიტი და გაფანტული ხალასი  
რკინა.

ამიტომ, თუ მხედველობაში მივიღებთ, რომ დღესდღეობით გაბა-  
ტონებული შეხედულების მიხედვით, მეტეორიტები მზის სისტემის შე-  
მადგენელი ნაწილებია და წარმოადგენენ პლანეტებისა და ასტეროი-  
დების ნამტერევეს, ე. ი. დედამიწის მსგავსი წარმონაქმნებია, მათ  
შესწავლას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს მთლიანად დედამიწის  
და, განსაკუთრებით კი მისი სიღრმითი გეოსფეროების ქიმიური შედ-  
გენილობის გასარკვევად. აქ საჭიროა გავიხსენოთ, რომ ო. ი. შმიდ-  
ტის კოსმოგონიური ჰიპოთეზის მიხედვით, მზის სისტემის ციური სხეუ-  
ლები წარმოადგენენ საწყისი მეტეორული ნივთიერების აგლომერა-  
ციის (შეწებების) შედეგს.

დედამიწის განვითარების ხანგრძლივ პროცესში დედამიწის ზედა-  
პირს (მიწის ქერქს), მეტეორიტების და კოსმოსური მტერის სახით, რო-  
გორც ჩანს. ემატებოდა კოსმოსური წარმოშობის ნივთიერების მნიშვ-  
ნელოვანი რაოდენობა. მაგრამ, ამ ნივთიერების რაოდენობის განსაზ-  
ღვრა მეტად რთულია და ამიტომ არსებული მონაცემები არაა სარწმუ-  
ნო. ჯერ ერთი, რომ კოსმოსურ მტვერთან ნარევი უოველთვის იმყ-  
დება მიწიერი წარმოშობის მტვერიც, რომლის გარჩევა კოსმოსურისა-  
გან, მათი სილიკატურა შედგენილობის შემთხვევაში, თითქმის შეუძ-

ლებელია. მეორე მხრივ, როგორც დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრებიდან მიღებული ინფორმაციიდან გაირკვა, კოსმოსური მყარი ნაწილაკების რაოდენობა დედამიწის გარშემო განიცდის დიდ ცვალებადობას დროსა და სივრცეში. ასე მაგალითად, 1958 წლის 15 მაისს კოსმოსურ მყარ ნაწილაკთა დარტყმების სიხშირე ცვალებადობდა 4 დარტყმიდან 11-მდე წამში ერთ კვადრატულ მეტრზე, ხოლო შემდეგში დარტყმათა სიხშირე გაიზარდა 1000-მდე.

შედარებით უფრო ადვილი დასადგენია მეტალური მაგნიტური ბურთულების კოსმოსური გენეზისი, რომლებიც პირველად აღმოჩენილი იყო 1876 წელს, გემ „ჩელენჯერის“ ექსპედიციის მიერ წყნარი ოკეანის ფსკერის ე. წ. „წითელ თიხებში“. ამ მეტალური ბურთულების შესწავლის საფუძველზე 1878 წელს გაირკვა, რომ ისინი შედგებიან ნიკელის შემცველი რკინისაგან კობალტის და სპილენძის მინარევით, რომელთა თანაფარდობა ისეთივეა, როგორც რკინამეტეორიტებში. ამის გამო, ოკეანის ფსკერზე აღმოჩენილი მეტალური მაგნიტური ბურთულების კოსმოსური გენეზისი ეჭვს არ იწვევს და ისინი, როგორც ეს ჯერ კიდევ თავის დროზე მერე იმ ჩათვალა, უნდა განვიხილოთ გამდნარი რკინამეტეორიტების ნაწილაკებად (აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ დადგენილია ანალოგიური, ინდუსტრიული წარმოშობის მეტალური მაგნიტური ბურთულების არსებობაც, რომლებიც ძირითადად გავრცელებული არიან მეტალურგიული ცენტრების რაიონებში).

შედგენილობის და სტრუქტურის მიხედვით მეტეორიტებს რამდენიმე ჯგუფად ჰყოფენ:

1. რკინამეტეორიტები (სიდერიტები), რომლებიც ძირითადად შედგებიან ნიკელმინარევი რკინისაგან;
2. რკინაქვამეტეორიტები (სიდეროლითები), შედგებიან რკინის და სილიკატური მინერალების დაახლოებით თანაბარი რაოდენობისაგან.
3. ქვამეტეორიტები (აფროლითები), შედგებიან ძირითადად სილიკატური მინერალებისაგან და ზოგჯერ მცირე რაოდენობით შეიცავენ ნიკელმინარევი რკინის გამონაყოფებს.

პირობითად მეტეორიტების მეოთხე ჯგუფად გამოყოფენ გამოუცნობ მინისებრ სხეულებს—ტექტიტებს, რომლებიც ხასიათდებიან მცირე ზომებით (წონით ათეულ გრამამდე) და რომელთა უშუალო ვარდნა დედამიწაზე ჯერ არავის უნახავს.

მეტეორიტების მინერალური შედგენილობა თავისებურია; ისინი ძირითადად ნიკელნარევი რკინის, ოლივინისა და პიროქსენებისაგან (ენსტატიტი, ბრონზიტი, ჰიპერსტენი, დიოპსიდი და ავგიტი) შედგებიან. წყლის შემცველი მინერალებიდან აღმოჩენილია მხოლოდ ქლორიტი, ისიც ერთ შემთხვევაში (ძველ ბორისკინოს მეტეორიტში). გარ-

და ამისა, მეტეორიტები მცირე რაოდენობით შეიცავენ მიწის ქერქის ზოგიერთ სხვა მინერალს. აღსანიშნავია, აგრეთვე, რომ მეტეორიტების შედგენილობაში მონაწილეობენ ისეთი მინერალები, რომლებიც მიწის ქერქში ცნობილი არაა: ტროილითი—FeS, ოლდარმიტი CaS, დობ-რეულიტი FeS · Cr<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, შრებიბერზიტი (Fe, Ni, Cu)<sub>3</sub>P, მუსანაიტი SiC, ლოურენსიტი FeCl<sub>2</sub> და ზოგი სხვა.

რკინამეტეორიტების, რკინაქვამეტეორიტების და ქვამეტეორიტების რაოდენობრივ თანაფარდობას პ. ნ. ჩირვინსკი გამოხატავს შემდეგნაირად: 88,16:5.51:6,31. მეტეორიტთა ტიპების თანაფარდობიდან და მათი ქიმიური შედგენილობიდან გამომდინარე, გამოთვლილია მეტეორიტების შედგენილობაში მონაწილე ქიმიური ელემენტების კლარკები (ცხრ. 17).

ცხრილი 17

მეტეორიტების ქიმიური შედგენილობა—კლარკები (ფერსმანის და ლევინის მიხედვით)

ელემენტი	წონითი %	ელემენტი	წონითი %	ელემენტი	წონითი %
O	33,4	Ti	0,09	Zn	2,5 · 10 <sup>-3</sup>
Fe	25,1	Mn	0,05	Be	2 · 10 <sup>-3</sup>
Si	16,7	C	0,07	Zr	2 · 10 <sup>-3</sup>
Mg	12,9	P	0,065	Sn	1,5 · 10 <sup>-3</sup>
S	3,2	Cl	0,050	Li	1,5 · 10 <sup>-3</sup>
Al	1,4	Co	0,046	Sr	1,5 · 10 <sup>-3</sup>
Ca	1,6	Ge	0,013	Se	8 · 10 <sup>-4</sup>
Ni	1,3	V	0,013	Y	5 · 10 <sup>-4</sup>
Na	0,32	Cu	5 · 10 <sup>-3</sup>	He	5 · 10 <sup>-4</sup>
Cr	0,19	Sc	5 · 10 <sup>-3</sup>	Pb	3 · 10 <sup>-4</sup>
K	0,13	As	4 · 10 <sup>-3</sup>	N	3 · 10 <sup>-4</sup>
					და ა. შ.

მეტეორიტებში დღემდე 70 ქიმიური ელემენტია დადგენილი, რომელთა განაწილება აქაც ემორჩილება ქიმიურ ელემენტთა განაწილების იმ კანონზომიერებას, რომელიც დადგენილია მიწის ქერქში.

მეტეორიტებშიაც ყველაზე გავრცელებულია პერიოდული სისტემის დასაწყისის და ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტები. ამასთან ერთად, კარბობენ 4q ტიპის ატომგულების მქონე იზოტოპები. მიწის ქერქთან შედარებით, მეტეორიტებში კარბობს Fe, Ni, Cr, S, Mg და ზოგი სხვა ელემენტი, მაგრამ უფრო მცირე რაოდენობითაა

O, Si, Ca, Al და ზოგი სხვა. ელემენტთა ასეთივე თანაფარდობის ტენდენცია ისახება მიწის ქერქის ზედა ნაწილიდან (მეავე ქანებიდან) უფრო ღრმად მდებარე ნაწილებში გადასვლისას (ფუძე და ულტრა-ფუძე ქანებში). ამის გამოა, რომ მეტეორიტებს განიხილავენ დედამიწის სიღრმითი ნაწილების ანალოგად. კერძოდ, ქვაშეტეორიტებს— დედამიწის მანტიის ანალოგად, ხოლო რკინაშეტეორიტებს კი ბირთვული ნაწილის ანალოგად. მეტეორიტების ნივთიერი შედგენილობის ეს თავისებურება და გეოფიზიკური მონაცემები დაედო საფუძვლად დედამიწაში ელემენტთა ზონალური განაწილების ჰიპოთეზას.

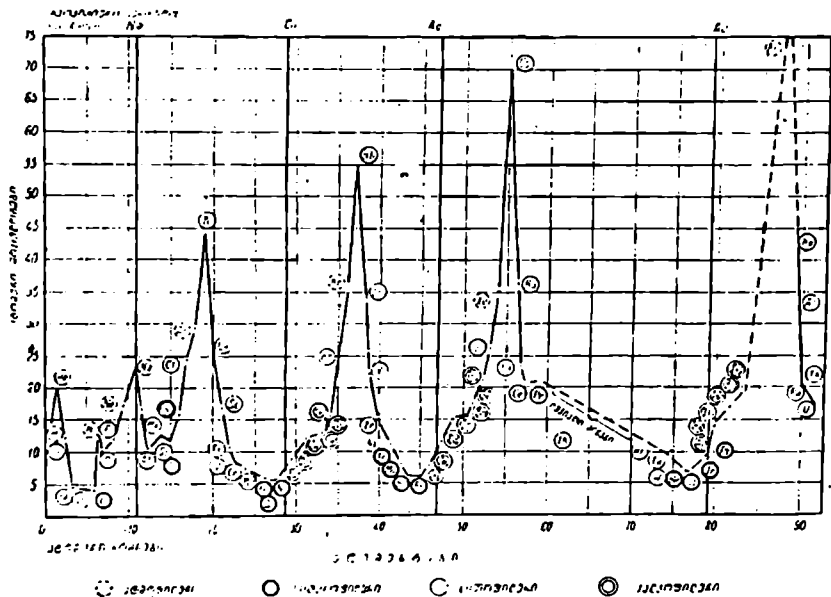
დედამიწის აგებულების და ელემენტთა ზონალური განაწილების მოდელი პირველად მოგვცა ვ. მ. გოლდშმიდტმა (1922). გოლდშმიდტის მიხედვით დედამიწაში ნივთიერება განაწილებულია ისე, როგორც იგი ნაწილდება მეტალურგიულ ლუმელში მადხიდან მეტალის გამოღობის დროს—კუთრი წონის მიხედვით: მეტალი (კუთრი წონა დაახლოებით 8), მის ზევით თავსდება ე. წ. შტეინი—რკინის მონოსულფიდი, რომელიც შეიცავს ზოგ სხვა სულფიდსაც (კუთრი წონა დაახლოებით 5), შტეინს მოსდევს სილიკატური წილა, რომლის ზევითაც თავსდება მეტალურგიული გაზები.

ამის ანალოგიურად გოლდშმიდტმა, გამომდინარე კანტ-ლაპლასის კოსმოგონიური ჰიპოთეზიდან, მიიჩნია, რომ დედამიწის საწყისი თხევად-გაზოვანი ნივთიერება გაციების პროცესში სიმძიმის ძალის ზეგავლენით დაიყო რამდენიმე ერთმანეთში შეურევად ფაზად, რომლებმაც წარმოქმნეს დედამიწის განსხვავებული ქიმიური შედგენილობის გარსები (გეოსფეროები). ეს გარსები გოლდშმიდტის შეხედულებით წარმოდგენილია: პერიფერიული გარსით—ლითოსფეროთი, შუალედი სულფიდურ-ყანგულა გარსით და ცენტრალური რკინა-ნიკელის ბირთვით. ლითოსფერო, ამ ჰიპოთეზის მიხედვით, შედგება ორი ნაწილისაგან: პერიფერიული სულ თხელი ქერქისაგან (120 კმ სისქის), რომელიც აგებულია ჩვეულებრივი სილიკატური ქანებით და მის ქვეშ მდებარე მძლავრი (1200 კმ სიღრმემდე), ეკლოგიტებით აგებული გარსისაგან. ეკლოგიტური გარსი შედგება დიდი კუთრი წონის მქონე სილიკატური მინერალებისაგან—გრანატების, ომფაციტისა და სმარაგდიტისაგან. ეკლოგიტური ქანები მეტასტაბილურ მდგომარეობაში იმყოფებიან და მაღალი წნევის შემცირებისას გარდაიქმნებიან გაბროიდების მსგავს ქანებად, რომელთა სიმკვრივე გაბროიდული ქანების სიმკვრივეს უახლოვდება.

აღსანიშნავია, რომ გოლდშმიდტის ზონების საზღვრები უახლოვდება გეოფიზიკოსების მიერ დადგენილ გარდატეხის ზედაპირებს. ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ სულფიდური გარსის არსებობა, სულფი-

დური შედგენილობის მეტეორიტების მცირე გავრცელების გამო, ზოგერთი მკვლევარის სამართლიან ეჭვს იწვევს.

გოლდშმიდტის ჰიპოთეზა გარკვეულ კავშირს ამყარებს გეოსფეროების ქიმიურ შედგენილობასა და ელემენტთა პერიოდულ სისტემას შორის. ცნობილია, რომ ქიმიურ ელემენტთა ატომური მოცულობანი წარმოადგენენ ელემენტთა რიგითი ნომრის პერიოდულ ფუნქციას. თუკი ამ ნიშნის მიხედვით გადავხედავთ იმ ელემენტებს, რომლებიც გოლდშმიდტის მიხედვით დამახასიათებელი არიან მის მიერ გამოყოფილი გეოსფეროებისათვის, დავინახავთ, რომ ისინი იჭერენ გარკვეულ ადგილებს ატომურ მოცულობათა განაწილების გამომხატველ მრუდზე (ნახ. 8).



ნახ. 8. ქიმიურ ელემენტთა ატომური მოცულობების განაწილების მრუდი ე. მ. გოლდშმიდტის მიხედვით.

1. ატომური ელემენტები თავმოყრილია ატომსფეროში და ხასიათდება ატომური მოცულობების მაქსიმუმით.
2. ლითონური ელემენტები დამახასიათებელია სილიკატური გარსისათვის. ეს ელემენტები ატომურ მოცულობათა განაწილების მრუდზე მდებარეობენ მრუდის დაღმავალ შტოებზე.
3. ქალოგენური ელემენტები თავმოყრილია სულფიდურ-ქანგულა გარსში. ეს ელემენტები ატომურ მოცულობათა განაწილების მრუდზე მდებარეობენ მრუდის აღმავალ შტოებზე.
4. სიდეროფილური ელემენტები თავმოყრილია ძირითადად ცენტრალურ ბირთვში და ახასიათებთ ატომური მოცულობის მინიმუმს.

გოლდშმიდტის მიერ მოცემული დედამიწის ზონალური აგებულების მოდელი და ზონებში ქიმიური ელემენტების განაწილების ხასიათი შემდეგში დადასტურებული იყო გ. ტამანის მიერ ქიმიური წონასწორობის პრინციპის საფუძველზე. ეს მკვლევარი თვლიდა, რომ ქიმიურ ელემენტთა განაწილება ზონებში გაპირობებულია ქიმიურ რეაქციათა ენერგეტიკით.

დედამიწის აგებულების თანამედროვე მოდელი, შემუშავებული გეოლოგიური და გეოფიზიკური მონაცემების ინტერპრეტაციის საფუძველზე, შემდეგნაირად გამოიყურება. მიწის ქერქი, რომელიც არათანაბარი სისქისაა (6—40 კმ) და კონტინენტებზე ძირითადად წარმოდგენილია გრანიტით, თავის ღრმადმდებარე ნაწილში კონტინენტებზე და ოკეანის ფსკერზე უკვე ბაზალტური შედგენილობისაა, რომელიც უწყვეტლივ ფარავს მთელ დედამიწას. დედამიწის ეს სულ პერიფერიული ზონა, ე. წ. „მოხოროვიჩის ზედაპირით“ გამოყოფილია მის ქვეშ მდებარე სქელი ზონისაგან — მანტიისაგან, რომელიც ვრცელდება 2900 კმ სიღრმემდე. მანტია მოყოლილი გეოსფეროსათვის — დედამიწის ბირთვისათვის — სამოსის როლს ასრულებს. მანტია თავის მხრივ უნდა შედგებოდეს ზედა მანტიისა (სისქით 1200 კმ) და ქვედა მანტიისაგან (2900 კმ სიღრმემდე). ვარაუდობენ, რომ მანტიის ნივთიერება მყარ მდგომარეობაშია (ზედა მანტიაში 200—240 კმ სიღრმეზე შესაძლებელია, რომ ნივთიერება იყოს შერბილებული) და, რომ ზედა მანტია პერიოდოტიტული შედგენილობისაა, თუმცა მანტიის აგებულებაში შესაძლებელია მონაწილეობდეს ბაზალტი, დუნიტი და ეკლოგიტი. მანტიის ნივთიერების ჯამური ქიმიური შედგენილობა, როგორც ჩანს, ქვა-მეტეორიტების შედგენილობას უნდა პასუხობდეს. ვარაუდობენ, რომ ზედა მანტიაში ხდება ტექტონიკური მოძრაობების, ვულკანიზმის (მაგმატიზმის) და მიწისძვრების ჩასახვა. მანტიის ქვეშ დედამიწის ბირთვია, რომელიც თავის მხრივ პირობითად გაყოფილია თხევად, ბირთვის გარეთა გარსად (5120 კმ სიღრმემდე) და შიგა მყარ ბირთვად.

დედამიწის (მთლიანად) საშუალო ქიმიური შედგენილობა მიახლოებით შესაძლებელია გამოთვლილ იქნას მიწის ქერქის და მეტეორიტების ქიმიური შედგენილობის და დედამიწის ზონალური აგებულების ჰიპოთეზის საფუძველზე. ამგვარი ცდა ეკუთვნის ფერსმანს, რომელმაც იანგარიშა უმთავრესი ქიმიური ელემენტების საშუალო შემცველობა დედამიწაში (ცხრ 18).

ქიმიურ ელემენტთა განაწილება დედამიწაში მთლიანად იგივე კონზონომიერებას ავლენს, რომელიც აღნიშნული იყო მიწის ქერქისათვის და მეტეორიტებისათვის. პირველ რიგში ესაა ელემენტთა არათა-

ნაბარი განაწილება, პერიოდული სისტემის დასაწყისის ელემენტების სიკარბე, ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტების შედარებით დიდი გავრცელება და სხვა.

ცხრილი 18

დედამიწის საშუალო ქიმიური შედგენილობა

ელემენტები	წონითი %	ელემენტები	წონითი %	ელემენტები	წონითი %
C	0,13	Si	14,47	Cr	0,26
O	28,56	P	0,12	Mn	0,18
Na	0,52	S	1,44	Fe	37,54
Mg	11,03	K	0,15	Co	0,06
Al	1,22	Ca	1,35	Ni	2,96
				ჯამი	99,56

შენიშვნა: დაბარჩენ ელემენტებზე მოხარ 0,44%

### § 8. ატმოსფეროს ქიმიური შემადგენლობა

ატმოსფერო წარმოადგენს დედამიწის ყველაზე პერიფერიულ გაზობრივ გარსს, რომლის ქვედა ნაწილს ჩვეულებრივ აკუთვნიებენ მიწის ქერქს. ატმოსფეროს ზედა საზღვარი მდებარეობს დაახლოებით 1000—1300 კმ სიმაღლეზე. ქვედა საზღვარი კი თანხვედება ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს ზედაპირს. მაგრამ, აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ქვედა საზღვრის ამგვარი გატარება პირობითია, ვინაიდან ატმოსფეროს გაზობრივი მდგომარეობის გამო მისი ნივთიერება ხასიათდება საკმაოდ ღრმა შელწვევადობით ლითოსფეროში და ჰიდროსფეროში. ასევე პირობითია ატმოსფეროს ზედა საზღვრის გატარებაც, ვინაიდან მის ზედა ნაწილში ხდება თანდათან გაიშვიათება და ძნელი დასადგენია, სად თავდება ატმოსფერო და სად იწყება კოსმოსური (პლანეტაშორისი) სივრცე.

ატმოსფეროს ნივთიერება გრავიტაციის გამო დედამიწისაკენ მიიზიდება, რის შედეგადაც წარმოიშობა ატმოსფერული წნევა. გასაგებია, რომ წნევა მაქსიმალური იქნება ატმოსფეროს ძირში და ზევითკენ ის თანდათან კლებულობს. ამიტომაც, რომ ზღვას დონეზე ატმოსფერული წნევა უდრის თავის მაქსიმუმს—1033 გრამს 1 სმ<sup>2</sup> ფართზე და ჰაერის სიმკვრივეც მაქსიმალურია, ხოლო მაღალ მთებზე კი ატმოსფერული წნევა მცირდება და ხდება ატმოსფეროს სიმკვრივის შემცირება—გაიშვიათება. ამის გამოა, რომ ატმოსფეროს მასის უდიდესი ნაწილი თავმოყრილია მის ქვედა ფენაში, რომელსაც ტროპოსფერო უწოდებენ. ტროპოსფეროს ზევით მოსდევს სტრატოსფერო, ხოლო ამ უკანასკნელს კი—იონოსფერო. ამრიგად, როგორც ვხედავთ.



ატმოსფეროც ზონალური აგებულებისაა. განვიხილოთ თითოეული ამ დასახელებული ფენის (ზონის) თავისებურება.

ტროპოსფერო ატმოსფეროს სულ ქვედა ფენაა, რომლის სისქეც ვაკუატორთან 16—18 კმ-ს უდრის, საშუალო განედებზე 10—12 კმ-ს ტოლია, ხოლო პოლუსებზე კი 8—10 კმ-ს უდრის. ტროპოსფეროში თავმოყრილია ატმოსფეროს მასის თითქმის 80%. ტროპოსფეროს უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს სიცოცხლისათვის და უაღრესად მნიშვნელოვან ბიოლოგიურ პროცესებს აპირობებს. იგი წარმართავს აგრეთვე მთელი რიგი ევზოგენური გეოქიმიური პროცესების მსვლელობას და ამიტომ აეროლოგიის გარდა გეოქიმიის კვლევის ობიექტსაც წარმოადგენს.

ტროპოსფეროს ქიმიური შედგენილობა საკმაოდ რთულია და მოცემულია მე-19 ცხრილში.

გარდა აღნიშნული ელემენტებისა, ტროპოსფეროს შედგენილობაში მონაწილეობს წყლის ორთქლი, მთელი რიგი ქიმიური ელემენტების ორთქლი და აგრეთვე მიწიერი და კოსმოსური მტვერი—აეროზოლის სახით. აღსანიშნავია, რომ ტროპოსფერო ზოგან შედარებით მეტი რაოდენობით შეიცავს  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $SO_2$ ,  $Cl_2$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $B(OH)_3$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$ ,  $O_2$  და ზოგ სხვა ნერთსა და ელემენტს გაზის სახით, რომლებიც წარმოადგენენ (გენეტიკურად უკავშირდებიან) სხვადასხვა გეოქიმიური და ბოქიმიური პროცესების პროდუქტებს. ეს პროცესებია: ვულკანიზმი, სოლფატარულ-ფუმაროლური პროცესები, ორგანული ნაშთების ლპობის პროცესები და სხვა.

სტრატოსფერო მდებარეობს ტროპოსფეროს ზევით და ვრცელდება თითქმის 80 კმ სიმაღლემდე. მისი მოცულობა ბევრად მეტია ტროპოსფეროს მოცულობაზე, მაგრამ მასა ოთხჯერ ნაკლებია და შეადგენს ატმოსფეროს მთლიანი მასის 20%-ს. სტრატოსფეროს შედგენილობაში მცირდება  $O_2$  და  $N_2$  რაოდენობა, მაგრამ იზრდება წყალბადისა და ინერტული გაზების რაოდენობა. მისი საშუალო ქიმიური შედგენილობა დაახლოებით ისეთივეა, როგორც ტროპოსფეროსი, მაგრამ კომპონენტთა აბსოლუტური რაოდენობა ბევრად მცირეა.

ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს შორის მდებარეობს გარდა-

ცხრილი 19

ტროპოსფეროს ქიმიური შედგენილობა (ბ. ა. მირტოვის მიხედვით)

ელემენტი	წილითი %	მოცულობა %
$N_2$	75,31	78,09
$O_2$	23,01	20,94
Ar	1,286	0,934
$CO_2$	0,04	0,03
Ne	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
He	$7 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$
Kr	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Xe	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$
$H_2$	$3 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$

მავალი თხელი ფენა, რომელსაც ტროპოპაუზას უწოდებენ. მისგან ზევით, დაახლოებით 20—25 კმ სიმაღლეზე მდებარეობს ოზონით გამდიდრებული თხელი ფენა, რომელსაც ოზონის ეკრანს უწოდებენ. ამ ფენაში ოზონის რაოდენობა 0,00004%-მდე აღწევს. ოზონის ფენას უარესად დიდი მნიშვნელობა აქვს დედამიწაზე სიციცხლისათვის, ვინაიდან იგი ნთქავს მზის ულტრაიისფერ სხივებს (რომელთა ზემოქმედებით ცოცხალი ორგანიზმები იღუპებიან) და ისინი ვეღარ აღწევენ ტროპოსფეროს ქვედა ნაწილში. აღსანიშნავია, რომ თვით ოზონიც ულტრაიისფერი რადიაციის წყალობით წარმოიქმნება ენგბადის მოლეკულების ატომებად დაშლის და შემდეგ თითო ატომის მოლეკულასთან შეერთების გზით.

იონოსფერო მდებარეობს სტრატოსფეროს ზემოთ და ვრცელდება ატმოსფეროს ზედა საზღვრამდე. მისი მოცულობა ბევრად აღემატება პირველი ორი ფენის მოცულობას, მაგრამ მასა ატმოსფეროს მთლიანი მასის მხოლოდ 0,5%-ს შეადგენს. იონოსფეროში ქიმიურ ელემენტთა ატომები მზის მძლავრი რადიაციის გამო მთლიანად იონიზებულინი არიან.

ატმოსფეროს არსებობა აპირობებს აგრეთვე დედამიწის ზედაპირის სითბოს რეჟიმსაც. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, იონოსფერო და ნაწილობრივ სტრატოსფეროც ინტენსიურად ნთქავენ მზიდან მოდენილი სინათლის ულტრაიისფერ სხივებს, ხოლო დანარჩენი სხივებისათვის პერი გამჭვირვალეა, რის გამოც ისინი აღწევენ დედამიწის ზედაპირამდე და ანათებენ და ათბობენ მას. ატმოსფეროს სულ ქვედა ფენა—ტროპოსფერო ნთქავს მზის ენერჯის მხოლოდ 15%-ს, ხოლო ლითოსფერო კი 43%-ს. ამის გამოა, რომ მზე უშუალოდ დედამიწის ზედაპირს ათბობს, ხოლო ეს უკანასკნელი კი პაერს. ტროპოსფეროს ქვედა ფენის თბილი პაერი მსუბუქია და ამიტომ ზევით მიედინება მცირე წნევის ზონაში, სადაც იგი ფართოვდება და ცივდება (გაფართოება ენდოთერმული პროცესია და მიმდინარეობს სითბოს შთანთქმით). ამიტომაც არის, რომ ტროპოსფეროს ტემპერატურა სიმაღლის მატებასთან ერთად მცირდება დაახლოებით ყოველ 100 მეტრზე 0,5—0,6°-ით. ტემპერატურის შემცირება ხდება ტროპოპაუზამდე, სადაც იგი პოლუსზე—80° უდრის. ხოლო ეკვატორზე კი—45°. ტროპოპაუზაში და სტრატოსფეროს ძირში ტემპერატურა გარკვეულ სიმაღლემდე უცვლელია, მაგრამ შემდეგ იგი მატულობს და 60 კმ სიმაღლეზე აღწევს +75°-ს, შემდეგ ისევ ტემპერატურის კლება მიმდინარეობს, მაგრამ იონოსფეროში ხდება ტემპერატურის მნიშვნელოვანი მატება და იონოსფეროს ზედა ნაწილებში იგი—4000°-ს აღწევს.

დედამიწის ზედაპირის სითბური რეჟიმის განხილვისას საჭიროა

აღინიშნოს, რომ მზის ენერგიით გამთბარი ლითოსფეროც ასხივებს ინფრაწითელ სხივებს, მაგრამ ტროპოსფერო ინტენსიურად ნთქავს მათ და უკან არ უშვებს. ამრიგად, მზიდან დედამიწისაკენ ხდება სითბოს თავისუფალი მოძენა, დედამიწიდან კი აღარ (ამ მოვლენას სათბურის ეფექტი ეწოდება).

გარდა განხილულისა, არჩევენ კიდევ ე. წ. მიწისქვეშა ატმოსფეროს, რომელიც მიწის ქერქში გვაქვს. მიწისქვეშა ბუნებრივი გაზები, ვ. ბ. ე. ლ. ო. უ. ს. ო. ვ. ის კლასიფიკაციით 4 ტიპად არის დაჯგუფებული.

1. ბიოქიმიური წარმოშობის გაზები—ორგანული ნივთიერების გახრწნისა და მინერალური მარილების დაშლის შედეგად წარმოიქმნებიან. ეს გაზებია: მეთანი, ნახშირორჟანგი, მძიმე ნახშირწყალბადები, აზოტი, გოგირდწყალბადი, წყალბადი, ეთანბადი. ეს ტიპი ყველაზე მნიშვნელოვანია, რადგან სწორედ მასში შედის მეთანის ჭკუფის გაზები, რომელიც მოიცავს ნავთობის და საწვავი გაზის საბადოებს და აგრეთვე ნიადაგის, ნახშირის. შლამების მიერ გამოყოფილ. გაზებს. მეთანის ჭკუფის გაზების წყაროს ძირითადად წარმოადგენს ორგანული ნივთიერება, რომლის გახრწნაც როგორც მიწის სიღრმეში, ისე აუზების ფსკერზე, ეთანბადით ლარობ გარემოში მიმდინარეობს. საწვავი გაზების წარმოქმნა მიკროორგანიზმების ცხოველმყოფელობას უკავშირდება. ანაერობული ბაქტერიები მრავალ სხვადასხვა ტიპის გაზებს იძლევიან: გარდა მეთანის, ნახშირორჟანგის და წყალბადისა, წარმოქმნიან აზოტს და ამიაქსაც. მათ დენიტრიფიკატორები ეწოდებათ, ხოლო სულფატების აღდგენით  $H_2S$ -ის წარმოქმნელთ—დესულფურიზატორები. სწორედ მათ მიეკუთვნება შავი ზღვის მომწამვლელი ბაქტერიები.

2. ატმოსფერული წარმოშობის გაზები ზედაპირიდან სიღრმეში ნაპრალებისა და დაღმავალი წყლის ნაკადებით ჩატანილი გაზებია, რომლებიც სიღრმეში გროვდებიან. ისინი ტროპოსფეროსაგან განსხვავდებიან, უპირველეს ყოვლისა, ეთანბადის სიმცირით ან სულ არარსებობით, რადგან ეს უკანასკნელი ეთანბადით რეაქციებზე სწრაფად იხარჯება. ამიტომ მათ შედგენილობაში გვაქვს აზოტი და ინერტული გაზები; რომელთა ურთიერთშეფარდება ისეთივე რჩება, როგორც ზედაპირზე. ბიოქიმიური და ატმოსფერული აზოტის გარჩევა ხერხდება გაზების ასოციაციით (ბიოქიმიურში ინერტული გაზები არ გვხვდება და ამის გარდა, მისი აზოტი ყოველთვის მეთანთან ერთად არის, მაშინ როდესაც ატმოსფერულში  $CH_4$  არ გვაქვს).

3. ქიმიური წარმოშობის გაზები ორნაირია: ზედაპირთან ახლოს ქიმიური რეაქციებით წარმოშობილნი (კარბონატებიდან და ბიკარბონატებიდან  $CO_2$ -ის გამოყოფა, სულფიდების დაქანგვისას  $H_2S$  გაჩენა და სხვა) და სიღრმული ვულკანური გაზები:  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $SO_2$ .

$S_2$ ,  $Cl_2$ ,  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $B(OH)_3$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$ ,  $O_2$ ,  $Ar$ ,  $He$ , სხვადასხვა მეტალების ქლორიდები, ფტორიდები და სხვ. მოქმედი ვულკანების გაზებში ქარბობს წყლის ორთქლი, მას მოსდევს  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $H_2$  (ზოგიერთი მათგანი:  $He$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $S_2$ ,  $SO_2$  ჰაერთან შეხებისას ფეთქდება). გაზები ვულკანებიდან არა მარტო ამოფრქვევების დროს, არამედ შემდეგაც დიდხანს განაგრძობენ გამოყოფას და ფუზაროლებად იწოდებიან. მათი მოკლე დახასიათება მოცემულია § 39-ში.

4. რადიოაქტიური წარმოშობის გაზებს მიეკუთვნება რადონი, თორონი. ჰელიუმი და სხვა, რომლებიც რადიოაქტიური დაშლის პროდუქტებს წარმოადგენენ. მათ შორის მთავარია  $He$ , რომელიც ზოგჯერ პრაქტიკულადაც საანტიერესო კონცენტრაციებს იძლევა. მისი წარმოშობის ძირითადი წყარო მეაფე მაგმური ქანებია, რომელთა რადიოაქტივობა, როგორც ცნობილია, შესამჩნევად აღემატება სხვა ქანებისას.

## § 9. ჰიდროსფეროს ძიმიური შედგენილობა

ჰიდროსფერო თხევადი გეოსფეროა, რომელიც თითქმის უწყვეტი გარსის სახით ფარავს ლითოსფეროს. ჰიდროსფერო მოიცავს ოკეანეებს, ზღვებს, ტბებს, მდინარეებს, კაობებს და მიწისქვეშა წყლებს, თუმცა მის ძირითად მასას ოკეანეები და ზღვები შეადგენენ; მათზე მოდის ჰიდროსფეროს 76,4%, ხოლო მიწისქვეშა წყლებზე კი—22,3%; დანარჩენი—მდინარეებზე, ტბებზე და სხვა წყალზე. ჰიდროსფეროს უჭირავს დედამიწის ზედაპირის 70,8%, ხოლო მისი მასა კი შეადგენს დედამიწის მთელი მასის 0,024%-ს.

ჰიდროსფეროს ზედა საზღვარს წარმოადგენს ოკეანეების, ზღვებისა და ტბების ზედაპირი; ქვედა საზღვარი უფრო რთული მონაზულობისაა, ვინაიდან იგი გადის წყლის აუზების ფსკერის ქვეშ და მოიცავს ფსკერის ნალექებში ლამური წყლების გაერცელების ზონას და ლითოსფეროში მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციის ზონას.

ოკეანისა და ზღვის წყლის ქიმიური შედგენილობა ფ. კლარკის, ვ. ი. ვერნადსკის, ვ. მ. გოლდშმიდტის და სხვა მკვლევარების მიხედვით შემდეგია (ცხრ. 20).

გარდა ცხრილში მოყვანილი ელემენტებისა, ოკეანის და ზღვის წყალი შეიცავს მთელი რიგი სხვა ელემენტების მცირე მინარევს. ეს ელემენტებია:  $Ba$ ,  $Fe$ ,  $Al$ ,  $Mn$ ,  $Hg$ ,  $CO$ ,  $Sn$ ,  $Mo$  და ზოგი სხვა. დადგენილია აგრეთვე, რომ ზღვისა და ოკეანის წყალი შეიცავს აგრეთვე ინერტულ გაზებს ( $Ar$ ,  $He$ ,  $Ne$ ,  $Kr$ ,  $Xe$ ,  $Rn$ ), აზოტს, ნახშირორჟანგს, გოგირდწყალბადს და სხვა.

ოკეანისა და ზღვის წყლის ქიმიური შედგენილობა

ელემენტები	%	ელემენტები	%	ელემენტები	%
O	85,59	C	0,002	S	$5 \cdot 10^{-6}$
H	10,80	Sr	0,001	As	$2 \cdot 10^{-5}$
Cl	1,93	B	0,0004	Cu	$1 \cdot 10^{-6}$
Na	1,07	Si	0,0001	Cs	$2 \cdot 10^{-7}$
Mg	0,13	F	0,0001	Ag	$3 \cdot 10^{-8}$
S	0,058	Rb	$2 \cdot 10^{-3}$	Au	$1 \cdot 10^{-9}$
Ca	0,042	Li	$7 \cdot 10^{-6}$		
K	0,037	Zn	$7 \cdot 10^{-6}$		
Br	0,0066	P	$6 \cdot 10^{-6}$		

ზოგადად შეიძლება ითქვას, რომ ჰიდროსფერო შეიცავს ყველა ცნობილ ქიმიურ ელემენტს, ვინაიდან იგი იმყოფება დედამიწის სხვა გეოსფეროებთან (ატმოსფერო და ლითოსფერო) მჭიდრო კავშირში და ამ გეოსფეროებს შორის მიმდინარეობს ნივთიერების გაცვლა; თუმცა ბევრი ელემენტის რაოდენობა ჰიდროსფეროში იმდენად მცირეა (ცხრ. 20), რომ ჩვეულებრივი ანალიზის მეთოდებით მათი აღმოჩენა არ ხერხდება.

ჰიდროსფეროს მთავარ ელემენტებს წარმოადგენენ ქანგბადი და წყალბადი, რომლებიც ჯამში ქმნიან ჰიდროსფეროს მთლიანი მასის 96,69%. თუ ამ ორ ელემენტს კლორს, ნატრიუმს და მანგიუმს მივუმატებთ. მაშინ ჯამში ამ ხუთ ელემენტზე მოვა ჰიდროსფეროს მთლიანი მასის 99,72%, ხოლო დანარჩენ ელემენტებზე კი მხოლოდ 0,28%.

ჰიდროსფეროს უდიდესი ნაწილი იონურ-მოლეკულური წყალხსნარია, რომელიც შედგება უმთავრესად სხვადასხვა ავტილატხსნადი მარილისაგან, თუმცა ოკეანეების და ზღვების სანაპირო ზოლის ფარგლებში წყალი დიდი რაოდენობით შეიცავს აგრეთვე მხელადხსნად ნაერთებს კოლოიდურ მდგომარეობაში.

ოკეანის და ზღვის წყლის საშუალო მარილიანობა უდრის 3,5% (35 გრამი მარილი 1-ლიტრ ხსნარში), მაგრამ ზოგ შემთხვევაში ხდება ზღვის წყლის ქარბი გამარილიანება ან ვანზაეება; მაგალითად, კასპიის ზღვის წყლის მარილიანობა უდრის 1,5%, ფინეთის ყურის— 0,35%. ამის საწინააღმდეგოდ, დახურულ აუზებში და ყურეებში, სადაც აორთქლება სქარბობს მტკნარი წყლის მოდენას (მდინარეები), ხდება ზღვის წყლის გამარილიანება, როგორც, მაგალითად, ხმელთა-

შუა ზღვის (წყლის მარილიანობა აღემატება 4‰-ს), წითელი ზღვის (4.3‰) და სხვა.

ოკეანის და ზღვის წყლის მარილიანობა ილუსტრირებულია მოყვანილ ცხრილებში (ცხრ. 20, 21).

ჯერ კიდევ დაახლოებით ასი წლის წინ ჩელენჯერის ექსპედიციის (1873—1876 წწ.) მასალების შესწავლით დადგენილ იქნა ზღვის წყლის საშუალო მარილიანობა (3.5 გ/ლ) და, მიუხედავად კონცენტრაციის დიდი მერყეობისა, მარილური შემდგენილობის მუდმივობა, რაც ოკეანურ აუზებში წყლის განუწყვეტელი ცირკულაციით არის გამოწვეული.

ცხრილი 21

ოკეანისა და ზღვის წყლის მარილიანობა\*

ზღვის წყალში გახსნილი მარილები	მარილების საშუალო შემცველობა ზღვის წყალში	მარილების ურთიერთშეფარდება %
NaCl	2,72	77,75
MgCl <sub>2</sub>	0,38	10,87
MgSO <sub>4</sub>	0,17	4,73
CaSO <sub>4</sub>	0,12	3,60
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0,09	2,46
MgBr <sub>2</sub>	0,01	0,21
CaCO <sub>3</sub> და სხვ.	0,01	0,34
ჯამი	3,50%	100,00%

ცხრილიდან ნათლად ჩანს, რომ ზღვის წყალი Na და Mg ქლორიდებისა და Mg და Ca სულფატებისაგან შედგება ძირითადად, ხოლო დანარჩენი კომპონენტების რაოდენობა მასში უმნიშვნელოა. ამავე დროს უნდა აღინიშნოს, რომ მცირე მინარევები ზოგიერთ შემთხვევაში არსებით როლს ასრულებენ როგორც ბიოგენური ელემენტები, ურომლი-

სოდაც ზღვაში სიცოცხლის განვითარება შეფერხდებოდა. მათ რიცხვს პირველ რიგში მიეკუთვნება N, P და Si.

ისეთი მნიშვნელოვანი ქანმაშენი ელემენტების, როგორცაა Si( $5 \cdot 10^{-5}$ ), I<sub>2</sub>( $5 \cdot 10^{-6}$ ), Al( $1 \cdot 10^{-5}$ ), ზღვის წყალში უაღრესად მცო-

\* ოკეანის წყლის მთავარ კომპონენტთა შორის მუდმივი თანაფარდობის სტუდიულზე შესაძლებელია გამოთვლილ იქნეს წყლის მარილიანობა, თუკი ვიცით ერთ-ერთი კომპონენტის რაოდენობა. მარილიანობის საანგარიშოდ გამოიყენება კნუდსენის ემპირიული ფორმულა:  $S\% = 0,030 + 1,8050 Cl$ , სადაც S% გამოხატავს წყლის მარილიანობას გრამებში 1000 გრ წყალზე და იწოდება პრომილაღ, ხოლო Cl კი—ეს ამ ელემენტის შემცველობაა ( $Cl + Br$ ) წყლის იმავე რაოდენობაში. Cl-ის მნიშვნელობას საზღვარეულ საკვლევი ზღვის წყლის გატიკვებით  $AgNO_3$ -ის ხსნარის საშუალებით. თუ ვიცით Cl-ის მნიშვნელობა, მოყვანილი ფორმულის საშუალებით ადვილად ინგარიშება წყლის მარილიანობა პრომილებში. კნუდსენის ფორმულის გამოყენება კარგ შედეგებს იძლევა ოკეანისა და ლია ზღვების წყლის მარილიანობის საანგარიშოდ და არ გამოდგება იზოლირებული აუზების წყლის მარილიანობის დასადგენად.

რე რაოდენობით არსებობა მათი ძნელადხსნადობით და სუსტი მოძრაუნარიანობით აიხსნება. ამ ელემენტთა ძირითადი მასა გამოფიტვის ადგილზევე ან გზაში ილექება, დარჩენილი ნაწილი კი მიღწევს რა აუზს, ზღვის წყალთან შეხებისთანავე კოაგულირდება და სანაპირო ზოლშივე თითქმის მთლიანად გამოილექება.

ზღვის წყლის მარილიანობა მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ნალექთდაგროვებაზე, რაც გამოიხატება შემდეგში:

ა) ვინაიდან ზღვის წყალი მდიდარია ელექტროლიტებით, მასში მექანიკური და კოლოიდური მასალის დალექვა მტკნარ წყალთან შედარებით გაცილებით ჩქარა მიმდინარეობს.

ბ) ზღვის წყლის მარილიანობა განსაზღვრავს როგორც ორგანული (სეკლეტის ნივთიერება), ისე არაორგანული ნალექების გაჩენას და მათ თავისებურებას (ნივთიერ შედგენილობას).

გ) ერთმანეთთან დაკავშირებულ სხვადასხვა მარილიანობის მქონე აუზებს შორის წარმოიშობა კომპენსაციური დინებები, რომლებიც დიდ გავლენას ახდენენ მასალის მექანიკურ მიგრაციაზე და აუტიგენურ პროცესებზე.

გარდა ზღვის წყლის ქიმიური შედგენილობისა, სელიმენტაციის პროცესის გეოქიმიურ თავისებურებაზე დიდ გავლენას ახდენს გარემოს ფიზიკურ-ქიმიური ფაქტორები, ზღვის წყლის გაზური რეჟიმი, ტუტე რეზერვი, pH და სხვ.

ზღვის წყლის გაზებიდან პირველ რიგში საყურადღებოა ჟანგბადი და ნაწშირორჟანგი. ისინი წყალში დიდი რაოდენობით იხსნებიან და ქიმიურად დიდი აქტივობით ხასიათდებიან. ზღვის წყლისათვის ჟანგბადის მთავარი წყარო ატმოსფეროა და ნაწილობრივ ფოტოსინთეზი (წყალმცენარეები)\*. თავის მხრივ ჟანგბადი მოიხმარება ორგანიზმების სასიცოცხლოდ და ჟანგვითი პროცესებისათვის. ჟანგბადის ხსნადობა ზღვის წყლის ტემპერატურაზე და მარილიანობაზეა დამოკიდებული (იგი ცივსა და მტკნარ წყალში უკეთ იხსნება). აქედან გასაგებია, თუ რატომ არის ჟანგბადით გამდიდრებული პოლარული ზღვები.

ზღვის წყლის მეორე მთავარი გაზური კომპონენტია  $\text{CO}_2$ . იგი წყალში იმყოფება როგორც  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$   $\text{CO}_3^{2-}$  და ორგანული მასის შემადგენელი ნაწილი, ისევე თავისუფალ მდგომარეობაში, რაც ერთად აღებული 60-ჯერ აღემატება ატმოსფეროში მის რაოდენობას.

\* ექსპერიმენტებით გამოირკვა, რომ ოკეანის ღრმა ნაწილების ჟანგბადი ატმოსფეროს ჟანგბადთან შედარებით გამდიდრებულია  $\text{O}^{18}$ -ით, რასაც მსუბუქი იზოტოპის ( $\text{O}^{16}$ ) ცოცხალი სამყაროს მიერ შერჩევითი მოხმარებით ხსნიან. ამავე დროს ზოგიერთი ელემენტის, მაგალითად, აზოტის იზოტოპური შედგენილობა ატმოსფეროში და წყალში უცვლელი რჩება.

გოლდშმიდტმა გამოთვალა ნახშირორქანგის ბალანსი მიწის ზედაპირისათვის (ცხრ. 22) და ნათლად დაგვანახა, რომ მისი მთავარი მწარმოებელი ცოცხალი სამყაროა. ვულკანური და პოსტვულკანური პროცესების დროს გამოყოფილი ნახშირორქანგის რაოდენობა დაახლოებით ეროზიისა და სედიმენტაციის დროს დახარჯული ნახშირორქანგის რაოდენობას უდრის.

ცხრილი 22

ნახშირორქანგის ბალანსი მიწაზე (ვ. მ. გოლდშმიდტის მიხედვით)

CO <sub>2</sub> -ის ბალანსი	CO <sub>2</sub> -ის მოტანა და მოხმარება; მგ/სმ <sup>2</sup> წელიწადში	CO <sub>2</sub> -ის საერთო რაოდენობა მიწაზე; ტ/წელიწადში
1. ვულკანების, ფეხაროლების, ცხელი წყაროების და სხვათა მიერ გამოყოფილი CO <sub>2</sub>	+3÷6	(1,5÷3) · 10 <sup>7</sup>
2. ნახშირის, ნავთობის, გაზის და სხვ. წვისას გამოყოფილი CO <sub>2</sub>	+800	4 · 10 <sup>9</sup>
3. ორგანიზმების სუნთქვით და ხრწნით გამოყოფილი CO <sub>2</sub>	+40000	2 · 10 <sup>11</sup>
4. შთანთქმა ფოტოსინთეზით	-40000	
5. შთანთქმა ჰიპერგენეზის პროცესებში	-3÷4	(1,5÷2) · 10 <sup>7</sup>
6. შთანთქმა ნახშირბადის შემცველი ქანების წარმოქმნისას (ნახშირბადი, ნავთობი, კირქვები და სხვ.)	-0,3÷-2	(0,2÷1) · 10 <sup>7</sup>

მეტად საყურადღებოა ორგანიზმებში არსებული ნახშირბადი, რომელიც CO<sub>2</sub>-ზე რომ გადავიყვანოთ, 6—7-ჯერ აღემატება ატმოსფეროში არსებულ CO<sub>2</sub>-ს. ვერნადსკის მიაჩნდა, რომ ნახშირბადის გეოქიმიურ ციკლში ორგანიზმები ერთ-ერთი ყველაზე მნიშვნელოვანი რგოლია. მეორე მხრივ, CO<sub>2</sub>-ის კოლოსალური რაოდენობაა გახსნილი ოკეანისა და ზღვის წყალში. ამიტომაც არის, რომ ოკეანე ითვლება ატმოსფეროში CO<sub>2</sub>-ის რეგულატორად, ვინაიდან ატმოსფეროში, ზედაპირულ წყლებში და ოკეანესა და ზღვებში CO<sub>2</sub>-ს ერთნაირი პარციალური წნევის დამყარების ტენდენცია ახასიათებს.

არ შეიძლება არ აღინიშნოს ატმოსფეროს CO<sub>2</sub>-ის კიდევ ერთი სიცოცხლისათვის მნიშვნელოვანი ფუნქცია, სახელდობრ მის მიერ მიწის ინფრაწითელი გამოსხივების შთანთქმა და წყლის ორთქლთან ერთად, რომელიც სითბოს ძირითადი შთანთქმელია, „პაერის საბნის“ როლის შესრულება.



ქელენდარის მონაცემებით, ადამიანის მიერ საწვავების მოხარების თანაბეროვე ტემპების დროს მოხდება ატმოსფეროში  $\text{CO}_2$ -ის რაოდენობის გარკვეული შეტება, რაც შესაფერისად გამოიწვევს ატმოსფეროს გათბობას საუქუნოში დაბლობებით— $0,2^\circ$  (არსებობს მონაცემები, რომ გასული საუკუნის ბოლოდან დღემდე ზოგან საშუალო წლიური ტემპერატურა გაიზარდა). ამის საფუძველზე რეველი და ზიუსი (1955), რომლებმაც ატმოსფეროს და ოკეანის შორის  $\text{CO}_2$ -ის რეგულირების საკითხი დრმად შეისწავლეს, მიიღწენ დასკვნად, რომ უახლოეს რამდენიმე ათწლეულში  $\text{CO}_2$ -ის რაოდენობა ჰაერში შეიძლება გაიზარდოს  $20-40\%$ -ით. ამას, ცხადია, უნდა მოჰყვეს კლიმატური ცვლილებებიც.

გარდა თავისუფალი ნახშირორჟანგისა ზღვის წყალში, როგორც აღნიშნული იყო, დიდი რაოდენობითაა გახსნილი კარბონატები და ბიკარბონატები, რომლებსაც „ტუტე რეზერვი“ ეწოდება. ამ უკანასკნელზე ბევრადაა დამოკიდებული ზღვის წყლის pH-ის ცვალებადობა. ზღვის წყლის pH  $7-8,3$  ფარგლებში მერყეობს. შემჩნეულია pH-ის ცვალებადობის წლიური და დღეღამური ციკლები, რომლებიც ნახშირორჟანგის ორგანიზმების მიერ მოხმარებაზეა დამოკიდებული; ზაფხულობით  $\text{CO}_2$  დიდი რაოდენობით იხარჯება და წყალში მისი რაოდენობა მცირდება, რის გამოც წყლის pH მატულობს, ხოლო ცივ პერიოდში კი პირიქით, აუზების  $\text{CO}_2$ -ით გაძლიერება ხდება, რის გამოც წყლის pH იკლებს. ასევე დღისით მცენარეების მიერ  $\text{CO}_2$ -ის მოხმარება (ფოტოსინთეზი) იწვევს pH-ის მატებას, ღამით კი ნახშირორჟანგი ისევ გროვდება წყალში და pH კლებულობს.

გაზური რეჟიმის მნიშვნელობა ზღვიური აუზებისათვის მეტად დიდია. იგი აპირობებს არა მარტო ცალკეული ფაქტორების მოქმედებას, არამედ აუზების ჰიდროდინამიკას. ბიონომიას და სელიმენტოგენების მიმართულებას. ამისი ერთ-ერთი თვალსაჩინო მაგალითია შავი ზღვა, რომლის ჟანგბადიან და უჟანგბადო „სართულებად“ დაყოფის ერთ-ერთი უმთავრესი მიზეზი სწორედ აერაციის, ე. ი. გაზური რეჟიმის დარღვევაა.

როგორც დავინახეთ, ზღვის წყალში საკმაო რაოდენობით გვაქვს ყველა ის აგენტები, რომლებიც ზედაპირულ ჰიმიურ გამოფიტვას განაპირობებენ ( $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ , ორგანიზმები და სხვ.). ბუნებრივია, რომ დაშლის პროცესები ზღვის წყალშიც მიმდინარეობენ, მაგრამ ზედაპირული შედარებით საგრანობლად შენელებულად. წყალქვეშა გამოფიტვა, რომელსაც ჰუმელმა პალმიროლიზი უწოდა, იწვევს ტერიგენი, ვულკანოგენი და ორგანული მასალის დაშლას და ახალი მინერალების წარმოქმნას. პალმიროლიზი კარგად მიმდინარეობს ნელი სელიმენტაციის დროს, როდესაც მასალა დიდხანს იმყოფება ზღვის წყალთან შეხებაში და ხანგრძლივად განიცდის მთავარი აგენტების—მარილიანი წყლის, ჟანგბადისა და ნახშირორჟანგის ზემოქმედებას. პალმიროლი-

ზის შედეგად ჩნდება გლაუკონიტი, ბენტონიტური თიხები, ცეოლითები, რკინა-მანგანუმის კონკრეციები და მრავალი სხვა მეორადი მინერალი.

გარდა ოკეანისა და ზღვის წყლის ძირითადი მასისა არჩევენ ფსკერის და ლამის წყლებსაც.

ფსკერის წყალი გაცილებით უფრო ღარიბია თავისუფალი ქანგბადით, მაგრამ გამდიდრებულია ნახშირორქანგით; ხშირად იგი მდიდარია აგრეთვე გოგირდწყალბადით და მეთანით (შავი ზღვა, სპარსეთის ყურე და სხვ.). ფსკერის წყლის სიმდიდრე გოგირდწყალბადითა და მეთანით გამოწვეული უნდა იყოს ანაერობული გოგირდწყალბადოვანი ბაქტერიების განვითარებით და აგრეთვე ფსკერზე ამ ნაერთების შემცველი მინერალური წყლების გამოქონვით.

ლამის წყალი, ეს ზღვის და ოკეანის წყლის ის მცირე ნაწილია, რომელიც ელენთავს აუზის ფსკერზე დალექილ ქვიშა-ლამს. ლამის წყლის რაოდენობა ნალექში დამოკიდებულია ნალექის დისპერსიულობის ხარისხზე და ჩვეულებრივად შეადგენს მშრალი ქვიშა-ლამის მოცულობის ერთეულის 4—19 ნაწილს. ლამის წყალი ხასიათდება აზოტის, ნახშირორქანგის, მეთანის და გოგირდწყალბადის დიდი შემცველობით, რომელთა წყაროსაც პირველ რიგში უნდა წარმოადგენდეს ცხოველური ორგანიზმების ლპობის პროცესი. ლამის წყალს უალრესად დიდი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს ნალექთა ადრედიագენეტურ შეცვლაში, თუმცა ლამის წყლის ქიმიური შედგენილობა და ადრეული დიაგენეტური პროცესები ჯერ კიდევ შედარებით სუსტადაა შესწავლილი.

ორიოდე სიტყვით შევეხოთ ხმელეთის ზედაპირული წყლების ქიმიზმსაც. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მარილიან ტბებს, რომლებიც არიდული კლიმატის არეებში გვხვდება, ტბებისა და მდინარეების წყლების ქიმიური შედგენილობა ერთნაირია და როგორც მოყვანილი ცხრილიდან ჩანს, ზღვის წყლისაგან მკვეთრად განსხვავებული (ცხრ. 23).

ც ხ რ ი ლ ი 23

მდინარეებისა და ტბების წყლის ქიმიური შედგენილობა (შიაკეს მიხედვით)

კომპონენტები	იაპონია	ჩრდ. ამერიკა	სამხ. ამერიკა	ევროპა	აზია	აფრიკა	საშუალო შეღგ.
1	2	3	4	5	6	7	8
CO <sub>2</sub>	33,9	33,4	32,5	40,0	36,6	32,8	35,2
SO <sub>4</sub>	14,9	15,3	8,0	12,0	13,0	8,7	12,1
Cl	8,8	7,4	5,8	3,4	5,3	5,7	5,7
SiO <sub>2</sub>	12,4	8,6	18,9	8,7	9,5	17,9	11,7
NO <sub>3</sub>	1,6	1,2	0,6	0,9	1,0	0,6	0,9

1	2	3	4	5	6	7	8
Ca	12,9	19,4	18,9	21,2	21,2	19,0	20,4
Na	4,5	4,9	2,6	2,4	3,4	2,7	3,4
Mg	8,2	7,5	5,0	4,3	6,0	4,9	5,8
K	2,5	1,8	2,0	2,8	2,1	2,4	2,1
(Fe, Al) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3	0,7	5,7	2,4	2,0	5,5	2,7
მარილიანი- ბა მგ/ლ	53	341	—	205	—	151	

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ტბებისა და მდინარეების წყალი ძირითადად შეიცავს  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$  და აგრეთვე  $\text{SiO}_2$ , რომელიც კარბონატებისა და სულფატებისაგან განსხვავებით კოლოიდურ-ხსნად მდგომარეობაშია. საყურადღებოა ტუტე ელემენტების რაოდენობრივი თანაფარდობა. ნატრიუმის რაოდენობა შედარებით მაღალია და 5% აღწევს, მაშინ, როდესაც კალიუმის რაოდენობა მხოლოდ 2,5%-ს უდრის; რაც შეეხება ქლორს, რომელიც ზღვის წყალში ჰარბადაა (55%), იგი აქ შედარებით მცირე რაოდენობითაა.

საინტერესოა ზედაპირული წყლების ქიმიზმის პროვინციული თავისებურებები; მაგალითად, იაპონიის ტბურ-მდინარეულ წყლებში, სხვა ქვეყნებთან შედარებით, მეტია Na და Cl და ნაკლებია  $\text{CaCO}_3$ , რაც, როგორც ჩანს, ვულკანიზმის ზეგავლენას უნდა მიეწეროს.

ჰიდროსფეროს და ლითოსფეროს ქიმიური შედგენილობის დაპირისპირებიდან მკაფიოდ ჩანს მათ შორის დიდი განსხვავება. როგორც ვთქვით, მიწის ქერქის მთავარი შემადგენელი კომპონენტები—სილიციუმი, ალუმინი, რკინა და ზოგი სხვა, ჰიდროსფეროში უმნიშვნელო რაოდენობით იმყოფებიან. ამის საწინააღმდეგოდ ჰიდროსფერო მიწის ქერქთან შედარებით შეიცავს ქლორის, ბრომის და ზოგი სხვა ელემენტის შეუდარებლად მაღალ კონცენტრაციას. ასე მაგალითად, გარკვეულია, რომ ქლორის შემცველობა ზღვის წყალში 670-ჯერ მეტია, ვიდრე მისი შემცველობა მიწის ქერქში, ბრომისა 260-ჯერ, ხოლო გოგირდისა კი 290-ჯერ. სწორედ ამის გამოა, რომ ვ. მ. გოლდშმიდტის აზრით, აღნიშნული ელემენტები ზღვის წყალში ხვდებოდნენ არა ლითოსფეროს ქანების გამოფიტვის შედეგად, არამედ წყალქვეშა ვულკანიზმის გამო. როგორც ჩანს, ჰიდროსფეროს ქიმიური შედგენილობა გაპირობებული უნდა იყოს როგორც ლითოსფეროს გამოფიტვის შედეგად ჰიდროსფეროში ჩატანილი ნივთიერებით, ასევე წყალქვეშა ვულკანიზმით და ბიოგენური ფაქტორით (ცხოველური და მცენარეული ორგანიზმები).

**ატომთა და იონთა ურთიერთობების  
კანონზომიერებანი ჭიმოურ ნაერთებში (მინერალებში)**

**§ 10. საკითხის ზოგადი მიმოხილვა**

უმრავლეს ჭიმოურ ელემენტთა ატომები და იონები მიწის ქერქში არ იმყოფებიან ერთმანეთისაგან იზოლირებულ მდგომარეობაში, არამედ თავიანთი ისტორიის გარკვეულ ეტაპზე ერთმანეთს უკავშირდებიან და ქმნიან ბუნებრივ ჭიმოურ ნაერთებს—მინერალებს. მართალია, გეოქიმია შეისწავლის ჭიმოური ელემენტების ატომების ქცევას ჩვენს პლანეტაზე (და კოსმოსში), და არა მათ ნაერთებს (მინერალებს), მაგრამ მიწის ქერქში მიმდინარე გეოლოგიურ-გეოქიმიური პროცესების შედეგად, მინერალთა წარმოქმნა განაპირობებს ატომთა და იონთა სხვადასხვაგვარი ბუნებრივი კომბინაციების წარმოქმნის კანონზომიერების შესწავლის აუცილებლობას. ამასთან დაკავშირებით საჭიროა გავიხსენოთ. რომ ვ. მ. გოლდშმიდტის მიხედვით გეოქიმიის ძირითად მიზანს წარმოადგენს ჭიმოურ ელემენტთა ვანაწილების კანონზომიერების დადგენა მინერალებსა და ქანებში. ვინაიდან, ჭიმოურ ელემენტთა მიწის ქერქში არსებობის უმთავრეს ფორმას მინერალები წარმოადგენს (კრისტალური და იშვიათად ამორფული ფორმა), გასაგებია, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს კრისტალოქიმიას გეოქიმიისათვის.

ასე მაგალითად, გეოქიმიისათვის დიდ ინტერესს წარმოადგენს ისეთი კრისტალოქიმიური საკითხების ცოდნა, როგორიცაა ჭიმოურ ელემენტთა ასოციაციების წარმოქმნის კანონზომიერება სხვადასხვა მინერალებში, მინერალის კრისტალური მესრის სტრუქტურული ერთეულების ურთიერთშეხების ძალის ბუნება, ატომების, იონების და მოლეკულების ვანაწილების კანონზომიერება კრისტალურ მესერში, სხვადასხვა ატომთა ქცევა მდნარიდან ან ხსნარიდან მყარი ფაზის (მინერალის) გამოყოფის პროცესში, კავშირი კრისტალური მესრის ტიპებსა და ნაერთის ჭიმოურ

შედგენილობას შორის, კავშირი კრისტალური მესრის ენერგიასა და ნაერთის ქიმიურ შედგენილობას შორის და სხვა საკითხები.

აღნიშნულის გამო, ზოგადი გეოქიმიის კურსში, ცხადია, არ შეიძლება გვერდი აუუაროთ კრისტალოქიმიის ზოგიერთი მნიშვნელოვანი საკითხის განხილვას.

## § 11. კრისტალოქიმიის ძირითადი ცნებანი და განმარტებანი

თავდაპირველად საჭიროა განიმარტოს ის ძირითადი ცნებანი, რომელთა ცოდნის გარეშე შეუძლებელი იქნება კრისტალოქიმიური (კრისტალოქიმიურ-გეოქიმიური) საკითხების განხილვა.

კრისტალური მესერი (სივრცითი მესერი) წარმოადგენს სამგანზომილებიან, მატერიალური წერტილებისაგან შემდგარ უსასრულო ნაგებობას, რომელშიც ატომებს, იონებს ან მოლეკულებს (მატერიალურ წერტილებს) ზუსტად განსაზღვრული ადგილები უჭირავთ. კრისტალურ მესერში მატერიალური წერტილების მდებარეობის ადგილებს მესრის კვანძები ეწოდება.

ელემენტარული უჯრედი წარმოადგენს კრისტალური მესრის იმ უმცირეს სამგანზომილებიან ნაწილს, რომელიც სრულად გამოხატავს კრისტალური მესრის სტრუქტურული ერთეულების სივრცობრივი განაწილების ძირითად თავისებურებას (ძირითად მოტივს).

კრისტალური მესრის სტრუქტურულ ერთეულებს (ატომებს, იონებს, მოლეკულებს) წარმოიდგენენ, როგორც უკუმშვად ბურთულებს (სფეროებს), რომელთა ზომებიც  $10^{-8}$  სანტიმეტრის\* რიგის არის.

კოორდინაციული რიცხვი ეს ერთი ტიპის ატომების ან იონების რიცხვია, რომელიც მინერალის კრისტალურ მესერში გარს ეკვრის მეორე ტიპის ატომს ან იონს.

კრისტალური მესრის კვანძებს შორის მანძილი ეს არის ანგსტრემებში გამოხატული მანძილი ორ მეზობელ ატომს, იონს ანდა კომპლექსურ იონსა და მოლეკულის ცენტრებს შორის.

კრისტალური მესერი მიისწრაფვის თავისი სიმეტრიის მაქსიმუმისაკენ და სტრუქტურული ერთეულების (ატომები, იონები, მოლეკულები) უმჭიდროესი წყობისაკენ.

უმჭიდროესი წყობა გულისხმობს ელემენტარული უჯრედის აგებულებაში მონაწილე სტრუქტურული ერთეულების — ატომების,

\* ატომების და იონების რადიუსების ზომები გამოიხატება ანგსტრემებით ( $\text{\AA}$ );

1  $\text{\AA}$  — წარმოადგენს სანტიმეტრის მეასმილიონედ ნაწილს— $10^{-8}$  სმ.

იონების ან მოლეკულების ჯამური მოცულობის შეფარდებას ელემენტარული უჯრედის მოცულობასთან, რასაც პროცენტებში გამოხატავენ.

ბ. ფ. ორმონტის მიხედვით ძირითადი ტიპის ელემენტარული უჯრედების წყობის სიმჭიდროვე შემდეგია: 1. მარტივი კუბური მესერი—52%; 2. სივრცედაცენტრილი კუბური მესერი—68%; 3. წანაგდაცენტრილი კუბური მესერი—74%; 4. უმჭიდროესი ჰექსაგონური მესერი—74%; 5. ოქტაედრული მესერი (ალმასის ტიპი) — 34%; 6. ტეტრაგონური მესერი—48—54%; 7. ჰექსაგონური მესერი (MoS<sub>2</sub>-ის ტიპი) —52%.

პოლარიზაცია კრისტალოქიმიში ნიშნავს კრისტალური მესერის სტრუქტურული ერთეულების (ატომების, იონების, მოლეკულების) სფერული (ბირთვისებრი) ფორმების დეფორმაციას კრისტალური მესერის ელექტრონულ ველში. პოლარიზაციის შედეგად ხდება ატომთა და იონთა ელექტრონული გარსის დეფორმაცია.

კრისტალური მესერის ძირითადი თვისებები განისაზღვრება კრისტალოქიმიის პირველი და მეორე პრინციპით.

კრისტალოქიმიის პირველი პრინციპი, რომელიც ჩამოყალიბებული იყო 1923 წელს ვ. მ. გოლდშმიდტის მიერ, ეხება ქიმიურ ელემენტთა კრისტალოსტრუქტურულ თვისებებს და გამოიხატება შემდეგნაირად: კრისტალური მესერის სტრუქტურა გაპირობებულია მესერის სტრუქტურული ერთეულების რიცხვით, მათი ზომების (რადიუსების) თანაფარდობით და პოლარიზაციული თვისებებით.

აქედან გამომდინარე, ვასაგებია, რომ თუ ამა თუ იმ სტრუქტურის მქონე მესერში შეეცვალეთ სტრუქტურის განმსაზღვრელი რომელიმე ფაქტორი, უნდა წარმოიქმნას ახალი ტიპის სტრუქტურული მესერი. ამ მოვლენას კრისტალოქიმიში მორფოტროპია (მორფოტროპული გარდაქმნა) ეწოდება. მაგალითად, თუ განვიხილავთ რომელიმე მკვას მსგავს მარილთა რიგს, დავინახავთ, რომ კათიონის მიერ გარკვეული ზღვრული ზომის გადალახვის შემდეგ მოხდება განსხვავებული სტრუქტურის მქონე მესერის წარმოქმნა.

კრისტალოქიმიის პირველი პრინციპის მათემატიკური გამოსახვა ა. ვ. კაპუსტინსკიმ მოგვცა;

$$S = f(\sum_n, R_n, R_a, i).$$

სადაც  $S$ —კრისტალური მესერის სტრუქტურაა,  $\sum_n$ —სტრუქტურული ერთეულების საერთო რიცხვი,  $R_n$ —კათიონის რადიუსი,  $R_a$ —ანიონის რადიუსი,  $i$ —პოლარიზაციის კოეფიციენტი.

1950 წელს ბ. ფ. ორმონტმა ჩამოაყალიბა კრისტალოქიმიისათვის და გეოქიმიისათვის მეტად არსებითი დებულება, რომელიც მნიშვნელოვნად აზუსტებს კრისტალოქიმიის პირველ პრინციპს. ამ დებულების თანახმად, გარკვეული ქიმიური შედგენილობის ნივთიერების სტრუქტურა შეიძლება იცვლებოდეს ამ ნაერთის წარმოქმნის და არსებობის პირობების მიხედვით და აგრეთვე მისი ატომების ნაწილის სხვა ატომებით ჩანაცვლების შედეგად. უკანასკნელ შემთხვევაში კრისტალური მესრის სტრუქტურის შეცვლა არ ხდება ყოველთვის, ან, თუკი ხდება, იმდენად, რამდენადაც მნიშვნელოვნად იცვლება (არსებული გარემოს პირობებში—წნევა და ტემპერატურა) ატომთა შორის ქიმიური კავშირების ხასიათი და სპეციფიკური გეომეტრიული ფაქტორები.

კრისტალოქიმიის მეორე პრინციპი შემუშავებულია ბ. ფ. კაპუსტინსკის მიერ. ეს პრინციპი შეიძლება ჩამოაყალიბებულ იქნეს შემდეგნაირად: კრისტალური მესრის ენერგია და მესრის თვისებები გაპირობებული ენერგიით, განისაზღვრება სტრუქტურული ერთეულების რიცხვით, მათი ზომებით (რადიუსებით), ვალენტობით და რიგ შემთხვევაში პოლარიზაციული თვისებებით. ამ პრინციპის მათემატიკური გამოსახულება შემდეგია:

$$U = f(\Sigma_n, R_k, I_n, W_k, W_a)(i),$$

სადაც  $U$ —მესრის ენერგია,  $\Sigma_n$ —მესრის სტრუქტურული ერთეულების რაოდენობა,  $R_k$ —კათიონის რადიუსი,  $R_a$ —ანიონის რადიუსი,  $W_k$ —კათიონის ვალენტობა,  $W_a$ —ანიონის ვალენტობა და  $i$ —პოლარიზაციული თვისებებია.

ამრიგად, კრისტალოქიმიის პირველი და მეორე პრინციპის განხილვიდან ჩანს, რომ იმ დროს, როდესაც  $R_k/R_a$  შეფარდება განსაზღვრავს ძირითადად მესრის სტრუქტურას,  $R_k + R_a$  სიდიდეს არაავითარი მნიშვნელობა არა აქვს სტრუქტურისათვის. ამის საწინააღმდეგოდ, მესრის ენერგიის ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორია სწორედ  $R_k + R_a$  მნიშვნელობა, ხოლო სტრუქტურულ ერთეულთა რადიუსების შეფარდებას არაავითარი მნიშვნელობა არა აქვს კრისტალური მესრის ენერგიისათვის.

ჩვენ უკვე არაერთხელ აღვნიშნეთ, რომ კრისტალური მესრის სტრუქტურული ერთეულების — ატომების და იონების რადიუსების ზომებს უაღრესად დადი კრისტალოქიმიურ-გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს. თანამედროვე ფიზიკის მონაცემების საფუძველზე ირკვევა, რომ ატომები და იონები თავიანთ გარშემო ჰქმნიან ელექტრომაგნიტურ

ველს, რომლის მოქმედების სფეროც საზღვრავს იონთა და ატომთა რადიუსებს, გამოხატულს ანგსტრემებში.

ვინაიდან კრისტალურ მესერში ატომთა და იონთა ელექტრომაგნიტური ველები ურთიერთზემოქმედებენ, გასაგებია, რომ სტრუქტურულ ერთეულთა რადიუსების ზომები ბევრად იქნება დამოკიდებული ამ ზემოქმედების ხარისხზე. ამიტომ ატომთა და იონთა რადიუსებში უნდა გავარჩიოთ მათი ეფექტური რადიუსი, რომლის სიდიდეც შეპირობებულია გარემოს ზემოქმედებით, და აბსოლუტური რადიუსი, რომლის სიდიდეც დამოკიდებულია მხოლოდ ატომისა და იონის შიდა თვისებებზე. კრისტალოქიმიაში და გეოქიმიაში ძირითადად საქმე გვაქვს ატომთა და იონთა ეფექტურ რადიუსებთან. ერთი და იგივე ნივთიერების პოლიმორფულ მონიფიკაციებში სტრუქტურულ ერთეულთა ეფექტური რადიუსები განსხვავებულია, ვინაიდან მათი სიდიდე დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე: კრისტალური მესრის ტიპზე, კოორდინაციულ რიცხვზე, ვალენტობაზე, კავშირების ხასიათზე და თერმოდინამიკურ პირობებზე.

## § 12 ბმის ძალეში კრისტალური მესრის სტრუქტურულ ერთეულთა შორის და კრისტალური მესრის ძირითადი ტიპები

მესრის სტრუქტურულ ერთეულთა შორის ბმის ძალის მიხედვით კრისტალურ მესრებში შესაძლებელია გამოყოფილ იქნას ოთხი ძირითადი ტიპი: 1. იონური მესრები, 2. ატომური მესრები, 3. მოლეკულური მესრები და 4. მეტალური მესრები.

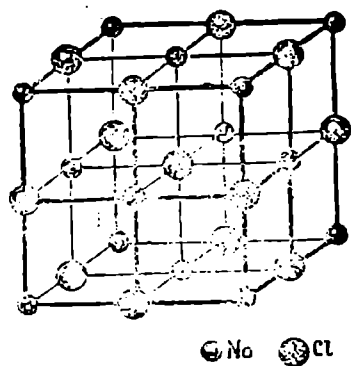
ჩამოთვლილი ოთხი განსხვავებული ფიზიკური ბუნების ბმა (იონური, ატომური ანუ კოვალენტური, მოლეკულური ანუ ვან-დერ-ვაალსური და მეტალური ანუ ელექტრონული) აპირობებს ამ ბმების მქონე კრისტალურ ნივთიერებათა თვისებებს. ამიტომაცაა, რომ კრისტალური სტრუქტურების კლასიფიკაციას ბევრი მკვლევარი ამ ნიშნის მიხედვით ახდენს. ისეთ კრისტალურ მესრებს, სადაც სტრუქტურული ერთეულები ერთმეორესთან დაკავშირებული არიან რომელიმე ერთი ტიპის ბმით, ჰომოდესმურ მესრებს (სტრუქტურებს) უწოდებენ. ამის საწინააღმდეგოდ, ისეთი კრისტალური მესრები, სადაც მოქმედებენ ორი ან ორზე მეტი განსხვავებული ბუნების ბმები, იწოდებიან პეტროდესმურ მესრებად (სტრუქტურებად).

იონურ მესრებში სტრუქტურულ ერთეულთა შორის ბმა იონურია, ანუ როგორც ხშირად უწოდებენ პოლარული, ჰეტეროპოლარული ანდა ელექტროკოვალენტური. ბმის ეს ტიპი სხვა დანარჩენ ბმასთან შედარებით ყველაზე მარტივია და გამოწვეულია



საწინააღმდეგო მუხტის მქონე იონთა შორის ელექტროსტატიკური მიზიდულობით. ამგვარი ბმის გაჩენის ფიზიკური არსი მდგომარეობს ატომთა მისწრაფებაში ელექტრონების დაკარგვის ან შექმნის გზით მდგრადი ელექტრონული კონფიგურაციის შექმნისაკენ. ამრიგად, იონური ბმა ელექტროვალენტური ბუნებასაა. როგორც ვიცი, ნატრიუმის ატომისათვის ხელსაყრელია ერთი ელექტრონის დაკარგვა და გადაქცევა დადებითად დამუხტულ იონად —  $\text{Na}^{1+}$ , რომელსაც ექნება ინერტული გაზის —  $\text{Ne}$  ატომის კონფიგურაცია.

ასევე, მაგნიუმის ატომის მიერ ორი ელექტრონის დაკარგვის შემთხვევაში მიიღება ორვალენტოვანი, დადებითად დამუხტული იონი —  $\text{Mg}^{2+}$ , ნეონის ატომის კონფიგურაციით. მაგრამ ნატრიუმთან შედარებით მაგნიუმი ნაკლებ სწრაფვას იჩენს იონიზაციისაკენ, ვინაიდან მისი სრული იონიზაციისათვის საჭიროა ორი ელექტრონის მოწყვეტა. ნატრიუმის ატომის იონიზაციის პოტენციალი უდრის 5,12 ვოლტს, ხოლო მაგნიუმის ატომის იონიზაციის პოტენციალები კი —  $\text{Mg}^{1+}$ -ის მისაღებად 7,75 ვოლტს და  $\text{Mg}^{2+}$ -ის მისაღებად 22,6 ვოლტს. დადებითი იონების წარმოქმნის განსაკუთრებით დიდი სწრაფვა აქვთ გარდამაველ და იშვიათ-მიწა ელემენტებს და პერიოდული სისტემის I, II, III და IV მთავარი ჯგუფის ელემენტებს. ინერტული გაზების უშუალოდ წინმდებარე ელემენტთა იონების მდგრადი ელექტრონული კონფიგურაციები მიიღება ამ ელემენტთა ატომების მიერ ერთი ან რამოდენიმე ელექტრონის შეერთების გზით, რასაც თან სდევს უარყოფითად დამუხტული იონის წარმოქმნა. ასე მაგალითად, ქლორის და გოგირდის ატომებიდან წარმოიქმნება  $\text{Cl}^{-}$  და  $\text{S}^{2-}$  იონები, რომელთაც არკონის ატომის ელექტრონული კონფიგურაცია აქვთ. ამის გამოა, რომ ნატრიუმის და ქლორის ან მაგნიუმის და გოგირდის ატომების ურთიერთდაკავშირება — შებმა ხდება იონების სახით ელექტროსტატიკური მიზიდულობის ძალით და მიიღება  $\text{NaCl}$ -ის და  $\text{MgS}$



ნახ. 2. იონთა განლაგება  $\text{NaCl}$  კრისტალურ მესერში.

და სხვა იონურ მესრებში ანიონი ართმევს კათიონს ერთს ან რამოდენიმე ელექტრონს. ამგვარად, ქიმიური ელემენტის ატომის

თვისებას (უნარს), მიიზიდოს მეორე ელემენტის ატომის სავალენტო ელექტრონი—ეწოდება ატომის ელექტროუარყოფითობა.

ცნება. ელემენტთა ატომების ელექტროუარყოფითობის შესახებ კრისტალოქიმიაში (ქიმიაში) შემოტანილი იყო ლ. პაულინგის მიერ 1932 წელს. ა. ს. პოვარენიხის მიხედვით, ატომის ელექტროუარყოფითობა წარმოადგენს ერთი ატომის მიერ მეორე ატომთან შეერთების დროს მეორე ატომის სავალენტო ელექტრონის მიზიდულობის ენერჯიას.

ატომის ელექტროუარყოფითობა იანგარიშება ფორმულით:

$$E = \frac{I_n}{n} + F,$$

სადაც E—ელექტროუარყოფითობა;  $I_n$ —იონიზაციის პოტენციალი (ატომის გარკვეულ ვალენტურ მდგომარეობაზე) კგ. კალ/გ ატომი; n—ატომის ვალენტობა ნაერთში; F—ელექტრონთან სწრაფვა კგ. კალ/გ. ატომი. აქვე მოგვყავს ზოგიერთი ელემენტის ელექტროუარყოფითობის მნიშვნელობა (ცხრ. 24).

ცხრილი 24

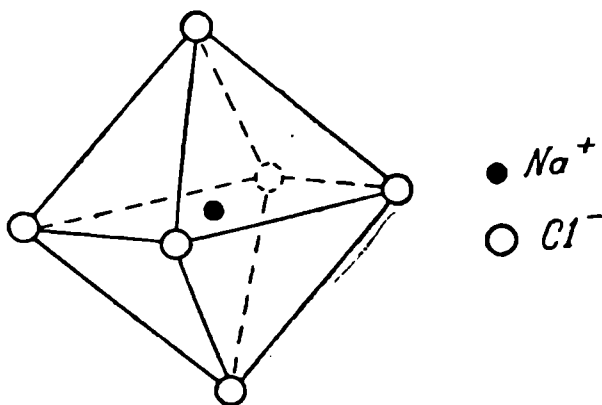
ზოგიერთი ქიმიური ელემენტის ელექტროუარყოფითობის მნიშვნელობა კგ. კალ გრ. ატომი (ა. ს. პოვარენიხის მიხედვით).

ელემენტი	ელ. უარყოფ.	ელემენტი	ელ. უარყოფ.	ელემენტი	ელ. უარყოფ.	ელემენტი	ელ. უარყოფ.
Cs	90	Ca	157	Si	270	S	385
Rb	97	Mg	175	Sb	270	Br	425
K	100	Sc	200	B	290	N	450
Ba	115	Be	210	As	310	Cl	460
Na	118	Al	220	Te	310	O	550
Li	125	Ti	260	P	320	F	605
Sr	125	Ge	265	Se	360		
				I	375		

რაც უფრო დიდია ატომის ელექტროუარყოფითობის მნიშვნელობა, მით მეტია მისი დამყანავი თვისებები, ე. ი. მით უფრო ადვილად ართმევს ის ელექტრონს მეორე ატომს. რაც უფრო ნაკლებად განსხვავდება ორი ურთიერთმოქმედი ქიმიური ელემენტის ატომების ელექტროუარყოფითობის მნიშვნელობა, მით ნაკლებია მათი იონური მესრების შექმნის სწრაფვა და მეტია ატომური (ჰომოპოლარული) კრისტალური მესრის წარმოქმნის შესაძლებლობა.

იონურ კრისტალურ მესრებში იონების დაჯგუფება მოლეკულურად

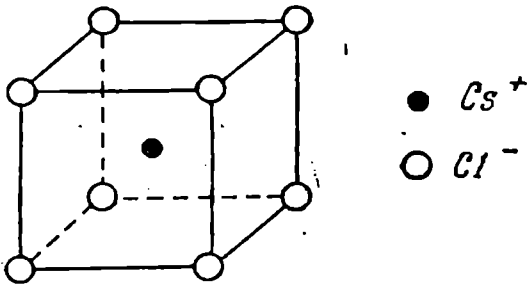
შეუძლებელია და ამიტომ იონური მესერი უნდა წარმოვიდგინოთ როგორც ერთი გიგანტური უწყვეტი მოლეკულა. იონური სტრუქტურების ეს თავისებურება გასაგები იქნება შემდეგი მსჯელობიდან: იონური კრისტალური მესრის სტრუქტურა, უპირველეს ყოვლისა, გაპირობებულია გეომეტრიული ფაქტორით, ვინაიდან ყოველი იონი ცდილობს გარსშემოიკრას საწინააღმდეგოდ დამუხტული იონების მაქსიმალურად დიდი რაოდენობა. ეს რაოდენობა შესაძლებელია იყოს უაღრესად დიდი, თუ ცენტრალური იონის რადიუსთან შედარებით გარემომცველი იონის რადიუსები უაღრესად მცირე იქნებიან. მაგრამ ეს პირობა დაცული რომ იყოს, ამგვარი გარემოცვა მაინც ვერ განხორციელდება, ვინაიდან მაშინ დაირღვევა მუხტების ურთიერთგაწონასწორების პირობა (კრისტალური მესრის ელექტრონეიტრალურობა). ასე



ნახ. 10. ექვსიანი კოორდინაციის სქემა  $NaCl$ -ის კრისტალურ მესერში.

მაგალითად,  $NaCl$ -ის კრისტალში  $Na^{1+}$  იონის რადიუსი იმდენად პატარაა  $Cl^{1-}$ -ის იონის რადიუსზე, რომ ქლორის იონის გარშემო შეიძლება მოთავსდეს ნატრიუმის 12 იონზე მეტი. მაგრამ  $NaCl$ -ის კრისტალის ელექტრონეიტრალურობის პირობა მოითხოვს, რომ კრისტალურ მესერში იყოს ნატრიუმის და ქლორის იონების თანაბარი რაოდენობა და, მაშასადამე, კოორდინაცია ანუ იონთა ურთიერთგარემოცვაც აღექვატური (ერთნაირი). ამიტომაც, რომ  $NaCl$ -ის კრისტალურ მესერში ნატრიუმის იონის გარშემო თავსდება ქლორის ექვსი იონი (ოქტაედრის წვერობში), რაც წარმოადგენს ამ სტრუქტურის კოორდინაციას, როგორც ნატრიუმის, ისევე ქლორის იონებისათვის (ნახ. 10).

ცეზიუმის ქლორიდის კრისტალურ მესერში, ვინაიდან  $Cs^{1+}$  იონის ზომა ახლოსაა ქლორის იონის ზომასთან, კოორდინაცია განსხვავებულია და უდრის რვას (ნახ. 11). აქედან გასაგებია, რომ იონურ სტრუქტურებში AX ტიპის მოლეკულები ( $NaCl$ ,  $CsCl$ ) არ არსებობენ, ვინაიდან ნატრიუმის და ცეზიუმის იონები ამ ნაერთებში ეკვივალენტურად დაკავშირებულია სათანადოდ ქლორის ექვს და რვა იონთან, ისევე როგორც ქლორის იონები სათანადოდ უკავშირდება ნატრიუმის და ცეზიუმის ექვს და რვა იონს. ამრიგად, განხილული ნაერთების შემადგენელი იონების ერთვალენტურობა სტრუქტურაში ბმის რიცხვის გან-



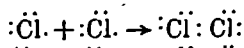
ნახ. 11. რეალური კოორდინაციის სქემა  $CsCl$ -ის კრისტალურ მესერში.

მსაზღვრელი არაა.  $NaCl$ -ის სტრუქტურაში, სადაც ექვსიანი კოორდინაციაა, ორი მეზობელი იონი ერთმანეთთან დასაკავშირებლად ხარჯავს თავისი სავალენტო ბმის ძალის მხოლოდ  $1/6$ -ს,  $CsCl$ -ის მესერში კი  $1/8$ -ს.

იონური კრისტალური მესრები ახასიათებს საკმარისად ბევრ ენდოგენური და ეგზოგენური გენეზისის მინერალს.

ატომურ კრისტალურ მესრებში ბმა სტრუქტურულ ერთეულებს შორის ხორციელდება კოვალენტურად, ამიტომ ასეთ კრისტალურ მესრებს იონურისაგან განსხვავებით პომეოპოლარულს უწოდებენ. კოვალენტური ბმა სტრუქტურულ ერთეულებს შორის ხორციელდება იმ შემთხვევაში, როდესაც ნაერთის შედგენილობაში შემავალი ატომების ელექტროუპრყოფითობას შორის მცირე განსხვავებაა, რის გამოც არ ხდება ერთი ატომის მიერ მეორე ატომისაგან ელექტრონის წართმევა. ამგვარი პირობების დროს ხდება ატომური კრისტალური მესრების წარმოქმნა, სადაც კავშირი სტრუქტურულ ერთეულებს (ატომებს) შორის ხორციელდება თავისუფალი ელექტრონების შეუღლების შედეგად. ეს შეუღლებული ელექტრონები ერთდროულად ეკუთვნიან როგორც ერთ, ისევე მეორე ამ გზით შემზღულ ატო-

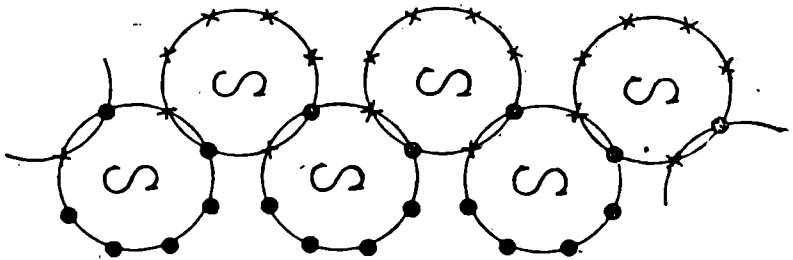
მებს. კოვალენტური ბმის ბუნება ელექტრომაგნიტურია (ვინაიდან ულლდებიან საწინააღმდეგო სპინის მქონე ელექტრონები), რითაც იგი იონური ბმისაგან განსხვავდება, ვინაიდან აქ კავშირები ელექტროსტატიკური ბუნებისაა. ატომთა კოვალენტური შებმა გაპირობებულია (ისევე როგორც იონური ბმის დროს) ატომთა სწრაფვით მდგრადი ელექტრონული კონფიგურაციის შექმნისაკენ (ინერტულ გაზთა ატომების ელექტრონული კონფიგურაცია). ასე მაგალითად, ქლორის მოლეკულაში— $Cl_2$ , ქლორის ორი ატომი ურთიერთდაკავშირებულია კოვალენტურად, რის შედეგადაც თითოეულ ატომს მიუღია არგონის (Ar) ატომის ელექტრონული კონფიგურაცია. ამგვარი შებმა შეიძლება წარმოვიდგინოთ შემდეგი სქემის სახით (სქემაზე წერტილებით ნაჩვენებია ელექტრონები):



კოვალენტური ბმის სქემიდან ჩანს, რომ ამგვარი კავშირის რიცხვი ატომთა ურთიერთდაკავშირებისას შეზღუდულია. მართლაც, ქლორის მოლეკულაში შესაძლებელია მხოლოდ ორი ატომის შებმა, ვინაიდან ორი ატომის თითო თავისუფალი ელექტრონის შეუღლების შედეგად მათი ელექტრონული კონფიგურაცია მდგრადი გახდება და ამის გამო შემდგომი ანალოგიური დაკავშირება ატომებისა აღარ მოხდება. აქედან გასაგებია, რომ ერთი ატომის კოვალენტური ბმის რიცხვი უდრის ელექტრონების იმ რაოდენობას, რომელიც საჭიროა ამ ატომის პერიფერიული ელექტრონული ორბიტის შესავსებად. ამრიგად, პერიოდული სისტემის n-ჯგუფის ელემენტის ატომს შესაძლებელია ჰქონდეს (8-n) კოვალენტური ბმა, ე. ი. ქლორის ატომს—1 ბმა, ჟანგბადის ატომს ორი ბმა (8-6=2), ნახშირბადის ატომს ოთხი ბმა (8-4=4) და ა. შ.

კოვალენტური (ჰომეოპოლარული) კავშირის განხილული თვისებები აპირობებენ ამგვარი ბმების მქონე კრისტალური მესრის ხასიათს, რაც, პირველ რიგში, გაპირობებულია სტრუქტურულ ერთეულთა კოვალენტური ბმების რიცხვით. ქლორის მაგალითის განხილვიდან დავინახეთ, რომ მას (ისევე როგორც სხვა ჰალოგენებს) შეუძლია მხოლოდ ორატომიანი მოლეკულა შექმნას. აქედან გასაგებია, რომ ჰალოგენებს არ შეუძლიათ ჰომოდესმური მყარი ნაერთები შექმნან, ვინაიდან მათი ორატომიანი მტკიცე მოლეკულები (კოვალენტური შიდა ბმით) შეიძლება ერთმანეთს დაუკავშირდნენ მხოლოდ მეტად სუსტი ნარჩენი ბმებით (ვან-დერ-ვაალსის ძალები). ორვალენტიანი ელემენტების— ჟანგბადის და გოგირდის შემთხვევაში განსხვავებული სურათია. ორ-

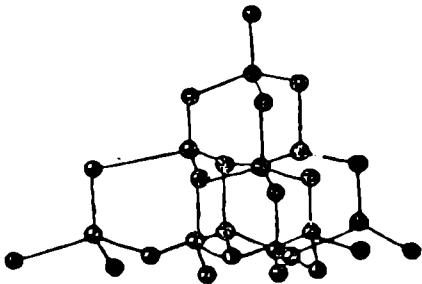
ატომიანი ჟანგბადის მოლეკულაში ორი კოვალენტური ბმა:  $O=O$ . მაგრამ, გარდა ამისა, თითოეული ჟანგბადის ატომი შეიძლება დარჩენილი თითოეული თავისუფალი ბმით დაუკავშირდეს ჟანგბადის ორ სხვა ატომს, რომლებიც ასევე თავის მხრივ არიან დაკავშირებული. ამ გზით შესაძლებელია წარმოიქმნას ან შეკრული მრავალატომიანი რგოლები, ანდა უსასრულო ძეწკეები (ნახ. 12). მაგრამ, ამგვარი სტრუქტურული მოტივებიც არ არიან ჰომოდესმურები, ვინაიდან მათ.



ნახ. 12. გოგირდის ატომების ურთიერთშემა თითო კოვალენტური ბმით უსასრულო ძეწკვის წარმოშობით.

არ შეუძლიათ მარტო კოვალენტური ბმის მქონე სამგანზომილებიანი (სივრცითი) კრისტალური მესრის შექმნა. მსგავსი სურათია სამკვალენტ-

ტოვანი ელემენტების შემთხვევაში; და მხოლოდ პერიოდული სისტემის მეოთხე ჯგუფის ელემენტებს (ოთხკვალენტოვანები) აქვთ სამგანზომილებიანი (სივრცითი) ჰომოდესმური კრისტალური მესრის შექმნის უნარი, სადაც თითოეული ატომი უკავშირდება ოთხ მეზობელ ატომს (ნახ. 13).



ნახ. 13. ალუმინის კრისტალური მესრის სტრუქტურა. ნახშირბადის ატომები ურთიერთდაკავშირებული არიან ტეტრაედრული ორიენტაციის კოვალენტური ბმებით.

ალუმინის სტრუქტურის განხილვიდან ჩანს, რომ ამ სტრუქტურას უნარი აქვს განუსაზღვრელი რაოდენობის ნახშირბადის ატომების მიმა-

ტებისა, ისე, რომ შენარჩუნებული იყოს კრისტალური მესრის სტრუქტურის მოტივი (ტეტრაედრული კოორდინაცია). ამიტომ, რომ.

ალმასის კრისტალი უნდა განვიხილოთ როგორც განუსაზღვრელი სივრცითი გავრცელების ერთი მოლეკულა.

ლ. პაულინგის კვლევების საფუძველზე გაირკვა, რომ ბუნებაში (მიწის ქერქში) ძირითადად გავრცელებულია შუალედური იონურ-კოვალენტური (ატომური) კავშირების მქონე კრისტალური მესრები (ე. ი. მინერალთა უმრავლესობას ახასიათებს ამგვარი კავშირების მქონე კრისტალური მესრები) და მხოლოდ მინერალების მცირე რიცხვს ახასიათებს იონური ან კოვალენტური (ატომური) მესრები.

დღეისათვის გარკვეულია აგრეთვე, რომ ზოგიერთი მინერალის კრისტალურ მესრში, რომელთა სტრუქტურულ ერთეულებს შორის მოქმედებს შუალედი იონურ-კოვალენტური ბმები (რომლებიც უფრო ახლოს დგანან ატომურ ბმებთან), ვლინდება კოვალენტური ბმის სახესხვაობა, ე. წ. დონორულ-აქცეპტორული ბმა. ამგვარი ბმის შემთხვევაში, ისე როგორც იონური ბმის დროს, ერთი ელემენტის ატომის (დონორის) მიერ ხდება ელექტრონის გადაცემა მეორე ელემენტის ატომისათვის (აქცეპტორისათვის), მაგრამ ელექტრონის გადაცემა არაა მუდმივი, და ელექტრონი გარკვეული დროის განმავლობაში იმყოფება ხან ერთი და ხან მეორე ატომის ორბიტაზე, რითაც ახორციელებს ატომების შებმას. აქცეპტორების როლში უმთავრესად გამოდიან კუპროიონები, ხოლო დონორების როლში კი მსხვილი, მცირე მუხტის მქონე ანიონები— $S^{2-}$ ,  $Se^{2-}$ ,  $Te^{2-}$ ,  $As^{3-}$ ,  $Cl^{-}$  და სხვა. დონორულ-აქცეპტორული ბმა დადგენილია პირიტში, კობალტის დიარსენიდებსა და ტეტრაარსენიდებში.

ბინარული შედგენილობის ( $AmBn$ ) მინერალებში ქიმიური ბმის შესწავლამ გამოავლინა, რომ სხვადასხვა ნაერთებში კარბობს ბმის ესა თუ ის ტიპი. ასე მაგალითად, ბუნებრივი ფტორიდები წარმოდგენილნი არიან იონური ნაერთებით, რომელთა კოვალენტურობის ხარისხიც ცვალებადობს 2—20%-ის ფარგლებში. ანალოგიური სურათია აგრეთვე ტუტე მეტალთა ქლორიდებში, თუმცა მათი კოვალენტურობის ხარისხი 27—33%-ს შეადგენს. განსხვავებული სურათია კერარგირიტში— $AgCl$ , რომლის კოვალენტურობაც უდრის 47%, კალომელში— $Hg_2Cl_2$  და მოლეზიტში  $FeCl_2$ , რომელთა კოვალენტურობაც 67% უდრის.

ასევე ზოგიერთ ქანგულში კოვალენტურობის ხარისხი მაღალია; მაგ., კვარცისათვის იგი 54%-ია, პიროლუზიტისათვის — 65%; თუმცა ქანგულების უმრავლესობა ხასიათდება ძირითადად იონური კავშირებით.

სულფიდების უმრავლესობა მიეკუთვნება ატომურ (კოვალენტურ) ნაერთებს, რომელთა კოვალენტურობის ხარისხიც ცვალებადობს 68—88 %-მდე. კიდევ უფრო მაღალი კოვალენტურობით ხასიათდებ-

ბიან სელენიდების, ტელურიდების, არსენიდების და ანტიმონიდების კრისტალური მესრები.

განხილული საკითხებიდან ნათლად ჩანს, რომ იონური (პეტეროპოლარული) და ატომური (პომეოპოლარული) კრისტალური მესრები წარმოადგენენ კოორდინაციულ მესრებს, რომელთა კვანძებშიც მდებარეობენ არა მოლეკულები, არამედ იონები ან ატომები და რომ ეს კრისტალური მესრები უნდა წარმოვიდგინოთ როგორც გიგანტური უსასრულო მოლეკულები. კოორდინაციული კრისტალური მესრის კვანძებში შესაძლებელია გვექონდეს მარტივი იონები ან ატომები, როგორც ეს ახასიათებს:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CuO}$ ,  $\text{ZnS}$ ,  $\text{FeS}_2$  და სხვ. მაგრამ შესაძლებელია, რომ კვანძებში მოთავსდეს კომპლექსური იონებიც, მაგალითად:  $\text{Ca}(\text{TiO}_3)$ ,  $\text{Mg}(\text{SiO}_3)$ ,  $\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)$ ,  $\text{Fe}(\text{WO}_4)$  და სხვა რთული შედგენილობის მინერალები.

მოლეკულური მესრების დამახასიათებელი ნიშანია ის, რომ მესრის კვანძებში მოთავსებულია ცალკეული ელექტრონეიტრალური მოლეკულები, რომელთა შორის ბმა მეტად სუსტია და განხორციელებულია ე. წ. ვან-დერ-ვაალსის (ნარჩენი) ძალებით. ამავე დროს, მოლეკულების შედგენილობაში მონაწილე ატომებს ან იონებს შორის ბმები მტკიცეა—იონური ან კოვალენტური. ამრიგად, მოლეკულური კრისტალური მესრები პეტეროდესმური ბუნების არიან, რაც აპირობებს ამ სტრუქტურების მთელ რიგ სპეციფიკურ თვისებას. იზოდესმური მოლეკულური მესრის მქონე მყარი ნივთიერების მაგალითად გამოდგება დაბალ ტემპერატურაზე მყარ მდგომარეობაში გადაყვანილი ინერტული გაზები. პეტეროდესმური კრისტალური მესრები, რომლებშიც სხვა ტიპის ბმებთან ერთად მოქმედებენ ვან-დერ-ვაალსის ძალები, ბუნებაში საკმაოდ ფართო გავრცელებით სარგებლობენ (თიხის მინერალები, ქარსები, ტალკი, ქლორიტი და სხვა), ხოლო იზოდესმური მოლეკულური მესრები კი მცირე გავრცელებით. მათი წარმომადგენლებია ყინულის კრისტალები ( $\text{H}_2\text{O}$ ), სენარმონტიტი ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) და სხვა.

მოლეკულურ მესრებში კავშირი მოლეკულებს შორის, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ხორციელდება ვან-დერ-ვაალსის (ნარჩენი) ძალებით, რომლებიც შეიძლება სამგვარი ბუნებისა იყოს:

1. ორიენტაციული ძალები გაპირობებული არიან იმით, რომ მოლეკულების უმრავლესობა ავლენს პოლარობას და ქმნის დიპოლებს, კვადრიპოლებს და ა. შ.

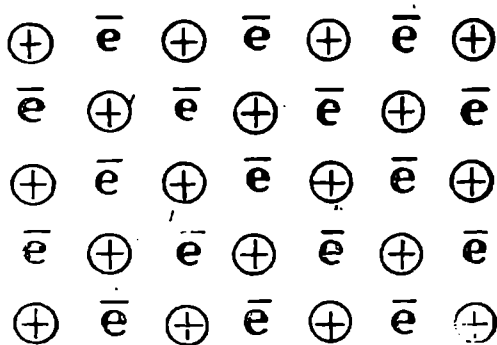
2. დისპერსიული ძალები, რომლითაც შეკავშირებული არიან არაპოლარული მოლეკულები და ინერტული გაზის ატომები. ეს ძალები წარმოიქმნებიან ატომში ელექტრონების და ატომის ბირთვის ერთი-



მეორის მიმართ მოძრაობის შედეგად, რის გამოც წარმოიქმნება სუსტი, ცვალებადი დიპოლები.

3. ინდექციური ძალები, რომლებიც წარმოიქმნებიან მეზობელი მოლეკულის ელექტრონული ველის პოლარიზაციის შედეგად.

მეტალური მესრები წარმოადგენენ უმჭიდროესი წყობით განლაგებულ დადებითად დამუხტულ იონებს, რომელთა შორის სივრცე შევსებულია თავისუფალი ელექტრონებით („ელექტრონული გა-



ნახ. 14. მეტალური მესრას პრინციპული სქემა.

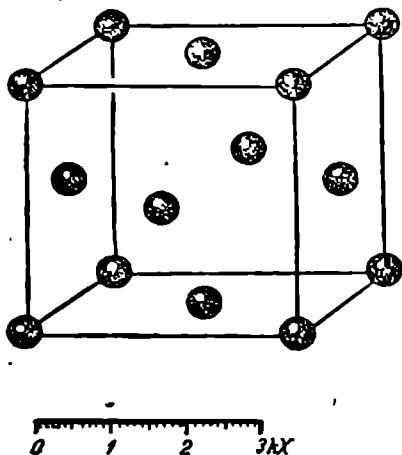
ზით“). ამგვარად, მეტალურ მესრებში არც ერთი ელექტრონი არაა მიმაგრებული გარკვეულ ატომთან, რის გამოც ისინი თავისუფლად მოძრაობენ უმჭიდროესი წყობით განლაგებულ იონებს შორის (ნახ. 14).

მეტალური ბმა არ არის მიმართული და იონების შეერთების დროს ყველა იონი ცდილობს ჭკარს შემოიკრას მეზობელი იონების მაქსიმალური რიცხვი. ასე მაგალითად, ხალასი სპილენძის კრისტალურ მესერში სპილენძის თითოეული იონი (ატომი) გარემოცულია 12 მეზობელი იონით (ატომით) (ნახ. 15).

ბუნებაში მეტალური კრისტალური მესრები შეზღუდული გავრცელებით ხასიათდებიან; ისინი ტიპური არიან ხალასი მეტალებისათვის (Au, Ag, Cu, პლატინოიდები და სხვა).

დასასრულ, კიდევ ერთხელ უნდა აღინიშნოს, რომ მიწის ქერკის აგებულებაში მონაწილე მინერალების დიდი უმრავლესობა ჰეტეროდესმური ბუნებისაა, ვინაიდან მათი კრისტალური მესრის სტრუქ-

ტურულ ერთეულებს შორის ბმა სხვადასხვა ტიპისაა, თუმცა, ბევრ შემთხვევაში რომელიმე ტიპის ბმა არის გაბატონებული.



ნახ. 15. ხალასი სპილენძის კრისტალური მესერი.

### § 13. ატომთა და იონთა რადიუსები

ვინაიდან ატომებს და იონებს წარმოიღგენენ სფერული ფორმის მატერიალურ ნაწილაკებად, გასაგებია, რომ მათ უნდა ჰქონდეთ გარკვეული ზომები—რადიუსები\*. ატომთა და იონთა რადიუსების სიდიდე მეტად მნიშვნელოვანი კრისტალოქიმიურ-გეოქიმიური კონსტანტაა, ვინაიდან ატომთა და იონთა სხვა პარამეტრებთან (ვალენტობა, პოლარიზაციული თვისებები, ელექტროუარყოფითობა და სხვა) ერთად განსაზღვრავს კრისტალური მესრის სტრუქტურას და სტრუქტურულ ერთეულთა ქცევას მესერში.

1923 წელს ი. მ. ვაზაშტერნამ რეფრაქტომეტრიული კვლევის საფუძველზე განსაზღვრა ჟანგბადის და ფტორის იონების რადიუსები— $O^{-2} = 1,32 \text{ \AA}$ ,  $F^{-1} = 1,33 \text{ \AA}$ . ამ სიდიდეების გამოყენების საფუძ-

\* ატომის და იონის რადიუსის ზომაში იგულისხმება ეფექტური რადიუსები, რაშიც შედის მათი ელექტრომაგნიტური ველის ზომა. რომელიც ძირითადად განსაზღვრავს რადიუსის სიდიდეს, ვინაიდან თვით მატერიალური სხეულების (ატომი, იონი) ზომა უმნიშვნელოდ მცირეა.

ველზე ვ. მ. გოლდშმიდტმა 1926 წელს ექსპერიმენტულად,  $\Delta X$ ,  $\Delta X$   $\Delta_2 X$ , ( $A$ —კათიონია,  $X$ —ანიონი) და სხვა ნაერთების შესწავლის სა-  
ფუძველზე გამოთვალა ქიმიური ელემენტების ატომთა და იონთა  
ეფექტური რადიუსები. ეს სიდიდეები შემდეგში შემოწმებულ იქნა  
ბერი მკელევარის (ა. ლანდე, ლ. პულინგი, ნ. ვ. ბელოვი,  
გ. ბ. ბოკი, ბ. ფ. ორმონტი და სხვა) მიერ სხვა მეთოდების გა-  
მოყენებით.

თანამედროვე რენტგენულ-სტრუქტურული ანალიზის მეთოდი სა-  
შუალებას იძლევა გაიზომოს კრისტალურ მესერში ორი მუზობელი  
ატომისა და იონის ცენტრებს შორის მანძილი და ზუსტად გამოთვ-  
ლილ იქნეს ყველა ცნობილი ქიმიური ელემენტის ატომის და იონის  
ეფექტური რადიუსი.

ატომის რადიუსის გასაზომად ატომურ ან მეტალურ კრისტალურ  
მესერში ზომავენ მანძილს ერთი და იმავე ელემენტის ატომებს შორის  
და ამ სიდიდეს ყოფენ ორზე. მაგალითად, ნახშირბადის ატომის რა-  
დიუსი უდრის  $0,77 \text{ \AA}$ , ვინაიდან ალმასის კრისტალურ მესერში ატომ-  
თა შორის მანძილი უდრის  $1,54$  ( $1,54:2=0,77$ ).

იონური რადიუსების გამოსათვლელად შემდეგნაირად იქცევან:  
მაგალითად,  $\text{Na}^{+1}$  რადიუსის საანგარიშოდ რენტგენული მეთოდით  
ზომავენ  $\text{NaF}$  კრისტალურ მესერში იონთა შორის მანძილს, რაც  
 $2,31 \text{ \AA}$  უდრის. ვიცით რა  $\text{F}^{+1}$  იონის რადიუსი  $=1,33 \text{ \AA}$ , ადვი-  
ლად ვპოულობთ ნატრიუმის იონის რადიუსს:  $\text{Na}^{+1} = 2,31 - 1,33 =$   
 $=0,98 \text{ \AA}$ .

ჯერ კიდევ გოლდშმიდტმა დაადგინა, რომ ამა თუ იმ იონის რადიუს-  
ის სიდიდე დამოკიდებულია მისი იონიზაციის ხარისხზე. მაგალითად,  
გოგირდისათვის დადგენილია შემდეგი კანონზომიერება:

$$S_{R^{-2}} = 1,74 \text{ \AA} > S_{R^0} = 1,04 \text{ \AA} > S_{R^{+2}} = 0,34 \text{ \AA};$$

ამრიგად, ერთი და იგივე ქიმიური ელემენტის იონთა და ატომთა  
რადიუსების თანაფარდობის ზოგადი კანონზომიერება შეიძლება გა-  
მოიხატოს სქემით:  $Ri^{-} > Ra^0 > Rk^{+}$ , სადა  $i$ —იონია და  $a$ —ატომი,  
ე. ი. იონის რადიუსის სიდიდე იზრდება უარყოფითი მუხტის ზრდას-  
თან ერთად და მცირდება დადებითი მუხტის ზრდასთან დაკავშირებით:

$$\text{Mn}_{R^{+2}} (0,91 \text{ \AA}) > \text{Mn}_{R^0} (0,70 \text{ \AA}) > \text{Mn}_{R^{+4}} (0,52 \text{ \AA});$$

$$\text{Fe}_{R^{+2}} (0,83 \text{ \AA}) > \text{Fe}_{R^0} (0,62 \text{ \AA}); \quad S_{R^{-2}} (1,74 \text{ \AA}) > S_{R^0} (0,34 \text{ \AA});$$

ეს კანონზომიერება გაპირობებულია იმით, რომ კათიონის ვალენ-  
ტობის ზრდა დაკავშირებულია სავალენტო ელექტრონების მოწყვეტას-

თან, რასაც თან სდევს კათიონის ელექტრომაგნიტური ველის სიდიდის შემცირება და ე. ი. მისი ეფექტური რადიუსის შემცირებაც. ამის საწინააღმდეგოდ, ანიონის ვალენტობის ზრდასთან ერთად ხდება მისი ეფექტური რადიუსის გაზრდა, ვინაიდან ელექტრონების მიმატების გამო, იზრდება ანიონის ელექტრომაგნიტური ველის სიდიდე.

იონთა რადიუსების ზომები ცვალებადობენ  $0,1-2,3 \text{ \AA}$  ფარგლებში, უმრავლესობისა კი —  $0,60-1,10 \text{ \AA}$  ფარგლებში. ამავე დროს, ანიონთა რადიუსების ზომები საკმაოდ აღემატება კათიონების რადიუსების ზომას (არსებობს ზოგიერთი გამონაკლისიც).

განვიხილოთ იონთა რადიუსების ცვალებადობის კანონზომიერება ქიმიურ ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში (ზოგიერთი კანონზომიერება უკვე განვიხილეთ პერიოდული სისტემისაგან დამოუკიდებლად).

1. პერიოდული სისტემის პერიოდების გასწვრივ (მარცხნიდან მარჯვნივ) იონთა მუხტის სიდიდის (ვალენტობის) ზრდასთან ერთად იონთა ეფექტური რადიუსები მცირდება.

2. პერიოდული სისტემის ჯგუფის ფარგლებში, ვერტიკალური მიმართულებით (ზევიდან ქვევით) იონთა რადიუსები იზრდება, რაც გაპირობებულია ელემენტის რიგითი ნომრის ზრდით; მაგალითად,  $Li^{+1}=0,68$ ,  $Na^{+1}=0,97$ ,  $K^{+1}=1,33$ ,  $Rb^{+1}=1,47$  და ა. შ.

3. ამ ორი კანონზომიერებიდან გამომდინარეობს მესამე, რომლის მიხედვითაც პერიოდულ სისტემაში დიაგონალური მიმართულებით მარცხნიდან მარჯვნივ განლაგებულია დაახლოებით თანატოლი რადიუსების მქონე ელემენტთა იონები. მაგალითად  $Li^{+1}$  (0,68) —  $Mg^{+2}$  (0,66) —  $Sc^{+3}$  (0,81) —  $Zr^{+4}$  (0,79); ან  $Na^{+1}$  (0,97) —  $Ca^{+2}$  (0,99) —  $Y^{+3}$  (0,92);  $Ti^{+4}$  (0,68) —  $Nb^{+5}$  (0,69) —  $W^{+6}$  (0,70) და სხვა. ეს დიაგონალური მწკრივების კანონზომიერება დადგენილი იყო ა. ე. ფერსმანის მიერ.

4. პერიოდულ სისტემაში იონთა რადიუსების ზომების კანონზომიერ ცვლას არ ემორჩილებიან ლანთანიდები ( $La^{3+}-Lu^{3+}$ ), რომელთა პლედაშიც, მიუხედავად რიგითი ნომრის ზრდისა (მუდმივი ვალენტობისას), ხდება იონთა რადიუსების შემცირება და არა ზრდა —  $La^{3+}=1,14$ ,  $Lu^{3+}=0,85$ ; ამ მოვლენას ეწოდება „ლანთანიდური შეკუმშვა“ და გამოწვეულია იშვიათ მიწათა ელემენტების ატომთა აგებულების თავისებურებით\*.

\* ლანთანიდების რიგითი ნომრის ზრდასთან ერთად პერიფერიულ (გარეთა) ორბიტალზე (პირველი ორი ორბიტა) ელექტრონების რაოდენობა არ იზრდება, ვინაიდან ხდება გარედან მესამე შეუესებელი ორბიტის ელექტრონებით შევსება, რის გამოც არ იზრდება იონის ეფექტური რადიუსის სიდიდე.

5. ლანთანიდური შეკუმშვის გამო ლანთანიდების უშუალოდ მომყოლი ელემენტების იონთა რადიუსები კი არ იზრდება (როგორც ეს უნდა ყოფილიყო მეორე დებულების მიხედვით), არამედ თავიანთი მსუბუქი პომოლოგების თითქმის ანალოგიური არიან. მაგალითად,  $Zr^{4+} = 0,79$  ( $Z_{Zr} = 40$ ) და  $Hf^{4+} = 0,78$  ( $Z_{Hf} = 72$ );  $Nb^{5+} = 0,69$  ( $Z_{Nb} = 41$ ) და  $Ta^{5+} = 0,68$  ( $Z_{Ta} = 73$ ) და სხვა.

როგორც უკვე აღნიშნული იყო, უმრავლეს იონთა რადიუსების ზომები ცვალებადობენ  $0,60—1,10 \text{ \AA}$  ფარგლებში, მაგრამ, ბევრი იონის რადიუსი მკვეთრად განსხვავდება ამ საშუალო ზომისაგან. ირკვევა, რომ სწორედ ამ იონებს ახასიათებთ კლარკების დაბალი მნიშვნელობა და ისინი წარმოადგენენ მიწის ქერქის ე. წ. დეფიციტურ ელემენტებს. განსაკუთრებით მკვეთრად განსხვავებული ზომის რადიუსები აქვს შემდეგ იონებსა და ატომებს (ცხრ. 25).

ცხრილი 25

საშუალოსაგან მკვეთრად განსხვავებული ზომის რადიუსების მქონე იონები და ატომები

კათიონები	$C^{+4}$	$B^{+3}$	$N^{+5}$	$Be^{+2}$	$S^{+6}$	$Se^{+6}$	$P^{+5}$	$Gr^{+6}$	$Te^{+4}$	$Cs^{+1}$
$R \text{ \AA}$	0,16	0,23	0,15	0,34	0,34	0,35	0,35	0,35	0,56	1,65
ანიონები და ატომები	$S^{-2}$	$Cl^{-1}$	$Se^{-2}$	$Br^{-1}$	$Te^{-2}$	$S^{-1}$	$Ne^0$	$Ar^0$	$Kr^0$	$Xe^0$
$R \text{ \AA}$	1,74	1,81	1,91	1,96	2,11	2,20	1,60	1,92	1,98	2,18

აღნიშნულ ელემენტთა იონებს ახასიათებს რიგი სპეციფიკური გეოქიმიური თავისებურება, რაც პირველ რიგში გამოიხატება მათ მაღალ მიგრაციულ თვისებებში და აქედან გამომდინარე მიწის ქერქში გადანაწილების და გაფანტვის დიდ უნარში. დამახასიათებელი ნიშანია აგრეთვე მათი დაგროვება მაგმური პროცესის გვიანდელ სტადიაში.

იონთა რადიუსებთან ერთად, კრისტალოქიმიისა და გეოქიმიის დიდი მნიშვნელობა აქვს ატომთა რადიუსებსაც. ატომთა რადიუსების მნიშვნელობა განსაკუთრებით დიდია მეტალური და ატომური (კოვალენტური) კრისტალური მესრების წარმოქმნაში.

ატომთა რადიუსები ისეთსავე პერიოდული ცვალებადობის სურათს ამჟღავნებენ როგორც ეს აღინიშნებოდა ატომური მოცულობებისათვის. კერძოდ, ატომთა რადიუსების შედარებიდან ჩანს, რომ დაწყებული

ტუტე მეტალებიდან, ყველა პერიოდში ხდება მისი შემცირება და ამგვარი სურათი ატომური რადიუსების თანდათან შემცირებისა აღინიშნება პერიოდის ბოლომდე; ახალი პერიოდის დაწყებისას კი რადიუსის ზომა მკვეთრად იზრდება.

ატომური რადიუსების მრუდების დაპირისპირება ატომთა იონიზაციის პოტენციალის მრუდთან მკაფიოდ აელენს მათ ანტიბატურობას— ატომის რადიუსის შემცირებას თან სდევს იონიზაციის პოტენციალის ზრდა და პირიქით. აქედან გამომდინარე ვასაგებია, რომ მაღალი იონიზაციის პოტენციალის და მცირე ატომური რადიუსის მქონე ელემენტებისათვის იონური კრისტალური მესრები არ არის დამახასიათებელი. 26-ე და 27-ე ცხრილში მოტანილია ატომთა და იონთა რადიუსების მნიშვნელობა.

ცხრილი 26

ატომური რადიუსების (R) სიდიდეები (Å-ით) \*

ელემენტი	რადიუსი	ელემენტი	რადიუსი	ელემენტი	რადიუსი	ელემენტი	რადიუსი
H	0,46	Mn	1,30	In	1,66	Ta	1,46
He	1,22	Fe	1,26	Sn	1,58	W	1,40
Li	1,55	Co	1,25	Sb	1,61	Re	1,57
Be	1,13	Ni	1,24	Te	1,7	Os	1,35
B	0,91	Cu	1,28	J	—	Jr	1,35
C	0,77	Zn	1,59	Xe	2,18	Pt	1,38
N	0,71	Ga	1,59	Cs	2,68	Au	1,44
O	—	Ge	1,39	Ba	2,21	Hg	1,60
F	—	As	1,48	La	1,87	Tl	1,71
Ne	1,60	Sc	1,6	Ce	1,83	Pb	1,75
Na	1,89	Br	—	Pr	1,82	Bi	1,82
Mg	1,60	Kr	1,98	Nd	1,82	Po	—
Al	1,43	Rb	2,48	Pm	—	At	—
Si	1,34	Sr	2,15	Sm	1,81	Rn	—
P	1,3	Y	1,81	Eu	2,02	Fr	2,80
S	—	Zr	1,60	Gd	1,79	Ra	2,35
Cl	—	Nb	1,45	Tb	1,77	Ac	2,03
Ar	1,92	Mo	1,59	Dy	1,77	Th	1,80
K	2,36	Tc	1,36	Ho	1,76	Pa	1,62
Ca	1,97	Ru	1,34	Er	1,75	U	1,53
Sc	1,64	Rh	1,34	Tu	1,74	Np	1,50
Ti	1,46	Pd	1,37	Yb	1,93	Pu	1,62
V	1,34	Ag	1,44	Lu	1,74		
Gr	1,27	Cd	1,56	Hf	1,59		

\* ცხრილი 26 აღებულია გ. ვოიტკევიჩის და სხვ. გეოქიმიური ცნობარიდან (Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров—Краткий справочник по геохимии, «Недра», 1970).

იონური რადიუსების (R) სიდიდეები (Å-ით)

იონები	გოლდ-შმიდტის მიხედვით	კაულინგის მიხედვით	ბოკის და ბელოვის მიხედვით	სხვა ავტორების მიხედვით (არენსი და სხვ.)
H <sup>-1</sup>	1,54	2,08	1,36	—
Li <sup>1+</sup>	0,78	0,60	0,68	—
Be <sup>2+</sup>	0,34	0,31	0,34	—
B <sup>3+</sup>	—	0,20	0,21	—
BF <sub>4</sub> <sup>1-</sup>	—	—	—	2,28
C <sup>4+</sup>	0,20	0,15	0,20	—
C <sup>4-</sup>	—	2,60	2,60	—
N <sup>5+</sup>	0,15	0,11	0,15	—
N <sup>3-</sup>	—	1,71	1,48	1,30
NH <sub>3</sub> <sup>1+</sup>	1,43	—	—	1,59
NO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	—	—	—	1,59; 2,57
O <sup>6+</sup>	—	0,09	0,09	—
O <sup>2-</sup>	1,32	1,40	1,36	1,45
F <sup>7+</sup>	—	0,07	0,07	1,09; 1,24
F <sup>1-</sup>	1,33	1,36	1,33	—
Na <sup>1+</sup>	0,98	0,95	0,98	—
Mg <sup>2+</sup>	0,78	0,65	0,74	—
Al <sup>3+</sup>	0,57	0,50	0,57	—
Si <sup>4+</sup>	0,39	0,41	0,39	—
Si <sup>4-</sup>	—	2,71	—	—
P <sup>5+</sup>	0,35	0,34	0,35	—
P <sup>3-</sup>	—	2,12	1,86	—
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	—	—	—	3,00
S <sup>6+</sup>	0,34	0,29	0,30	—
S <sup>2-</sup>	1,74	1,84	1,86	1,90
SH <sup>1-</sup>	—	—	—	2,00
Cl <sup>7+</sup>	—	0,26	0,26	—
Cl <sup>1-</sup>	1,81	1,81	1,81	—
Cl <sub>4</sub> <sup>0</sup>	—	—	—	2,39
K <sup>1+</sup>	1,33	1,33	1,33	—
Ca <sup>2+</sup>	1,06	0,99	1,04	—
Sc <sup>3+</sup>	0,83	0,81	0,83	—
Sc <sup>4+</sup>	—	—	0,69	—

## გაგრძელება

იონები	გოლდ-შმიდტის მიხედვით	კაულინგის მიხედვით	ბოკის და ბელოვის მიხედვით	სხვა ავტორების მიხედვით (არენსი და სხვ.)
Sc <sup>3+</sup>	—	—	0,35	—
Sc <sup>2+</sup>	1,91	1,98	1,98	2,02
Ti <sup>4+</sup>	0,64	0,68	0,64	—
Ti <sup>3+</sup>	0,69	—	0,69	—
Ti <sup>2+</sup>	0,80	—	0,78	0,76
V <sup>5+</sup>	0,40	0,59	—	0,59
V <sup>4+</sup>	0,61	0,59	0,61	0,64
V <sup>3+</sup>	0,65	—	0,67	—
V <sup>2+</sup>	0,72	—	0,72	—
Cr <sup>6+</sup>	0,35	0,52	0,52	0,65
Cr <sup>3+</sup>	—	—	0,64	0,55
Cr <sup>2+</sup>	0,83	—	0,83	—
Mn <sup>7+</sup>	—	0,46	0,46	—
Mn <sup>4+</sup>	0,52	0,50	0,52	—
Mn <sup>3+</sup>	0,70	—	0,70	0,67
Mn <sup>2+</sup>	0,91	0,80	0,91	—
Fe <sup>3+</sup>	0,67	—	0,67	0,73
Fe <sup>2+</sup>	0,83	0,75	0,80	0,75
Co <sup>3+</sup>	0,64	—	0,64	0,72
Co <sup>2+</sup>	0,82	0,72	0,78	0,78; 0,80
Ni <sup>3+</sup>	0,35	—	—	—
Ni <sup>2+</sup>	0,78	0,69	0,74	0,68; 0,79
Ni <sup>1+</sup>	—	—	—	0,82
Ni <sup>0+</sup>	—	—	—	0,88
Cu <sup>2+</sup>	0,70	—	0,80	0,69; 0,82
Zn <sup>2+</sup>	0,83	0,74	0,83	0,70
Ga <sup>3+</sup>	0,62	0,62	0,62	—
Ge <sup>4+</sup>	0,44	0,53	0,44	—
Ge <sup>2+</sup>	—	—	0,65	0,98
Ge <sup>1-</sup>	—	2,72	—	—
As <sup>5+</sup>	—	0,47	0,47	—
As <sup>3+</sup>	0,69	—	0,69	—
As <sup>3-</sup>	—	2,22	1,91	—
Se <sup>4+</sup>	—	—	0,69	—



გაგრძელება

იონები	კოლდ-შმიდტის მიხედვით	პაულინგის მიხედვით	ბოკის და ბელოვის მიხედვით	სხვა ავტორების მიხედვით (არენსი და სხვ.)
Sc <sup>6+</sup>	—	—	0,35	—
Br <sup>7+</sup>	—	0,59	0,39	—
Br <sup>1-</sup>	1,96	1,95	1,96	—
Rb <sup>1+</sup>	1,49	1,48	1,49	—
Sr <sup>2+</sup>	1,27	1,13	1,20	1,10
Y <sup>3+</sup>	1,06	0,93	0,97	—
Zr <sup>4+</sup>	0,57	0,50	0,52	—
Nb <sup>5+</sup>	0,49	0,70	0,66	—
Nb <sup>4+</sup>	0,69	0,67	0,67	0,74
Mo <sup>6+</sup>	—	0,62	0,65	—
Mo <sup>4+</sup>	0,68	0,66	0,68	—
MoO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	—	—	—	3,45
Ru <sup>4+</sup>	0,65	0,63	0,62	0,71
Ru <sup>3+</sup>	—	—	—	0,74
Ru <sup>2+</sup>	—	—	—	0,85
Rh <sup>4+</sup>	—	—	0,65	0,71
Rh <sup>3+</sup>	0,68	—	0,75	0,78
Pd <sup>4+</sup>	—	—	0,64	0,73
Pd <sup>3+</sup>	—	—	—	0,72; 0,85
Ag <sup>1+</sup>	1,13	1,26	1,13	—
Cd <sup>2+</sup>	1,03	0,97	0,99	0,92
Jn <sup>3+</sup>	0,92	0,81	0,92	—
Jn <sup>1+</sup>	—	—	1,30	—
Sn <sup>4+</sup>	0,74	0,71	0,67	—
Sn <sup>2+</sup>	—	—	1,02	—
Sn <sup>4-</sup>	—	2,94	—	—
Sb <sup>5+</sup>	—	0,62	0,62	—
Sb <sup>3+</sup>	0,90	—	0,90	—
Sb <sup>3-</sup>	—	2,45	2,08	—
Te <sup>6+</sup>	—	0,56	0,56	0,61
Te <sup>4+</sup>	0,89	0,91	0,69	—
Te <sup>2-</sup>	2,11	2,21	2,22	—
J <sup>7+</sup>	—	0,50	0,50	—
J <sup>6+</sup>	0,94	—	—	0,98

## გაგრძელება

იონები	გოლდ-შმიდტის მიხედვით	პაულინგის მიხედვით	ბოკის და ბელოვის მიხედვით	სხვა ავტორების მიხედვით (არენსი და სხვ.)
J <sup>1+</sup>	—	—	—	1,30
J <sup>1-</sup>	2,20	2,16	2,20	2,19
Cs <sup>1+</sup>	1,65	1,69	1,65	—
Ba <sup>2+</sup>	1,43	1,35	1,38	—
La <sup>3+</sup>	1,22	1,15	1,04	—
Ce <sup>4+</sup>	1,02	1,01	0,88	0,93; 0,87
Ce <sup>3+</sup>	1,18	—	1,02	1,00; 1,02
Pr <sup>4+</sup>	1,00	0,92	—	0,92
Pr <sup>3+</sup>	1,16	—	1,00	1,00
Nd <sup>3+</sup>	1,15	—	0,99	0,99
Sm <sup>3+</sup>	1,13	—	0,97	0,97
Sm <sup>2+</sup>	—	—	—	1,11
Eu <sup>3+</sup>	1,13	—	0,97	0,96
Eu <sup>2+</sup>	—	—	—	1,09; 1,24
Gd <sup>3+</sup>	1,11	—	0,94	0,94
Tb <sup>3+</sup>	1,09	—	0,89	0,92
Dy <sup>3+</sup>	1,07	—	0,88	0,91
Dy <sup>1+</sup>	—	0,96	0,98	0,95
Ho <sup>3+</sup>	1,05	—	0,86	0,89
Er <sup>3+</sup>	1,04	—	0,85	0,87
Tu <sup>3+</sup>	1,04	—	0,85	0,86
Yb <sup>3+</sup>	1,00	—	0,81	0,85
Lu <sup>3+</sup>	0,99	—	0,80	0,84
Hf <sup>4+</sup>	—	—	0,82	0,86
Ta <sup>5+</sup>	—	—	0,66	0,73
W <sup>6+</sup>	—	—	0,65	—
W <sup>4+</sup>	0,68	0,66	0,68	—
Re <sup>6+</sup>	—	—	0,56	0,55
Re <sup>4+</sup>	—	—	0,72	0,71
Os <sup>4+</sup>	0,67	0,65	0,65	0,75
Os <sup>3+</sup>	—	—	—	0,81
Os <sup>2+</sup>	—	—	—	0,89
Jr <sup>4+</sup>	0,66	0,64	0,65	0,75
Jr <sup>3+</sup>	—	—	—	0,81
Jr <sup>2+</sup>	—	—	—	0,89

## გაგრძელება

იონები	გოლდ-შმიდტის მიხედვით	პაულინგის მიხედვით	ბოკის და ბელოვის მიხედვით	სხვა ავტორების მიხედვით (არენსი და სხვ.)
Pt <sup>4+</sup>	—	—	0,64	0,76
Pt <sup>2+</sup>	—	—	—	0,90; 0,87
Pt <sup>6+</sup>	—	—	—	0,81
Pt <sup>8+</sup>	—	—	—	0,57
Au <sup>1+</sup>	—	1,57	1,57	—
Au <sup>3+</sup>	—	—	0,85	—
Hg <sup>2+</sup>	1,12	1,10	1,12	1,65
Tl <sup>3+</sup>	1,05	0,95	1,05	—
Tl <sup>1+</sup>	1,49	1,44	1,36	—
Pb <sup>1+</sup>	0,84	0,84	0,76	—
Pb <sup>2+</sup>	1,32	1,21	1,26	1,17
Bi <sup>6+</sup>	—	0,74	0,74	—
Bi <sup>3+</sup>	—	—	1,20	1,16
Bi <sup>3-</sup>	—	—	2,13	—
At <sup>7+</sup>	—	—	—	0,62
Fr <sup>1+</sup>	—	—	1,75	—
Ra <sup>2+</sup>	1,52	—	1,44	—
Ac <sup>3+</sup>	—	—	1,11	—
Th <sup>4+</sup>	1,10	1,02	0,95	0,99
Th <sup>3+</sup>	—	—	1,68	1,68
Pa <sup>3+</sup>	—	—	1,06	1,05
Pa <sup>4+</sup>	—	—	0,91	0,96
U <sup>6+</sup>	—	—	—	0,83
U <sup>5+</sup>	—	—	—	0,87
U <sup>4+</sup>	1,05	0,97	0,95	0,93; 0,89
U <sup>3+</sup>	—	—	1,04	1,03

## § 14. კოორდინაციული ჩიხხვი

კრისტალური მესრის მდგრადობის ერთ-ერთი უმთავრესი პირობაა, რომ სტრუქტურული ერთეულები (ატომები, იონები და მოლეკულები) ყოველ სტრუქტურაში იყენენ შეძლებისდაგვარად უმჭიდროესად განლაგებული (ნ. ვ. ბელოვის უმჭიდროესი წყობის პრინციპი). სტრუქტურული ერთეულების უმჭიდროესი (კომპაქტური) წყობა ხორციელდება იმით, რომ დიდი ზომის იონები და ატომები ლაგდებიან რა

სივრცეში უმკიდროესად, ჰქმნიან კრისტალური მესრის „ჩონჩხს“, რომლის სიკარიელებიც შევსებულია პატარა ზომის კათიონებით.

ვინაიდან კრისტალური მესრის სტრუქტურულ ერთეულებს ჩვენ პირობითად განვიხილავთ როგორც უკუმშვად სფეროებს (ბირთვებს), გასაგები უნდა იყოს, რომ მათი უმკიდროესი განლაგება (წყობა) სივრცეში უპირველეს ყოვლისა გაპირობებული იქნება მათი ზომებით, რადიუსების თანაფარდობით (გეომეტრიული ფაქტორი) და აგრეთვე მათ შორის მოქმედი შეკავშირების (ბმის) ძალების მიმართულებით.

კრისტალური მესრის სტრუქტურული ერთეულების ნებისმიერი განლაგებისას ისინი სივრცეში ურთიერთგარემოცვაში იქნებიან. რიცხვს, რომელიც გვიჩვენებს, თუ ერთი ტიპის ატომების ან იონების რა რაოდენობა ეკვრის გარს მეორე ტიპის ატომებს ან იონებს კრისტალურ მესერში — ეწოდება კოორდინაციული რიცხვი.

მაგნუსის შრომების საფუძველზე, გაირკვა, რომ კოორდინაციული რიცხვის მნიშვნელობა გაპირობებულია კათიონის რადიუსისა და ანიონის რადიუსის ფარდობით —  $R_k/R_a$ .

AX ტიპის ნაერთების კრისტალური მესრების კოორდინაციული რიცხვის მნიშვნელობა და იონთა (ატომთა) ურთიერთშეხების კონფიგურაცია მოტანილია 28-ე ცხრილში.

ცხრილი 28

AX ტიპის ნაერთების კრისტალური მესრის სტრუქტურულ ერთეულთა ბმის კონფიგურაციები და კოორდინაციული რიცხვები

კოორდინაციული რიცხვი	იონთა (ატომთა) ურთიერთშეხების კონფიგურაცია (კოორდინაციის გეომეტრიული ფიგურა)	$R_A/R_X$ შეფარდების ზღვრული მნიშვნელობა
2	ერთიმეორის პირდაპირ (პანტელი)	0—0,155
3	სამკუთხედი	0,155—0,225
4	ტეტრაედრი ან კვადრატი	0,225—0,414
6	ოქტაედრი	0,414—0,732
8	კუბი	0,732—1
12	უმკიდროესი კუბური ან ჰექსაგონური წყობა (კუბოქტაედრი)	1 და ზევით

მიღებული გეომეტრიული ფიგურები, პირველ რიგში ტეტრაედრი და ოქტაედრი, იმდენად ხშირად გვხვდებიან სხვადასხვა კრისტალურ მესერში, რომ პაულინგი კრისტალური მესრის მოდელებს გამოხატავს ტეტრაედრების და ოქტაედრების სხვადასხვა კომბინაციებით.

ტეტრაედრული კოორდინაციის კარგი მაგალითებია მთელი რიგი კომპლექსური ანიონების (არაორგანულ შეყავათა რადიკალების) სტრუქ-

ტურები; მაგალითად,  $(\text{SiO}_4)^{-4}$ ,  $(\text{SO}_4)^{-2}$ ,  $(\text{PO}_4)^{-3}$ ,  $(\text{SeO}_4)^{-4}$ ,  $(\text{VO}_4)^{-3}$  და სხვა. ამ კომპლექსურ ანიონებში  $R_K/R_a$  შეფარდების მნიშვნელობა ცვალებადობს 0,22—0,41-ის ფარგლებში, რაც დამახასიათებელია ტეტრაედრული კოორდინაციისათვის.

$AX$ —ტიპის ნაერთებში  $R_K/R_a$  შეფარდების მნიშვნელობის ცვლასთან დაკავშირებით კოორდინაციული რიცხვის ცვალებადობის საილუსტრაციოდ განვიხილოთ მინერალ ბრომელიტის— $\text{BeO}$  და ჰალიტის— $\text{NaCl}$  შემთხვევა. ბრომელიტში  $\frac{R_K}{R_a} = \frac{0,35}{1,32} = 0,265$ , რაც

უპასუხებს ტეტრაედრულ კოორდინაციას (ცურციტის —  $\text{ZnS}$  ტიპი); ჰალიტში კი კოორდინაცია უდრის 6-ს (ოქტაედრული კოორდინაცია), ვინაიდან  $\frac{R_K}{R_a} = \frac{0,66}{1,32} = 0,50$ .  $AX$ —ტიპის ნაერთებში იონთა და

ატომთა ურთიერთგარემოცვა (ანტურაჟი) ერთნაირია. ე. ი. კათიონის და ანიონის კოორდინაციული რიცხვი ერთი და იგივეა. განსხვავებული სურათია  $AX_2$ —ტიპის ნაერთებში, სადაც ორი კოორდინაციული რიცხვია და კათიონის კოორდინაციული რიცხვი 2-ჯერ მეტია ანიონის კოორდინაციულ რიცხვზე; მაგალითად,  $\text{SiO}_2$ -სათვის  $\frac{R_K}{R_a} = \frac{0,42}{1,32} =$

$= 0,32$ , ე. ი. სილიციუმის კოორდინაციული რიცხვი უდრის 4-ს (სილიციუმის იონი გარშემოკრულია ჟანგბადის ოთხი იონით, რომლებიც ტეტრაედრის წვეროებში მდებარეობენ). მაგრამ ჟანგბადის კოორდინაციული რიცხვი, სტერეოქიმიური მოსაზრებიდან გამომდინარე, უნდა იყოს ორის ტოლი, ე. ი. ჟანგბადის ყოველი იონის სიახლოვეში იმყოფება სილიციუმის ორი იონი. ამრიგად, კვარცში იონთა კოორდინაცია უდრის 4-ს და 2-ს.

$AX_2$  ტიპის ნაერთებში  $R_K/R_a$  შეფარდების მნიშვნელობის ცვლასთან დაკავშირებით ერთი ტიპის კოორდინაციის შეცვლა მეორე ტიპით მოცემულია 29-ე ცხრილში.

ცხრილი 29

კოორდინაციის სხვადასხვა სახეები  $AX_2$  ტიპის ნაერთებში

ნაერთები	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{CeO}_2$	$\text{ThO}_2$
$R_K/R_a$ . . . . .	0,32	0,50	0,71	0,77
კოორდინაციული რიცხვი*	4; 2	6; 3	8; 4	8; 4
მესრის ტიპი . . . . .	კვარცის	რუტილის	ფლუორიტის	ფლუორიტის

\* პირველი რიცხვი კათიონის კოორდინაციული რიცხვია, მეორე კი—ანიონის,

ABX<sub>3</sub>-ტიპის ნაერთებში კათიონის რადიუსის ანიონის რადიუსთან თანაფარდობა უფრო რთულია და გამოიხატება შემდეგნაირად:

$$n = \frac{R_a + R_K}{2\sqrt{R_a + R_K}}$$

თუ კოეფიციენტ  $n$ -ის მნიშვნელობა ერთზე მეტია, მაშინ ამგვარ ნაერთს ექნება CaCO<sub>3</sub>-ის სტრუქტურა; თუ  $n$ -ის მნიშვნელობა ცვალებადობს 1—0,8 ფარგლებში, მაშინ ნაერთს აქვს პეროვსკიტის (CaTiO<sub>3</sub>) სტრუქტურა, ხოლო თუ 0,8-ზე ნაკლებია, მაშინ კორუნდის (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) სტრუქტურა.

აქვე თვალსაჩინოებისათვის: მოგვაქვს კოორდინაციის რამდენიმე მაგალითი, გამოხატული სფეროების (ბურთულების) კომბინაციით (ნახ. 16).



ნახ. 16. ატომთა და იონთა კოორდინაციის (ერთიერთგარშემოკერის) რამდენიმე შემთხვევა. ა—მოლუწულური ჯაჭვი (პანტელი); კოორდინაციული რიცხვი უდრის 2-ს; ბ—ტეტრაედრული (4); გ—ოქტაედრული (6); დ—კუბური (8); ე—დვიდროესი კუბური წეობა (12).

განხილულიდან ჩანს, რომ ქიმიურ ელემენტთა განაწილების კანონზომიერება კრისტალურ მესერში, ძირითადად გაპირობებულია კათიონის და ანიონის რადიუსების თანაფარდობით. ასეთი შეხედულება კრისტალოქიმიის დამკვიდრდა ვ. მ. გოლდშმიდტის შრომების საფუძველზე. შემდგომში ა. ე. ფერსმანმა, ნ. ვ. ბელოვმა, ა. ფ. კაპუსტინსკიმ და განსაკუთრებით ნათლად კი ლ. პაულინგმა დაგვიანახა, რომ კრისტალური მესრის შექმნა, გარდა გეომეტრიული ფაქტორისა, მნიშვნელოვნადაა გაპირობებული ენერგეტიკული ფაქტორით. ენერგეტიკული ფაქტორის მნიშვნელობა გამოიხატება იმაში, რომ მოცემული ატომები და იონები ქმნიან ისეთ კრისტალურ მესერს (სივრცობრივ წყობას), რომელსაც მინიმალური თავისუფალი ენერგია აქვს. ასეთი კრისტალური მესრის წარმოქმნა კი ხორციელდება მესრის მახასიათებლების (კრისტალური მესრის ტიპი ბმის ბუნების მიხედვით, მესრის გეომეტრიული აგებულება, კოორდინაციული რიცხვი, მესრის სიმეტრია და სხვა) სათანადო შერჩევით.

ენერგეტიკული ფაქტორის მნიშვნელობა იონური სტრუქტურების

შექმნაში პაულინგმა გამოხატა თავის კრისტალოქიმის მეორე კანონში: მდგრად კოორდინაციულ სტრუქტურაში ანიონსა და მის გარემომცველ კათიონებს შორის არსებული სავალენტო კავშირების საერთო სიმტკიცე ანიონის მუხტის სიდიდის ტოლია.

დასასრულ, საჭიროა აღინიშნოს კიდევ ერთი გარემოება; როგორც ვიცით, კრისტალურ მესერში სტრუქტურულ ერთეულთა ბმის კონფიგურაციას—კოორდინაციას და მესერის ტიპს განსაზღვრავს  $R_K/R_a$  შეფარდების მნიშვნელობა (იხილე ცხრილი 28 და 29). მაგრამ, ზოგიერთ შემთხვევაში, მიუხედავად იმისა, რომ  $R_K/R_a$  შეფარდება უპასუხებს ერთ გარკვეულ კოორდინაციას, სინამდვილეში კოორდინაცია სხვაგვარია. მაგალითად,  $ZnS$ -სათვის  $\frac{R_K}{R_a} = 0.41$ , რაც უპასუხებს

ოქტაედრულ (6) კოორდინაციას, იმ დროს, როდესაც სფალერიტში და ვურციტში კოორდინაცია ტეტრაედრულია (4). ასეთივე სურათია  $KF$ -შიც, სადაც  $\frac{R_K}{R_a} = 1$ , რის გამოც კოორდინაცია ამ ნაერთში

12-ის ტოლი უნდა ყოფილიყო, სინამდვილეში კი 8-ს უდრის. ამგვარი დარღვევები გამოწვეულია იონთა პოლარიზაციის მოვლენით.

### § 15. ატომთა და იონთა პოლარიზაციის მოვლენა და მისი კრისტალოქიმიური მნიშვნელობა

სიმარტივისათვის იონებსა და ატომებს აქამდე განვიხილავდით უკუმშვად სფეროებად (ბირთვებად). სინამდვილეში კი ნებისმიერ კრისტალურ მესერში იონთა და ატომთა ელექტრონული გარსები განიცდიან გარკვეულ დეფორმაციას თავიანთი ელექტრონული ველების ურთიერთზემოქმედების შედეგად, რის გამოც მათი სფერული ფორმები ხშირად მნიშვნელოვნადაა შეცვლილი. ამ მოვლენას პოლარიზაცია ეწოდება და იგი გამოიხატება იონთა (ატომთა) ელექტრონული გარსების დეფორმაციაში.

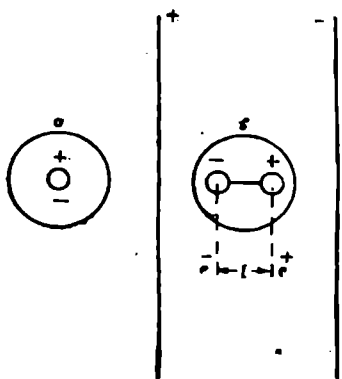
თვალსაჩინოებისათვის განვიხილოთ მარტივი მაგალითი. ვთქვათ, გვაქვს ატომი, რომელიც სქემატურად გამოხატულია უარყოფითად დამუხტულ სფეროდ, რომლის ცენტრში მოთავსებულია დადებითად დამუხტული ბირთვი (ნახ. 17ა). ამავე დროს ელექტრონების უარყოფითი მუხტის სიმძიმის ცენტრი თანხვდება ატომგულის (ბირთვის) სიმძიმის ცენტრს, თუ ამ ატომს მოვთავსებთ ელექტრულ ველში, მოხდება უარყოფითი და დადებითი ელექტრონული მუხტების სიმძი-

მის ცენტრების ერთმეორისაგან დაშორება და წარმოიქმნება ელექტრული დიპოლი (ნახ. 17 ბ).

დიპოლის ელექტრული მომენტი უდრის  $el$ , სადა  $e$ —ბირთვის (ატომგულის) მუხტის (ან ყველა ელექტრონების), სიდიდეა, ხოლო  $l$ — $e$  კი ის მანძილი, რომლითაც დაშორდნენ ერთმანეთს დადებითი და უარყოფითი მუხტების სიმძიმის ცენტრები.

თუ ატომის ან იონის დიპოლის მომენტს, შექმნილს ელექტრული ველით, აღვნიშნავთ  $M$ -ით, გასაგებია, რომ იგი პირდაპირპროპორ-

ციული უნდა იყოს ელექტრული ველის სიდიდის  $E$ -სი, ე. ი.  $M = el = \alpha E$ , სადა  $\alpha$ —პროპორციულობის კოეფიციენტი და ამავე დროს იონის ან ატომის პოლარიზების (დეფორმირების) კოეფიციენტი. კოეფიციენტი  $\alpha$  დამახასიათებელი სიდიდეა ამა თუ იმ ატომის ან იონისათვის და მას ჩვეულებრივად გამოხატავენ კუბურ ანგსტრემებში ( $10^{-24}$  სმ). კოეფიციენტ  $\alpha$ -ს მნიშვნელობას საზღვრავენ ექსპერიმენტულად ატომური ან მოლეკულური რეფრაქციის საფუძველზე ლორენც-ლორენცის ფორმულის საშუალებით:



ნახ. 17. ატომების პოლარიზაცია  
 ა—ნეიტრალურ გაერმოცეაში.  
 ბ—ელექტრულ ველში

$$\alpha = \frac{3}{4\pi N} \cdot \frac{n^2 - 1}{n_{\infty}^2 - 2} \cdot V = \frac{3}{4\pi N} \cdot R_{\infty},$$

სადაც  $N$  ავოგადროს რიცხვია ( $6,06 \cdot 10^{23}$ ),  $n_{\infty}$  — გარდატეხის მაჩვენებელია,  $V$ —გრამმოლეკულური მოცულობა, ხოლო  $R_{\infty}$  კი ატომური ან მოლეკულური რეფრაქცია.

განსხვავებული ვალენტობის მქონე იონებისათვის  $\alpha$ -ს მნიშვნელობა შემდეგნაირად იცვლება:

	$Na^{+1}$	$Mg^{+2}$	$Al^{+3}$	$Si^{+4}$
$\alpha = 10^{-24}$ სმ	0,21	0,12	0,065	0,048

აქედან გამომდინარე შეიძლება ითქვას, რომ მსგავსი აგებულების მქონე იონების შემთხვევაში კოეფიციენტ  $\alpha$ -ს მნიშვნელობა მცირდება იონის მუხტის ზრდასთან ერთად.

ერთვალენტოვან კათიონთა პომოლოგიურ რიგში კი  $\alpha$ -ს მნიშვნე-



ლობის ცვალებადობა კათიონთა რადიუსის ზომებთან დაკავშირებით გამოიყურება შემდეგნაირად:

	Li <sup>+1</sup>	Na <sup>+1</sup>	K <sup>+1</sup>	Rb <sup>+1</sup>	Cs <sup>+1</sup>
$\alpha \cdot 10^{-21}$ სმ	0,075	0,21	0,87	1,87	2,79
Ri(A)	0,78	0,98	1,33	1,44	1,67

ამრიგად, კათიონების პოლარიზაცია — ელექტრონული გარსების დეფორმაცია, მით მეტია, რაც უფრო დიდია კათიონის რადიუსი.

იონთა პოლარიზაციულ თვისებებში არჩევენ აქტიურ პოლარიზაციას, რაც მდგომარეობს კათიონის უნარში — მოახდინოს მეზობელი ანიონის ელექტრონული გარსის დეფორმაცია და პასიურ პოლარიზაციას, რომელსაც განიცდის ანიონი და, რომელაც გამოიხატება მისი ელექტრონული გარსის დეფორმაციაში.

გასაგებია, რომ კრისტალურ მესრის (ნაერთის) აგებულებაში მონაწილე იონები განიცდიან აქტიურ და პასიურ პოლარიზაციის ჯამურ ეფექტს, რაც ა. ე. ფერსმანის მიხედვით შედგება კრისტალური მესრის კვანძების დაახლოებაში და ამის შედეგად მესრის სიმეტრიის გაზრდაში (მესრის ენერჯის გაზრდაში) და კრისტალურ ნაერთის ხსნადობის შემცირებაში; პოლარიზაციის ჯამური ეფექტი ასიმეტრიულ მესრებში ვლინდება მეტად, ვიდრე სიმეტრიულ. მაღალი კოორდინაციული რიცხვის მქონე მესრებში. პოლარიზაციის ჯამური ეფექტის გაზრდა იწვევს იონური მესრების გადასვლას კომპლექსურ, ატომურ, მოლეკულურ და მეტალურ მესრებში. პოლარიზაციის ეფექტის ზრდასთან ერთად იზრდება ნაერთის შეფერალობის ხარისხი, გაუმკვირვებლობა და ელექტროვამტარობა. ამის საწინააღმდეგოდ, მცირდება ნაერთის ხსნადობა, დნობის და დუღილის ტემპერატურა და იზრდება ნაერთის აქროლადობის (აირად მდგომარეობაში გადასვლის) უნარი.

იონთა პოლარიზაციული თვისებების შესახებ არსებული მონაცემებდან მკაფიოდ ჩანს, რომ კათიონებს პასიურ პოლარიზაცია ათჯერ და ასჯერ ნაკლებია, ვიდრე ანიონებისა: ამის საწინააღმდეგოდ, კათიონების აქტიური პოლარიზაციის უნარი ბევრჯერ მეტია ანიონების აქტიური პოლარიზაციის უნარზე.

იონთა და ატომთა პოლარიზაციული თვისებების ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორებია: 1) იონთა და ატომთა რადიუსების სიდიდე, 2) იონთა მუხტის სიდიდე და 3) იონთა და ატომთა ელექტრონული გარსების აგებულების ხასიათი (ტიპი).

აღნიშნული ფაქტორების გავლენა პოლარიზაციულ თვისებებზე შემდეგნაირად ვლინდება:

1. რაც უფრო დიდია იონთა და ატომთა რადიუსები, მით მეტია მათი პასიური პოლარიზაცია და რაც უფრო მცირეა მათი რადიუსების ზომა, მით მეტია მათი აქტიური პოლარიზაციის უნარი.

2. რაც უფრო დიდია იონთა მუხტი, მით მეტია მათი აქტიური პოლარიზაცია და რაც უფრო მცირეა მუხტი, მით მეტია მათი პასიური პოლარიზაცია.

3. მცირე ზომის და დიდი მუხტის მქონე იონები იჩენენ აქტიური პოლარიზაციის მაქსიმუმს, ხოლო დიდი ზომის და მცირე მუხტის იონები (ანიონები) ხასიათდებიან მაქსიმალური პასიური პოლარიზაციით.

4. „კუპრო“ ტიპის (18-ელექტრონიანი გარსის მქონე) კათიონები ძლიერ აქტიურ პოლარიზაციასთან ერთად იჩენენ საკმაოდ მნიშვნელოვან პასიურ პოლარიზაციულ თვისებებსაც.

პოლარიზაციის შედეგად არ ხდება მაღალი სიმეტრიის მქონე კრისტალური მესრების სტრუქტურის დარღვევა, მაგრამ ანიონის ძლიერი პოლარიზების (დეფორმირების) შედეგად ხდება კრისტალურ მესერში იონთა შორის მანძილის შემცირება (ცხრ. 30).

ც ხ რ ი ლ 30

პოლარიზაციის ეფექტის ზრდასთან დაკავშირებით კრისტალურ მესერში იონთა შორის მანძილის შემცირება და სათანადოდ ხსნადობის შემცირება (AX ტიპის ნაერთები)

ნაერთი	A-X შორის გაზომილი მანძილი	იონთა რადიუსების ჯამი ( $R_A + R_X$ ) Å	ხსნადობა გრ./ლიტრ.
AgF	2.46	2.59	1720
AgCl	2.77	3.07	$15 \cdot 10^{-4}$
AgBr <sub>2</sub>	2.88	3.22	$1,1 \cdot 10^{-6}$
AgJ	2.99	3.46	$5,5 \cdot 10^{-7}$

მოყვანილი მონაცემებიდან ჩანს, რომ AX ტიპის ნაერთებში იონთა რადიუსების ჯამი ოთხივე შემთხვევაში აღემატება ამავე იონთა შორის კრისტალურ მესერში გაზომილ მანძილს. ამავე დროს AgF-დან AgJ-კენ სხვაობა გაზომილ მანძილსა და რადიუსთა ჯამს შორის იზრდება, რაც შეესაბამება პოლარიზაციის ეფექტის ზრდას, გამოწვეულს განხილულ ნაერთთა ანიონების რადიუსის ამავე მიმართულებით ზრდით (მუხტი უცვლელი რჩება).

პოლარიზაციის შედეგად კრისტალურ მესერში იონთა შორის მანძილის შემცირება ხშირად იწვევს კომპლექსური იონების გაჩენას. მაგალითად, პატარა მაღალმუხტიანი კათიონები  $S^{+6}$ ,  $C^{+4}$ ,  $N^{+5}$  უანგ-

ბადის დიდი ზომის იონებთან კრისტალურ მესერში თანარსებობის დროს  $(\text{SO}_4)^{-2}$ ,  $(\text{CO}_3)^{-2}$  და  $(\text{NO}_3)^{-1}$  კომპლექსურ ანიონებს. მიუხედავად იმისა, რომ პოლარიზაციის გამო კომპლექსური იონების ზომები ბევრად უფრო მცირეა, ვიდრე კომპლექსის აგებულებაში მონაწილე იონების რადიუსების ჯამი, უმრავლეს შემთხვევაში კომპლექსური იონის რადიუსი აღემატება მის აგებულებაში მონაწილე იონების რადიუსებს ცალ-ცალკე.

კომპლექსურ იონებში ცალკეული იონების ურთიერთშეკავშირება (ბმა) იმდენად მტკიცეა, რომ მთელი კომპლექსი იძენს დამოუკიდებელი, ერთი მთლიანი (უარყოფითი) იონის თვისებებს როგორც ხსნარში, ისევე მყარ ფაზაში—კრისტალურ მესერში. მაგალითად,  $\text{CaCO}_3$  კრისტალურ მესერში არსებობენ მარტივი კათიონები  $\text{Ca}^{+2}$  და კომპლექსური ანიონები  $(\text{CO}_3)^{-2}$ , რომლებიც კრისტალური მესრის ტოლფასი მშენებელი (სტრუქტურული) ერთეულებია და მოთავსებული არიან მესრის კვანძებში.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ პატარა, მალაქვალენტოვანი კათიონების სწრაფვას, ზოგიერთ ანიონთან შებმისას წარმოშვან დიდი ზომის, მაგრამ მცირე მუხტიანი კომპლექსიონები, დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს, განსაკუთრებით ბუნებრივი სისტემებიდან (მდნარები-მაგმა, ხსნარები-ჰიდროთერმები, გაზური ხსნარები) ნივთიერების კრისტალიზაციის (მყარი ფაზის გამოყოფის) პროცესის კანონზომიერების გარკვევაში.

ბუნებრივ ქიმიურ ნაერთთა (მინერალები) უმრავლესობა—სილიკატები. სულფომარილები, კარბონატები, ტიტანატები, ბორატები და სხვა (მარტივი სულფიდების, ჰალოგენიდების და ენგეულების გამოკლებით) ხასიათდებიან იმით, რომ მათ კრისტალურ მესერში არსებობს ცალკეული კომპლექსიონები  $(\text{SiO}_4)^{-4}$ ,  $(\text{TiO}_4)^{-4}$ ,  $(\text{CO}_3)^{-2}$ ,  $(\text{BO}_3)^{-3}$ ,  $(\text{PO}_4)^{-3}$ ,  $(\text{SO}_4)^{-2}$  და სხვა. თუ კრისტალურ მესერში ამგვარი კომპლექსური იონი გარემოცულია (კოორდინირებულია) პატარა ზომის და დიდი მუხტის მქონე კათიონით, მაშინ ამ კათიონის აქტიური პოლარიზაციის გამო ხდება კომპლექსიონის შემადგენელი იონების ნაწილობრივი ურთიერთდაცილება; ამ მოვლენას ეწოდება კონტრაპოლარიზაცია. ზოგიერთ უკიდურეს შემთხვევაში, კონტრაპოლარიზაციის გამო შესაძლებელია მოხდეს კომპლექსური იონის დაშლა და ახალი კომპლექსური იონის წარმოქმნა. მის შედგენილობაში შევა კათიონი, რომელიც იწვევდა კონტრაპოლარიზაციას და დაშლილი ძველი კომპლექსის შემადგენელი იონი; ამ მოვლენას ეწოდება დეპოლარიზაცია.

დეპოლარიზაციის მაგალითად ბ. ა. გავრუსევიჩის მოკყავს პეროც-

კიტის  $\text{CaTiO}_3$ -ის სტრუქტურის გარდაქმნა კორუნდის სტრუქტურის ტიპში, რომელიც ახასიათებს მინერალ გეიკელიტს  $\text{MgTiO}_3$ -ს,  $\text{Ca}^{+2}$  იონის  $\text{Mg}^{+2}$  იონით ჩანაცვლების გამო. პეროვსკიტის შესერი შედგება  $\text{Ca}^{+2}$  კათიონებისა და კომპლექსური ანიონებისაგან  $(\text{TiO}_3)^{-2}$ . თუ  $\text{Ca}^{+2}$ -ის იონებს ( $R=1,06\text{\AA}$ ), ჩაანაცვლებთ იგივე მუხტის მქონე, მაგრამ უფრო პატარა ზომის  $\text{Mg}^{+2}$ -ის იონებით ( $R=0,78\text{\AA}$ ), რომლებსაც უფრო მეტი აქტიური პოლარიზაციის უნარი აქვთ,  $(\text{TiO}_3)^{-2}$  კომპლექსურ იონზე იზრდება კათიონის კონტრპოლარიზაციული ზემოქმედება. ამის გამო კომპლექსი ფაქტიურად იშლება, ვინაიდან გეიკელიტის შესერში  $\text{Mg}$  და  $\text{Ti}$ -ს მსგავსი გეომეტრიული მდებარეობა აქვთ. უანგბადის ანიონები კი თავსდებიან  $\text{Mg}$  და  $\text{Ti}$  კათიონებს შორის, ანალოგიურად უანგბადის მდებარეობისა ალუმინის კათიონებს შორის კორუნდში.

დეპოლარიზაციასთან დაკავშირებით საკიროა განვმარტოთ მორფოტროპიის ცნებაც, რომელიც კრისტალოქიმიაში ვ. მ. გოლდშმიდტმა შემოიტანა. მორფოტროპია ნიშნავს ნაერთთა გარკვეულ რიგში. კრისტალური მესრის სტრუქტურის შეცვლას, გამოწვეულს მესრის სტრუქტურულ ერთეულთა რადიუსების შეფარდების და პოლარიზაციული თვისებების შეცვლით. ამ განმარტებიდან ჩანს, რომ დეპოლარიზაციის მოვლენა წარმოადგენს მორფოტროპული გარდაქმნის კერძო შემთხვევას, ვინაიდან იგი ვლინდება კომპლექსური ანიონების შემცველ სტრუქტურებში ( $\text{ABX}_3$  ნაერთები). რაც შეეხება მორფოტროპულ გარდაქმნებს, ისინი შესაძლებელია ხორციელდებოდნენ  $\text{AX}_1$ ,  $\text{AX}_2$ ,  $\text{A}_2\text{X}_3$  და ა. შ. ნაერთებშიც.

მორფოტროპული გარდაქმნის მაგალითად შეიძლება განვიხილოთ კადმიუმის ნაერთები VI ჯგუფის ანიონებთან (ცხრ. 31).

ც ს რ ი ლ ი 31

ნაერთთა მორფოტროპული რიგის ერთი შემთხვევა

ნაერთები	ანიონის $R(\text{\AA})$	ანიონის პასიური პოლარიზაცია $a-10^{-24}$ სმ	სტრუქტურის გეომეტრიული ტიპი	მესრის ტიპი ბმის აალების მიხედვით
CdO	1,32	3,1	NaCl-ის ვერტიკის ვერტიკის მაღალ $\infty^2$ სფალერიტის დაბალ $\infty^2$ სფალერიტის	იონური
CdS	1,74	5,2		იონურ-ატომური
CdSe	1,91	6,4		
CdTe	2,11	9,6		

მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე სხვადასხვა ნაერთებისათვის მორფოტროპული გარდაქმნები—მორფოტროპული რიგები (სერიები) მეტად დამახასიათებელია და ცნობილია კარბონატებისათვის, ვოლფ-რამატებისათვის, სილიკატებისათვის, ალუმინატებისათვის და სხვ.

პოლარიზაციის მოვლენის განხილვის დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ „კუპრო“ ტიპის იონები, რომლებიც თავიანთი ელექტრონული გარსების აგებულების თავისებურების გამო აქტიური პოლარიზაციის მაღალი ხარისხით ხასიათდებიან, დაბალი ვალენტობის შემთხვევაშიც ხშირად კომპლექსურ ნაერთებში გვევლინებიან მაკონტროლარიზებული კათიონების როლში. ამით არის გაპირობებული ის, რომ მრავალი სულფიდური ნაერთი ( $Cu_2S$ ,  $Ag_2S$ ,  $PbS$  და სხვ.), რომელთაც დაბალვალენტოვანი „კუპრო“ ტიპის კათიონები აქვთ,  $As_2S_3$ ,  $Sb_2S_3$ ,  $Bi_2S_3$ ,  $SnS_2$ ,  $GeS_2$  და სხვა ნაერთებთან რეაგირებისას ადვილად წარმოქმნის ისეთ კომპლექსურ ნაერთებს, როგორიცაა: ტეტრაედრიტი— $Cu_3Sb_3S_9$ , ტენანტიტი— $Cu_3As_3S_9$ , პირარგირიტი— $Ag_3Sb_3S_9$ , პრუსტიტი— $Ag_3As_3S_9$ , არგროდიტი— $Ag_8Ge_8S_8$ , აიკინიტი— $PbCuBiS_3$ , ანლორიტი— $PbCu[SbS_2]_3$ , ვიტხენიტი— $Cu_3BiS_3$ , ვალენობისმეტიტი— $PbBi_2S_3$ , ლაუტიტი— $CuAs$  და სხვა მრავალ, ჰიდროთერმული საბადოებისათვის დამახასიათებელ მინერალს („კუპრო“ ტიპის იონთა შორის განსაკუთრებული ადგილი უკირავს  $Zn$ -ს, რომელიც მხოლოდ იშვიათ შემთხვევაში მონაწილეობს კომპლექსური სულფიდების წარმოქმნაში: გერმანიტი— $Cu_3[Ge, Zn]S_4$ ).

## § 16. კრისტალური მხარის ენაგია და მისი გეოქიმიური მნიშვნელობა

ჯერ კიდევ 1934 წელს ვ. ი. ვერნადსკი აღნიშნავდა გეოქიმიური პროცესების ენერგეტიკული მხარის დიდ მნიშვნელობას. ამასთან დაკავშირებით შეთანხმდნენ, რომ გეოენერგეტიკას საფუძვლად უნდა დაედოს კრისტალური მესრის ენერგია, ვინაიდან იგი წარმოადგენს იონთა მუხტის სიდიდის და რადიუსთა ზომის ფუნქციას. ხოლო იონები კი ბუნებრივი ფიზიკურ-ქიმიური სისტემების კომპონენტებია. ამრიგად, კრისტალური მესრის ენერგია გეოქიმიური პროცესების (ბუნებრივ ფიზიკურ-ქიმიურ სისტემებში გარდაქმნების) ენერგეტიკის მაჩვენებელია. მაგალითად, მინერალთა გამოკრისტალების თანამიმდევრობა მაგმიდან და ჰიდროთერმული ხსნარებიდან, მინერალთა მღვრალობა და სხვა გაპირობებულია მინერალთა კრისტალური მესრის ენერგიის მნიშვნელობით, რაზედაც უფრო ვრცლად შეეჩერდებით მომდევნო პარაგრაფში.

კრისტალური მესრის ენერგია ეს ის ენერგიაა, რომელიც გამოიყოფა მაშინ, როდესაც იზოლირებული ატომები ან იონები დაუკავშირდებიან რა ერთმანეთს, წარმოქმნიან ამა თუ იმ კრისტალურ მესერს. კრისტალური მესრის ენერგიას შეიძლება მივცეთ შებრუნებული განსაზღვრაც: ენერგია, რომელიც უნდა დაგხარჯოთ იმისათვის, რომ მესერი დაშალოთ მის სტრუქტურულ ერთეულებად (ატომებად, იონებად და დავაცილოთ ისინი ერთმანეთს უსასრულოდ დიდ მანძილზე) ეწოდება კრისტალური მესრის ენერგია. კრისტალური მესრის ენერგია ჩვეულებრივად იანგარიშება გრამმოლეკულისათვის და გამოიხატება დიდ კალორიებში.

ძნელი წარმოსადგენი არ უნდა იყოს, რომ, ვინაიდან სხვადასხვა კრისტალურ მესრებში სტრუქტურულ ერთეულებს შორის ბმის (კავშირის) ძალები განსხვავებულია (იონური, კოვალენტური, ვან-დერ-ვაალსის, მეტალური) და ამავე დროს ბუნებაში ფართოდაა გავრცელებული ბმის ძალების მიხედვით შერეული ტიპის მესრებიც, კრისტალური მესრის ენერგია რთულ სიდიდეს უნდა წარმოადგენდეს.

კრისტალური მესრის ენერგიას ჩვეულებრივად ანგარიშობენ ექსპერიმენტულად, ე. წ. მ. ბორნ-გაბერიის წრიული ციკლის მიხედვით, რომელიც კრისტალური მესრის წარმოქმნას განიხილავს თერმოქიმიის პოზიციიდან. მაგალითისათვის განვიხილოთ სუფრის მარილის ( $\text{NaCl}$ ) მიღების შემთხვევა მეტალური ნატრიუმიდან და გაზობრივი ქლორიდან:  $2[\text{Na}] + (\text{Cl}_2) = 2[\text{NaCl}] + 2Q$  (კვადრატულ ფრჩხილებში ჩასმულია მყარი ნივთიერება, ხოლო მრგვალში კი—გაზობრივი). აღნიშნული რეაქცია ეგზოთერმულია და  $\text{NaCl}$ -ის ყოველი გრამმოლეკულის წარმოქმნისას გამოიყოფა სითბო— $Q = 97,7$  კილოკალორიის რაოდენობით.

$\text{NaCl}$ -ის წარმოქმნის პროცესი დავშალოთ ცალკეულ ელემენტარულ მდგენელებად და განვიხილოთ თითოეული ამ ელემენტარული პროცესის მსვლელობის დროს დახარჯული ან გამოყოფილი სითბური ენერგიის რაოდენობა (ნახ. 18). ჰესის კანონის მიხედვით, ამ ელემენტარული პროცესების მსვლელობისას დახარჯული ან გამოყოფილი სითბური ენერგიის ჯამი ტოლი უნდა იყოს ერთი გრამმოლეკულა  $\text{NaCl}$  წარმოქმნის დროს გამოყოფილი სითბოსი ( $Q = 97,7$  კილოკალორია).

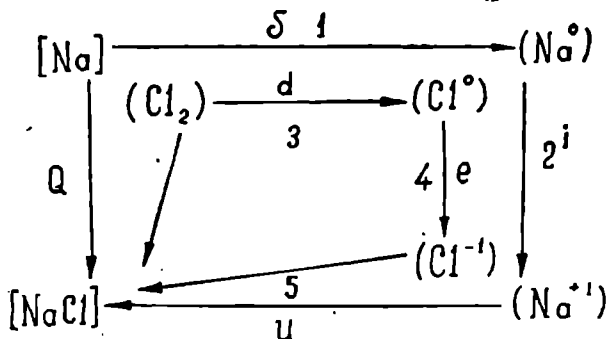
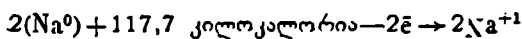
ელემენტარული პროცესები შემდეგია:

1. მყარი ნატრიუმი გადაგვყავს გაზობრივ მდგომარეობაში, რისთვისაც იხარჯება სითბოს გარკვეული რაოდენობა. სითბოს ეს რაოდენობა წარმოადგენს გადნობისა და სუბლიმაციის მოლეკულური

სითბოების ჯამს, რაც შეიძლება ვიანგარიშოთ კალორიმეტრიული გზით.

$2[\text{Na}] + 26,91$  კილოკალორია  $\rightarrow 2(\text{Na}^0)$ ; ე. ი.  $\delta = 26,91$  კილოკალორიას.

2. გაზობრივ მდგომარეობაში მყოფი ნატრიუმის ატომები გადაგვყავს იონურ მდგომარეობაში, რისთვისაც ნატრიუმის 2 ატომს ვართმევთ ელექტრონებს და ვხარჯავთ იონიზაციისათვის საჭირო სითბოს —  $i$ .



ნახ. 18.  $\text{NaCl}$ -ის კრისტალური მესრის ენერჯის გამოთვლის სქემა ბორნ-გაბერის წრიული ციკლის მიხედვით. ევქტრებით 1—5 ნაჩვენებია ელემენტარული პროცესები.  $\delta$ —ნატრიუმის სუბლიმაციის პროცესი;  $i$ —ნატრიუმის იონიზაციის პროცესი;  $d$ —ქლორის მოლეკულის დისოციაციის პროცესი;  $e$ —ქლორის იონიზაციის პროცესი,

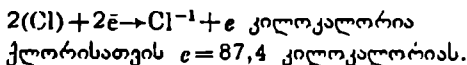
$i$ —ტოლია ენერჯის (შებრუნებული ნიშნით), რომელიც გამოიყოფა მონოქრომატული გამოსხივების სახით, მაშინ, როდესაც ელექტრონი უსასრულოდ დაშორებული ალგზნებული ორბიტიდან გადადის ნეიტრალური ატომის ნორმალურ ორბიტაზე. ნატრიუმისათვის  $i = 117,7$  კილოკალორიას.

3. ვახდენთ ქლორის მოლეკულის  $(\text{Cl}_2)$  დაშლას ატომებად  $(\text{Cl}^0)$ , რისთვისაც ვხარჯავთ დისოციაციისათვის საჭირო სითბოს —  $d(\text{Cl}_2) + d$  კილოკალორია  $\rightarrow 2(\text{Cl})$ .

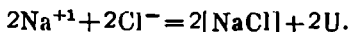
დისოციაციისათვის საჭირო სითბო შეიძლება ვიანგარიშოთ თერმოქიმიურად, ქლორისათვის  $d = 56,81$  კილოკალორიას.

4. ნატრიუმის იონიზაციის დროს განთავისუფლებული ორი ელექტრონის ქლორის ორ ატომთან შეერთების შედეგად ქლორის ატომე-

ბი გარდაიქმნებიან იონებად და ამავე დროს გამოიყოფა (ელექტრონათესაობის) სითბოს გარკვეული რაოდენობა —  $e$ .



5. ნატრიუმის კათიონის და ქლორის ანიონის შებმის შედეგად მიიღება  $\text{Na}(\text{I})$  და გამოიყოფა სითბოს გარკვეული რაოდენობა —  $U$ , რომელიც ტოლია  $\text{NaCl}$ -ის კრისტალური მესრის ენერჯისა.



ამრიგად, ჰესის კანონის საფუძველზე შეიძლება დაიწეროს შემდეგი ტოლობა:  $2Q = -2\delta - 2i - d + 2e + 2U$  ან

$$Q = -\delta - i - \frac{d}{2} + e + U, \text{ აქედან}$$

$$U = Q + \delta + i + \frac{d}{2} - e = 97,7 + 26,91 + 117,7 + \frac{56,81}{2} - 87,4 =$$

$$= 183,31 \text{ კილოკალორია}$$

უნდა აღინიშნოს, რომ ამ მეთოდით გამოთვლილი კრისტალური მესრის ენერჯია არ იძლევა საესებით სწორ მონაცემებს და სხვადასხვა ტიპის ნაერთებისათვის გვაძლევს სხვადასხვა ცდომილებას. მიუხედავად ამისა, ბორნ-გაბერის წრიული ციკლი ერთადერთი ექსპერიმენტული მეთოდია კრისტალური მესრის ენერჯის გამოსათვლელად და ამიტომ ფართოდაა გავრცელებული.

მ. ბორნის და ა. ლანდეს მიერ კულონის კანონის საფუძველზე შემუშავებული იყო თეორიული — ელექტროსტატიკური მეთოდი იონური, მარტივი  $A_n B_m$  ტიპის კრისტალური მესრების ენერჯის გამოსათვლელად. ენერჯის საანგარიშო საბოლოო ფორმულა გამოიხატება შემდეგნაირად:

$$U = a \frac{W_1 \cdot W_2 e^2 N}{R} \cdot \left( 1 - \frac{1}{m} \right),$$

ამ ფორმულაში:  $a$  — მადელუნგის კოეფიციენტი (რომლის მნიშვნელობაც გაპირობებულია იონთა განაწილების ხასიათით სივრცეში — მესერში;  $\text{NaCl}$ -ის ტიპის მესრისათვის იგი უდრის 1,747, სხვა ტიპის მესრებში მისი მნიშვნელობა სხვაა).

$W_1$  და  $W_2$  — კათიონის და ანიონის ვალენტობა;

$N$  — ავოგადროს რიცხვი ( $6.024 \cdot 10^{23}$ );

$e^2$  — ელექტრონის მუხტის კვადრატი;

$R$  — კათიონის და ანიონის რადიუსთა ჯამი ანგსტრემებში;



$m$ —ატომთა ელექტრონული გარსების განზიდვის კოეფიციენტი, რომლის მნიშვნელობა მრავალი ნაერთისათვის შეიძლება მიღებული იყოს 9-ს ტოლად.

მოყვანილი ფორმულით მინერალის კრისტალური მესრის ენერჯიის საანგარიშოდ საჭიროა: 1) მინერალის (ნაერთის) ქიმიური შედგენილობის ცოდნა; 2) ნაერთის სტრუქტურის და კათიონსა და ანიონს შორის (მათ ცენტრებს შორის) მანძილის ცოდნა, რაც რენტგენომეტრიულად ისაზღვრება; 3) მადელუნგის კოეფიციენტის მნიშვნელობის ცოდნა. ვინაიდან მადელუნგის კოეფიციენტის გამოანგარიშება მრავალი ქიმიური ნაერთისათვის და პირველ რიგში რთული ნაერთებისათვის პრაქტიკულად შეუძლებელია, ამიტომ ბორნ-ლანდეს ფორმულის გამოყენება ძალიან შეზღუდულია.

აღნიშნული სირთულეების გამო, ა. ფ. კაპუსტინსკიმ (1933) ბორნ-ლანდეს ფორმულა გაამარტივა და გამოიყვანა ფორმულა, რომლის მეშვეობითაც შესაძლებელია მარტივი არითმეტიკული გამოთვლების საფუძველზე ვიანგარიშოთ. მრავალი ნივთიერების (მინერალის) კრისტალური მესრის ენერჯია. ა. ფ. კაპუსტინსკიმ ნათლად დაგვანახა, რომ: 1. ბორნ-ლანდეს ფორმულიდან შესაძლებელია მადელუნგის კოეფიციენტის  $a$ -ს გამოტანა, ვინაიდან მისი მნიშვნელობა პროპორციულია ნაერთის მოლეკულაში იონთა რიცხვის— $\Sigma_n$  და 2. ელექტრონული გარსების განზიდვის კოეფიციენტი— $m$  უნივერსალური სიდიდეა და ბინარული ნაერთებისათვის შეიძლება მიღებული იყოს 9-ის ტოლად. აღნიშნულის საფუძველზე, კაპუსტინსკიმ ბორნ-ლანდეს ფორმულის ყველა რიცხვითი კონსტანტების ( $a$ ,  $e^2N$  და  $m$ ) გადაანგარიშების საფუძველზე მიიღო ერთი რიცხვითი მაჩვენებელი—256.1\* და მოგვცა საკმაოდ მარტივი და ადვილად მოსახმარი ფორმულა: 
$$U = 256,1 \frac{\Sigma_n W_h W_a}{R_h + R_a},$$
 რომელიც საბოლოოდ დააზუსტა 1949

წელს და გამოხატა შემდეგნაირად:

$$U = 287,2 \frac{\Sigma_n W_h W_a}{R_h + R_a} \left(1 - \frac{0,345}{R_h + R_a}\right),$$

სადაც  $\Sigma_n$ —ნაერთის კრისტალური მესრის სტრუქტურული ერთეულების რიცხვია;  $W_h$  და  $W_a$ —კათიონის და ანიონის ვალენტობა;  $R_h$  და  $R_a$ —კათიონის და ანიონის რადიუსები (ანგსტრემებში), ხოლო 287,2 და 0,345—მუდმივი სიდიდეებია.

კაპუსტინსკის ფორმულის დიდი უპირატესობა გამოიხატება იმაში, რომ მისი გამოყენების დროს არაა საჭირო საკვლევი მინერალის

\* ეს რიცხვითი მაჩვენებელი შემდგომში შეცვლილი იყო მაჩვენებლით 287,2, რომელიც შეტანილია საბოლოო ფორმულაში.

(ნაერთის) კრისტალური მესრის სტრუქტურის ცოდნა და მადელუნგის კოეფიციენტის გამოთვლა. ამ ფორმულით მინერალის კრისტალური მესრის ენერგიის გამოსათვლელად საჭიროა მხოლოდ მინერალის ქიმიური შედგენილობის ცოდნა, რის საფუძველზედაც გაირკვევა სტრუქტურული ერთეულების (კომპონენტების) რაოდენობა— $\Sigma_n$ , მათი ვალენტობა და ეფექტური რადიუსების სიდიდე— $R_n$  და  $R_a$  (რადიუსების სიდიდეს ვაჟულობით ცხრილებიდან). აღნიშნული პარამეტრების მნიშვნელობების ფორმულაში შეყვანის საფუძველზე ვიანგარიშებით საკვლევი მინერალის კრისტალური მესრის ენერგიას. კაპუსტინსკის ფორმულით ბინარული ნაერთებისთვის ნაანგარიშები კრისტალური მესრის ენერგიის მნიშვნელობის დაპირისპირება ბორნ-ლანდეს ფორმულით ნაანგარიშებ იმავე ნაერთების ენერგიასთან, ნათლად ვკიჩვენებს მათ საქმარისად კარგ თანხვედრას (ცხრ. 32).

ცხრილი 32

კრისტალური მესრის ენერგია, გამოანგარიშებული სხვადასხვა ვით

ნაერთი	კრისტალური მესრის ტიპი	კრისტალური მესრის ენერგია— $\Sigma$			
		ექსპერიმენტული მონაცემებით	ბორნ-ლანდეს ფორმულით	კაპუსტინსკის ფორმულით	ფერსმან-ს მიხედვით
NaCl	NaCl-ის ტიპი	183,3	183,3	183,6	179,3
KBr	" "	157,8	155,6	155,6	148,5
FeO	" "	964	952,7	952,7	940
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	კორუნდის	3618	3672	4065	3726
$\beta$ -კვარცი	$\beta$ -კვარცის	3097	3042	3594	2996
SnO <sub>2</sub>	რუტილის	2613	2731	2983	2817
CuF <sub>2</sub>	ფლუორიტის	617,2	617,8	643	638
ZnS	სფალერიტის	852	748	797,3	858

უნდა აღინიშნოს, რომ სხვა ტიპის მესრების შემთხვევაში კაპუსტინსკის ფორმულით და ექსპერიმენტულად გამოთვლილ კრისტალური მესრის ენერგიის მნიშვნელობებს შორის მეტი განსხვავებაა მოსალოდნელი, ვიდრე ბორნ-ლანდეს ფორმულით მიღებულ შედეგსა და ექსპერიმენტულ მონაცემებს შორის.

ეს გაპირობებულია იმ გარემოებით, რომ  $\Sigma_n$ -ის პროპორციულობა მადელუნგის კოეფიციენტთან  $(a)$  მიახლოებითაა, ხოლო ელექტრონული გარსების განზიდვის კოეფიციენტი— $m$  ზოგიერთი ტიპის მესრებში არ უდრის ცხრას. ამავე დროს, რთული ჰეტეროდესმური კრისტალური მესრებისათვის, რომლებიც ხასიათდებიან კომპლექსური ჯგუფების არსებობით და რთული ქიმიური შედგენილობით, ენერგიის გამოსათვლელად აღნიშნული ფორმულები მრავალ შემთხვევაში არ გამოდგებიან.

აღნიშნული გარემოების გამო. ა. ე. ფერსმანმა სცადა გამოენახა კრისტალური მესრის ენერჯის საანგარიშოდ მარტივი და უნივერსალური ხერხი, რისთვისაც მან შეიმუშავა იონთა ენერგეტიკული კოეფიციენტის ცნება.

### § 17. იონთა ენერგეტიკული კოეფიციენტები

იონთა ენერგეტიკული კოეფიციენტების ცნება გეოქიმიკაში შემოიტანა ფერსმანმა. ამ კოეფიციენტების შემუშავების შედეგად მნიშვნელოვნად გაადვილდა კრისტალური მესრის ენერჯის გამოთვლა და მისი გამოყენება გეოქიმიკაში. მართალია, ფერსმანის ენერგეტიკული კოეფიციენტებით ენერჯის მიღებული მნიშვნელობანი მიახლოებითაა, მაგრამ ამ მეთოდით შესაძლებელია ნებისმიერი სირთულის მქონე მინერალის მესრის ენერჯის გამოთვლა (სილიკატები, ალუმოსილიკატები და სხვა).

ქიმიურ ელემენტთა იონების ენერგეტიკულ მაჩვენებლებს ფერსმანმა უწოდა ენერგეტიკული კოეფიციენტები—შემოკლებით „ეკ-ი“.

ეკ-ი ფერსმანის მიხედვით არის ენერჯის ის წილი, რომელიც (უსასრულობაში მყოფ) ყოველ იონს შეაქვს ჰეტეროპოლარულ ნაერთში ამ იონებიდან ნაერთის წარმოქმნის დროს. აქედან გამომდინარე; გასაგები უნდა იყოს, რომ თუ ჩვენ ვიცით, მაგალითად, ბინარული— $A_nB_m$  ნაერთის შედგენილობაში მონაწილე კათიონის და ანიონის ეკ-ები, მაშინ უბრალო შეკრებით, ფერსმანის ფორმულით, შეიძლება ვიანგარიშოთ ამ ნაერთის კრისტალური მესრის ენერჯია:

$U = 256,1 \cdot (a \cdot ეკ_a + b \cdot ეკ_b)$ , სადაც  $a$  და  $b$  კათიონების და ანიონების რაოდენობაა ნაერთის მოლეკულაში, ხოლო  $256,1$ —კაპუსტინსკის ფორმულის კოეფიციენტი. რომელიც გრამმოლეკულა ნივთიერების ენერჯის კილოკალორიებში გამოხატვის საშუალებას იძლევა აღნიშნულიდან გამომდინარეობს, რომ ფერსმანის ფორმულის წევრი—

$$(a \cdot ეკ_a + b \cdot ეკ_b), \text{ კაპუსტინსკის ფორმულის წევრის } \frac{\sum_n W_n W_a}{R_k + R_a} \text{ ტოლ-}$$

ფასი სიდიდეა. აქედან გასაგებია, რომ რთული ნივთიერებისათვის ფერსმანის ფორმულა ზოგადად გამოიხატება ტოლობით:

$$U = 256,1 \cdot (a \cdot ეკ_1 + b \cdot ეკ_2 + c \cdot ეკ_3 \dots d \cdot ეკ_n).$$

ეკ-ების გამოსათვლელად ფერსმანი იძლევა ორ მარტივ ფორმულას:  $ეკ-ი = \frac{W^2}{2R}$ , რომელიც გამოიყენება ანიონების და მცირე ვალენ-

ტობის (უმრავლეს შემთხვევაში ერთვალენტია) და საშუალო ზომის რადიუსების მქონე კათიონების შემთხვევაში და  $\eta = \frac{W^2}{2R} \cdot 0,75(R + 0,20)$ . რომელიც გამოიყენება დანარჩენი კათიონების შემთხვევაში ამ ფორმულაში  $W$ —იონის ვალენტობაა, ხოლო  $R$  კი—იონის რადიუსი ანგსტრემებში ( $\text{Å}$ ). მაგალითისათვის გამოვთვალოთ  $F^{+1}$ ,  $Ca^{+2}$  და კომპლექსური იონის  $(SO_4)^{-2}$  ეკ-ების მნიშვნელობანი. ფტორისა და  $(SO_4)^{-2}$  იონების ეკ-ები იანგარიშება პირველი ფორმულით— $\frac{W^2}{2R}$ ,

ხოლო  $Ca^{+2}$ -ის კი მეორე ფორმულით— $\frac{W^2}{2R} \cdot 0,75 (R + 0,20)$ . შევითვინოთ აღნიშნულ ფორმულებში  $F^{+1}$ ,  $(SO_4)^{-2}$  და  $Ca^{+2}$  იონების სათანადო მნიშვნელობანი:  $\eta_{F^+} = \frac{1}{2 \cdot 1,33} = 0,37$ ;  $\eta_{Ca^{+2}} = \frac{4}{2 \cdot 1,06} \cdot 0,75 (1,06 + 0,20) = 1,78$ ;  $\eta_{(SO_4)^{-2}} = \frac{4}{2 \cdot 2,95} = 0,68$ ;

აქედან გამომდინარე ნათელია, რომ ეკ-ის მნიშვნელობა იზრდება იონის ვალენტობის ზრდასთან და რადიუსის შემცირებასთან ერთად\*, ე. ი.  $\eta = f(W, R)$ . ამიტომ, რომ ერთი და იგივე ვალენტობისა და რადიუსის მქონე იონთა ეკ-ები თანატოლია. ასე მაგალითად,  $KF$ -ში კათიონის და ანიონის რადიუსები და ვალენტობა თანატოლია ( $R_K = R_F = 1,33$ ;  $W = 1$ ) და, მაშასადამე, ამ იონთა ეკ-ებიც თანატოლია. ასეთ შემთხვევაში, თუ ექსპერიმენტულად ან ბორნ-ლანდეს ან კაპუსტინსკის ფორმულით გამოთვლილი გვაქვს ნაერთის კრისტალური მესრის ენერგია, შეგვიძლია მარტივად ვიანგარიშოთ ნაერთის შემადგენლობაში შემავალი იონების ეკ-ები და შევამოწმოთ ფერსმანის ეკ-ის ფორმულით გამოთვლილი ენერგეტიკული კოეფიციენტების მნიშვნელობანი. ასე მაგალითად, თუ  $KF$ -ის კრისტალური მესრის ენერგია  $U = 190,4$ , მაშინ შეგვიძლია დაწვეროთ, რომ,  $U = 190,4 = 256,1 \cdot (a \cdot \eta_K + b \cdot \eta_F)$ , ვინაიდან

\* ფერსმანმა გეოქიმიაში ეკ-ის ცნებასთან ერთად შემოიტანა ვალენტური ენერგეტიკული კოეფიციენტიც— $\eta = \frac{W^2}{2R}$ , სადაც  $W$ —ვალენტობაა. ეკ-ი განსაზღვრავს იონის ენერგიას მთლიანად, ხოლო როგორც განმარტებული ჩანს.  $\eta$ -ი განსაზღვრავს იონის ენერგიას ერთი სავალენტო მუხტის შემთხვევაში. ამიტომ  $\eta$ -ის საშუალებით შეიძლება სხვადასხვა ვალენტობის მქონე იონების ენერგიების შედარება.

$a=b=1$  და  $ექკ=ექფ$ , მაშასადამე,  $U=190,4=256,1 \cdot 2 \cdot ეკ$ ,  
 აქედან კი  $ექკ$  და  $ექფ$  უდრის  $\frac{190,4}{2.256,1}=0,37$ .

ვიციტო რა ამ ორი ელემენტის იონის ეკ-ის მნიშვნელობა, შეიძლება ვიანგარიშოთ სხვა იონთა ეკ-იც, მაგალითად,  $NaF$ -სათვის  $U=215$ , ე. ი.  $U=215=256,1 (ექნა+ექფ)$ , შეგვყავს  $ექფ$ -ის მნიშვნელობა და ვიღებთ  $ექნა$ -ის მნიშვნელობას, რომელიც უდრის 0,47. ამ გზით ეკ-ების გამოთვლისას ფერსმანი სარგებლობდა ჟანგეულების კრისტალური მესრის ენერგიით, ხოლო ჟანგბადის ეკ-ად მიჩნეული ჰქონდა 1,55.

აღნიშნული ორი გზით გამოთვლილი ეკ-ების მნიშვნელობანი უმრავლეს შემთხვევაში იძლევიან კარგ თანხვედრას, რის მაგალითად გამოდგება  $F$ ,  $Ca$  და  $(SO_4)$  განხილული შემთხვევები.

აქვე მოგვყავს სხვადასხვა სირთულის მინერალთა (ნაერთთა) კრისტალური მესრის ენერგიის მნიშვნელობა, გამოთვლილი ექსპერიმენტულად (ბორნ-გაბერის ციკლი) და ფერსმანის ენერგეტიკული კოეფიციენტის მიხედვით (ცხრილი 33).

ცხრილი 33

კრისტალური მესრის ენერგია, მიღებული ექსპერიმენტულად და გამოთვლილი ფერსმანის მეთოდით

ნაერთები	ქიმიური შედგენილობა	კრისტალური მესრის სტრუქტურის ტიპი	მინერალის (ნაერთის) სახელწოდება	კრისტალური მესრის ენერგია U	
				ექსპერიმენტულად	ე. ი. ფერსმანის მიხედვით
ბ ი ა რ ე ა	$NaCl$	$NaCl$ -ის	ჰალიტი	193,9	179,9
	$SiO_2$	$\beta$ -კვარცის	$\beta$ -კვარცი	3097	2996
	$Al_2O_3$	კორუნდის	კორუნდი	3618	3726
	$SnO_2$	რუტილის	კასიტეოზი	2813	2817
	$CaF_2$	ფლუორიტის	ფლუორიტი	617,2	636
	$ZnS$	სფალერიტის	სფალერიტი	652	658
სამკომპონენტო	$KNiF_3$	—	—	923	935
	$CaSnO_3$	—	—	3652	3662
	$CsHgCl_3$	—	—	726	807
მრავალკომპონენტო	$NaAlSiO_4$	კარკასული	ნეფელინი	4325	5174
	$KAlSi_2O_6$	სტრუქტურ.	ლეიციტი	6932	8147
	$NaAlSi_3O_8$	"	ალბიტი	9649	11166

შენიშვნა: სამკომპონენტო და მრავალკომპონენტო ნაერთთა კრისტალური მესრის ენერგია ექსპერიმენტულად სათანადოდ მიღებულია ფერსმანის და შიბოლდის მიერ.

მოტანილი მონაცემებიდან ნათლად ჩანს, რომ ბინარული ნაერთების შემთხვევაში განსხვავება U-ს ექსპერიმენტული და ფერსმანის მეთოდით მიღებულ მონაცემებს შორის მცირეა— $\pm 6\%$ — $8\%$ . ასეთივე კარგი თანხვედრაა სამკომპონენტიანი ნაერთებისათვის, მაგრამ ალუმოსილიკატების შემთხვევაში ეს განსხვავება უკვე საგრძნობია— $15$ — $20\%$ . ამავე დროს, ყურადღებას იქცევს ის გარემოება, რომ U-ს ექსპერიმენტული მონაცემები ყოველთვის უფრო დაბალია, რაც როგორც ჩანს, გამოწვეული უნდა იყოს Si-ის ეკ-ის (8,6) ფერსმანი-სული მნიშვნელობის მცდარობით (შიზოლდის მიხედვით  $\text{ეკ}_{\text{Si}} = 7,3$ ). მიუხედავად ამისა, ფერსმანის მეთოდით მინერალთა კრისტალური მესრის ენერჯის გამოთვლა, მისი სიმარტივის გამო, გეოქიმიურ კვლევებში საკვებით მისაღებად უნდა ჩაითვალოს.

აქვე მოტანილია ზოგიერთი მარტივი და კომპლექსური იონების ეკ-ების მნიშვნელობა (ცხრ. 34).

ც ხ რ ი ლ ი 34

• ზოგიერთი იონის ეკ-ები ა. ე. ფერსმანის მიხედვით

კათიონთა ეკ-ები	მარტივ ანიონთა ეკ-ები	კომპლექსურ ანიონთა ეკ-ები
Cs <sup>+1</sup> —0,30	Tl <sup>+3</sup> —3,45	J <sup>-1</sup> —0,18
Rb—0,33	La—3,58	Br—0,22
K—0,34	Jn—4,35	Cl—0,25
Na—0,45	Sc—4,65	Te <sup>-2</sup> —0,95
Li—0,55	Cr—4,75	Se—1,10
Ag—0,60	Al—4,95	S—1,15
Au—0,65	Fe—5,15	O—1,55
Cu—0,70	V—5,32	Sb—12,25
Hg—0,93	Ga—5,41	As—15,20
Ba <sup>+2</sup> —1,35	B—6,00	As—2,65
Sr—1,50	Th <sup>+4</sup> —6,80	P—2,70
Pb—1,65	U—7,00	N—3,60
Ca—1,75	Hf—7,81	(O <sup>2-</sup> ) <sup>-1</sup> —0,14
Mn <sup>+2</sup> —2,00	Zr—7,85	(NO <sub>2</sub> )—0,19
Cd—2,00	Sn—7,90	(ClO <sub>4</sub> )—0,21
Mg—2,10	Si—8,60	(CN) <sup>-</sup> —0,25
Cu—2,10	Ti—8,40	(OH) <sup>-</sup> —0,37
Fe—2,12	Nb <sup>+5</sup> —13,60	(WO <sub>4</sub> ) <sup>-2</sup> —0,57
Co—2,25	Ta—13,60	(MoO <sub>4</sub> )—0,58
Ni—2,18	P—15,50	(CrO <sub>4</sub> )—0,67
Zn—2,20	V—15,12	(SO <sub>4</sub> )—0,67
Be—2,65		(CO <sub>3</sub> )—0,78
		(PO <sub>4</sub> ) <sup>-3</sup> —1,50
		(AsO <sub>4</sub> )—1,53
		(BO <sub>3</sub> )—1,63
		(ZrO <sub>4</sub> ) <sup>-4</sup> —2,50
		(TiO <sub>4</sub> )—2,45
		(SiO <sub>4</sub> )—2,75

**§ 18. კრისტალური მესრის ენერჯიის და იონთა ენერჯიის უმცირესობის გამოყენებით კრისტალური მნიშვნელობა**

იონთა ენერჯიის უმცირესობის გამოყენებით კრისტალური მესრის ენერჯიის (როგორც ეს ფერსმანის შრომებიდან ჩანს, განსაზღვრავს აგრეთვე მინერალთა კრისტალიზაციის თანმიმდევრობას მდნარიდან და ხსნარიდან. ირკვევა, რომ იონთა ურთიერთკანონზომიერი შებმა ნაერთთა (მინერალთა) წარმოქმნით და ამ უკანასკნელთა კრისტალიზაციის (გამოყოფის) რიგი მდნარში და ხსნარში თანხვედბა კრისტალური მესრის ენერჯიის— $U$ -ს შემცირების მიმართულებას. ამგვარი კანონზომიერება აღინიშნება ძირითადად იონური და იონურ-კოვალენტური კრისტალური მესრების კრისტალიზაციის პროცესში. ასე მაგალითად, როგორც ეს გ. გ. ლემლეინმა აღნიშნა, ნ. ლ. ბოუენის ქანშაშენი მინერალების რეაქციულ რიგში: ოლივინი—პიროქსენი—ამფიბოლი—ბიოტიტი—მინდერის შპატი—კვარცი, მინერალთა გამოყოფის თანმიმდევრობას თანხვედბა მინერალთა კრისტალური მესრის ენერჯიის მნიშვნელობის შემცირება (ცხრილი 35).

ცხრილი 35

მინერალთა კრისტალური მესრის ენერჯიის —  $U$  (ენერჯია გამოხატულია

ერთეულებში:  $\frac{U}{\sum(Si+Al)}$ ) შემცირება კრისტალიზაციის თანმიმდევრულ

რიგში (გ. გ. ლემლეინის მიხედვით)

მინერალები	ქიმიური ფორმულა	სილიციუმ-ენჯბადოვანი ტეტრაედრების შემშის კონფიგურაცია	Si და O-ს შორის თანაფარდობა	კრისტალური მესრის ენერჯია (კოლოკალი) სკელებით ერთეულზე
1. ოლივინი	$(Mg, Fe)_2 SiO_4$	კუნძულური	$SiO_4$	$\sim 4.2 \cdot 10^3$
2. პიროქსენი	$M^{+2}[SiO_3]$	ქეჩეური	$SiO_3$	$4.1 \cdot 10^3$
3. ამფიბოლი	$M^{+2}(OH)_2[Si_4O_{11}]$	ბაფთური	$Si_4O_{11}$	$3.8 \cdot 10^3$
4. ქარსები	$M^{+2}M^{+2}(OH)_2 [AlSi_3O_{10}]$	ფურცლოვანი	$(Si, Al)_2O_6$	$3.0 \cdot 10^3$
5. მინდერის შპატები	$M^{+2}M^{+2}[AlSi_3O_8]_2$	კარკასული	$(Si, Al)_2O_2$	$2.4 \cdot 10^3$
6. კვარცი	$SiO_2$	.	.	$2.6 \cdot 10^3$

როგორც ცხრილიდან ჩანს, მინერალთა განხილულ თანმიმდევრულ რიგში კრისტალური მესრის ენერჯიის კანონზომიერი შემცირება ხდება ოლივინიდან დაწყებული მინდერის შპატებამდე (კვარცი ქმნის გამოწვევის). აღსანიშნავია, რომ ამავე მიმართულებით ხდება მინერალთა კრისტალური მესრის სტრუქტურის გართულება. თუმცა აქვე უნდა

აღნიშნოს, რომ ბუნებრივ პირობებში კრისტალიზაციის პროცესი ხშირად რთულდება სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით, რის გამოც აღნიშნული კანონზომიერება—მინერალთა კრისტალიზაციის თანმიმდევრობის თანხვედნა მათი კრისტალური მესრის ენერჯის კლებასთან, ხშირად ირღვევა. ამის გამო ფერსმანმა გეოქიმიის შემოიტანა „პარაგენი“-ს ცნება, რომლის ქვეშაც მას ესმოდა „ფუნქცია, რომელიც განსაზღვრავს ამა თუ იმ ნაერთის (მინერალის) მდებარეობას მინერალთა პარაგენეტულ რიგში“. პარაგენს ფერსმანი გამოხატავდა ფორმულით:  $H = k \cdot f(x, y, z, w)$ , სადაც:  $H$ —პარაგენია,  $k$ —პროპორციულობის კოეფიციენტი,  $x$ —შესწორება დისოციაციაზე და სოლვატაციაზე,  $y$ —შესწორება კრისტალური მესრის ტიპზე (იონური, მოლეკულური),  $z$  შესწორება კონცენტრაციაზე,  $w$ —შესწორება პოლარიზაციაზე. ვინაიდან დღეისათვის არ არსებობს ამ ცნების ზუსტი მათემატიკური გამოხატულება, პარაგენის გამოთვლა და მისი გამოყენება გეოქიმიის არაა მიზანშეწონილი. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ ფერსმანის პარაგენის ფორმულა ზოგადად ითვალისწინებს იმ ფაქტორთა ( $x, y, z, w$ ) გავლენას, რომელთა ზემოქმედებითაც ბუნებრივი კრისტალიზაციის პროცესების რიგში ხდება ენერგეტიკული დარღვევები.

ა. ა. საუკოვს (ლემელინის ანალოგიურად) განხილული აქვს ჰიდროთერმული საბადოების მადნეული მინერალების კრისტალიზაციის რიგში ამ მინერალთა კრისტალური მესრის ენერჯის შემცირების კანონზომიერების საკითხი (ცხრ. 36).

ცხრილი 36

სულფიდების კრისტალური მესრის ენერჯის შემცირება კრისტალიზაციის თანმიმდევრულ რიგში (ა. ა. საუკოვის მიხედვით)

მინერალი	ქიმიური ფორმულა	კრისტალური მესრის ენერჯია (გამოთვლილი ეკ-ით)	კრისტალიზაციის ტემპერატურის შემცირება. ემპირიულად დადგენილი მიმართულება
მოლიბდენიტი	$MoS_2$	2766	T° მაღალი (~400°C) ↓ T° დაბალი (არაუმეტეს 150°C)
პირიტტი	$FeS_2$	1132	
სფალერიტი	$ZnS$	858	
გალენიტი	$PbS$	717	
სინგური	$HgS$	832	

როგორც ცხრილიდან ჩანს, აღნიშნული ენერგეტიკული კანონზომიერებიდან გადახრას იძლევა სინგური, რასაც საუკოვი იმით ხსნის,



რომ ვერცხლისწყალი ჰიდროთერმულ ხსნარებში იმყოფება კომპლექსური სულფიდის სახით— $\text{Na}_2\text{S} \cdot \text{HgS}$ , რის გამოც მისი სულფიდის გამოლექვამდე უნდა მოხდეს კომპლექსის დასაშლელად ენერგიის დახარჯვა (ე. ი. სინგურის კრისტალური მესრის ენერგიას პროცესის მსვლელობის დროს აკლდება რაღაც ნაწილი, რომელიც საჭიროა კომპლექსის დასაშლელად). ამგვარი ახსნა მიახლოებითა და საჭიროებს რაოდენობრივ გამოთვლას, ვინაიდან ტყვია, თუთია, მოლიბდენი და სხვა მეტალები ჰიდროთერმულ ხსნარებში, როგორც ჩანს, აგრეთვე კომპლექსური ნაერთების სახით იმყოფებიან; ე. ი. ამ მეტალთა სულფიდების გამოლექვამდე უნდა მომხდარიყო მათი კომპლექსური ნაერთების დაშლა და ენერგიის რაღაც ნაწილის დახარჯვა.

ქიმიურ ელემენტთა იონების ეკ-ები, როგორც ჩანს, მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს აგრეთვე ბუნებაში ელემენტთა პარაგენეზის. ასე მაგალითად. მარილთა საბადოები ხასიათდებიან დაბალი ეკ-ის მქონე იონების პარაგენეზით, (ეკ-ის მნიშვნელობა მოცემულია ფრჩხილებში):  $\text{J}^{-1}$  (0,18),  $\text{Br}^{-1}$  (0,20),  $\text{F}^{-1}$  (0,35),  $\text{NO}_3^{-1}$  (0,19),  $\text{SO}_4^{-2}$  (0,68).  $\text{CO}_3^{-2}$  (0,78) და ტუტე მეტალთა იონებით, რომელთა ეკ-ები ცვალებადობს 0,30—0,45 ფარგლებში.

ამისაგან განსხვავებით ფუძე ქანებისათვის და მათთან დაკავშირებული საბადოებისათვის დამახასიათებელია მაღალი ეკ-ის მქონე იონები:  $\text{Mg}^{+2}$  (2,15),  $\text{Fe}^{+2}$  (2,12),  $\text{Ni}^{+2}$  (2,18),  $\text{Cr}^{+3}$  (4,75),  $\text{Fe}^{+3}$  (5,15),  $\text{Ti}^{+4}$  (8,40) და სხვ.

აღნიშნულის საფუძველზე ფერსმანს მიაჩნდა, რომ სხვადასხვა გენეზისის გეოლოგიურ წარმონაქმნებში ელემენტთა პარაგენეზისებს აქვთ მათთვის დამახასიათებელი ეკ-ის (საშუალო არითმეტიკული) მნიშვნელობა, რაც განსაზღვრავს მათ ენერგეტიკულ დონეს.

**ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმა  
მიწის ქიქში**

**§ 19. ძირითადი ცნებანი და განმარტებანი**

მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმა ნიშნავს ქიმიურ ელემენტთა ატომების და იონების მდგომარეობას სხვადასხვა ბუნებრივ სისტემაში. ვინაიდან მიწის ქერქი მყარ მდგომარეობაშია, ამიტომ ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმა განხილულ იქნება მყარ ნივთიერებაში (მყარ სისტემებში). მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმა სხვადასხვაა და თითოეული მათგანი ხასიათდება ქიმიური ელემენტების გარკვეული კანონზომიერი მდგომარეობით.

დღეისათვის შესაძლებელია გავარჩიოთ ქიმიური ელემენტების არსებობის შემდეგი ძირითადი ფორმები: 1) მოლეკულები და მათი ნაერთები—ანუ სხვადასხვა მინერალური სახეობანი; 2) ელემენტების კანონზომიერი მინარეები სხვა ელემენტებით აგებულ კრისტალურ მესერში (მინერალებში)—იზომორფული მინარეები; 3) ატომარულ-გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ქიმიური ელემენტები (არსებობის ეს უკანასკნელი ფორმა ვ. ი. ვერნადსკის მიხედვით „მიკროკოსმოსური გაფანტვა“, როგორც ჩანს, ახასიათებს ყველა ცნობილ ქიმიურ ელემენტს და იგი უნდა აპირობებდეს ნებისმიერი ქიმიური ელემენტის მინარევის არსებობას „კვალის“ სახით მინერალებში და ქანებში); 4) ბიოგენური მდგომარეობა, როდესაც ქიმიური ელემენტები იმყოფებიან ცოცხალ ორგანიზმებში არაორგანული ნაერთების სახით (მინერალები) ან ელემენტური ფორმით.

არსებობის ოთხივე ჩამოთვლილი ფორმა ახასიათებს სტატიკურ მდგომარეობაში მყოფ ქიმიურ ელემენტებს ბუნებრივ წონასწორულ მყარ სისტემებში. მაგრამ გარდა განხილული ფორმებისა, მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტებს ახასიათებთ არსებობის (მდგომარეობის) სხვა

ფორმაც, როდესაც ისინი იმყოფებიან დინამიურ მდგომარეობაში არა-წონასწორულ სისტემებში ენდოგენური და ეგზოგენური პროცესების მსვლელობის დროს. ამ შემთხვევაში ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმაში შეიძლება გავარჩიოთ შემდეგი ორი სახე: 1) მარტივი და რთული (კომპლექსური) იონების სახით რთული და ცვალებადი შედგენილობის სილიკატურ მდნარებში — მაგმაში და 2) იონურ-მოლეკულურ მდგომარეობაში ენდოგენურ და ეგზოგენურ წყალხსნარებში და გაზებში (პიდროთერმულ-პნევმატოლითური პროცესები, ქიმიური გამოფიტვის პროცესები).

ამ თავში შევჩერდებით ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმის განხილვაზე მყარ სტატიკურ სისტემებში, ხოლო ორ უკანასკნელ ფორმას კი გეოლოგიური პროცესების გეოქიმიის განხილვის დროს შევხებით.

#### § 20. მოლეკულაჰი და მათი ნაერთები — მინერალაჰი

ლითოსფეროში ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ერთ-ერთი უმთავრესი ფორმაა მოლეკულები და მათი ნაერთები მინერალების სახით, რასაც, როგორც ვიცით, შეისწავლის მინერალოგია. მინერალებში ქიმიური ელემენტები ემორჩილებიან გარკვეულ სტექიომეტრიულ თანაფარდობებს. ქიმიურ ელემენტთა რაოდენობრივი თანაფარდობა ამა თუ იმ მინერალში გამოხატულია მინერალის ფორმულით. მინერალის შედგენილობაში მონაწილე ელემენტთა აბსოლუტური რაოდენობა ჩვეულებრივად აღემატება ხოლმე ერთეულ პროცენტს.

ლითოსფეროს აგებულებაში მონაწილე მინერალებში ღრეისათვის დადგენილია 2400-მდე დამოუკიდებელი მინერალური სახეობა და 700-მდე სახესხვაობა. ამასთან დაკავშირებით აღსანიშნავია, რომ ლაბორატორიული გზით მიღებულია რამდენიმე ასეული ათასი არაორგანული ნაერთი. მაგალითად, გარკვეულია, რომ იმ დროს, როდესაც მიწის ქერქში პალატინოიდები ქმნიან 30-მდე მინერალურ სახეობას, ლაბორატორიულად შესაძლებელია მიღებულ იქნას პალატინოიდების უამრავი ქიმიური ნაერთი. ამრიგად, ნათელია, რომ ბუნებრივი ქიმიური პროცესები, რომლებიც მიმდინარეობენ ლითოსფეროში სხვადასხვა წნევისა და ტემპერატურის პირობებში, თავიანთი საბოლოო პროდუქტების — მინერალების სახით გაცილებით უფრო მარტივია, ვიდრე ლაბორატორიული ქიმიის. ეს გარემოება, როგორც ჩანს, ერთის მხრივ გაპირობებული უნდა იყოს იმით, რომ ლითოსფეროში მიმდინარე გარკვეულ გეოლოგიურ-გეოქიმიურ პროცესებში მონაწილე ქიმიური ელემენტების

კომპლექსი მკაცრად განსაზღვრულია ქიმიურ ელემენტთა პარაგენეზისის კანონებით. აღნიშნულის გამო, ნებისმიერ გეოქიმიურ პროცესში ატომთა შეერთების სხვადასხვა კომბინაციების რიცხვი მკვეთრად შეზღუდულია\*.

ლითოსფეროს აგებულებაში მონაწილე მინერალები მათი გავრცელების მიხედვით ა. კ. ბოლდირევის თანახმად შეიძლება დანაწილდნენ ხუთი ჯგუფის ფარგლებში:

1) ფართოდ გავრცელებული მინერალები; წარმოდგენილი არიან მთავარი ქანმაშენი მინერალებით—მინდვრის შპატები, კვარცი, ქარსები, პიროქსენები, ამფიბოლები, კარბონატები და სხვ.

2) გავრცელებული მინერალები წარმოდგენილი არიან იშვიათი ქანების ქანმაშენი მინერალებით და გავრცელებული ქანების აგებულებაში მცირე რაოდენობით მონაწილე მინერალებით—აპატიტი, ნეფელინი, ლეიციტი, ოლივინი და სხვ.

3) საშუალო გავრცელების მქონე მინერალები; წარმოდგენილი არიან მადანმშენი მინერალებით—პირიტი, სფალერიტი, გალენიტი, ქალკოპირიტი, პიროტინი, მაგნეტიტი, ბარიტი და სხვ.

4) იშვიათი მინერალები; წარმოდგენილი არიან ზოგიერთი საბადოს მადანმშენი მინერალებით—ხალასი ვერცხლი და ოქრო, ბერილიუმის, პლათინოიდების, ტანტალის და ნიობის, ბისმუტის მინერალები და სხვ.

5) ძალიან იშვიათი მინერალები, რომლებიც ცნობილი არიან მხოლოდ მხოლოდ რამდენიმე პუნქტში (კრიოლითი, გერმანიტი, რეინერიტი და სხვ.).

სხვადასხვა მინერალთა როლი ლითოსფეროს აგებულებაში მოტანილია 37-ე ცხრილში, საიდანაც ჩანს, რომ მიწის ქერქის წონითი პროცენტის უდიდესი ნაწილი მოდის სილიკატებზე და ქანგეულებზე. ასეთი თანაფარდობა კარგად შეესაბამება სილიკატების და ქანგეულების ორი ძირითადი კომპონენტის—Si და O მაღალ კლარკებს.

თუ შევადარებთ ქიმიურ ელემენტთა კლარკებს მიწის ქერქში სხვადასხვა მინერალთა რაოდენობას (გავრცელებას), დავინახავთ, რომ ზოგიერთი გამონაკლისის გარდა, ამ ორ სიდიდეს შორის სიმბატური

---

\* მეორე მხრივ, ხელოვნურ ნაერთთა გაცილებით უფრო დიდი რიცხვი მინერალებთან შედარებით გაპირობებულია ლაბორატორიულ პირობებში ყველა შესაძლებელი ქიმიური რეაქციის მსვლელობისათვის საჭირო თერმოდინამიკური პირობების შექმნის საშუალებით.

მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე მინერალთა წონითი რაოდენობა  
(6. ა. საფრონოვის მიხედვით)

რიგითი №	მინერალთა კლასები	მინერალთა მინიმალური რაოდენობა	მინერალთა წონითი % მიწის ქერქში	მინერალთა ცალკეული კლასების წარმომადგენლების აგებულებაში განსაკუთრებით ხშირად მონაწილე ელემენტები
1	ხალსი ელემენტი	90	0,1	Pt და პლატინოიდები, Au, Ag, Cu, Hg, Bi, C, S, As;
2	სულფიდები და მათი ანალოგები	200	0,25	S, Se, Te, Sb, As, Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Hg, Bi, Mo, Au;
3	ქანგეულები	200	17,0	O, Si, Fe, Al, H, Ti, Mn, Cr, Sn, Nb, Ta, TR;
4	სილიკატები	800	80,0	Si, O, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, შედარებით იშვიათად Mn, Ti, B და სხვ.
5	კარბონატები	80	1,7	C, O, Ca; ნაკლებად ხშირად Fe, Ba, Sr, Mn, Cu, Pb, Zn;
6	ბორატები	40	უმნიშვნ.	B, O, Ca, Mg, Na, H; ზოგჯერ S და Cl;
7	ფოსფატები, არსენატები, ვანადატები	350	0,70	P, As, V, O, Ca, Mg, Fe, Mn; ნაწილობრივ Al და H; იშვიათად Pb, Cu, Zn, Cl, F და U;
8	სულფატები	260	0,10	Z, O, Na, K, Mg, Ca, Al, Fe, H; ნაკლებად ხშირად Cu, Pb, Sn, Ba, Sr;
9	ქრომატები, მოლიბდატები, ვოლფრამატები	15	უმნიშვნ.	Cr, Mo, W, O, Fe, Mn, Pb, Cu, Ca, H;
10	ჰალოგენიდები	100	"	F, Cl, Ca, Mg, Na, K, Al; ზოგჯერ Li, H, O;
	ჯამი	2135	99,85	

კავშირი ვლინდება (ცხრ. 38). აქედან გამომდინარე, დაახლოებით შეიძლება ითქვას, რომ ელემენტის კლარკის სიდიდე აპირობებს ამ ელემენტის მინერალთა რაოდენობას. თუმცა ეს დამოკიდებულება უფრო რთულია, ვინაიდან ქიმიურ ელემენტთა უნარი, წარმოქმნან მინერალები, გარდა ელემენტის რაოდენობისა ლითოსფეროში, დამოკიდებუ-

ლია მთელ რიგ სხვა ფაქტორებზეც და ყოველი კონკრეტული მინერალწარმომქმნელი პროცესის ფიზიკურ-ქიმიურ პარამეტრებზე (P, T, იონთა რაგვარობა და კონცენტრაცია და სხვ.).

ცხრილი 38

ელემენტების მიერ საკუთარი მინერალების წარმოქმნის უნარი  
(ნ. ი. საფრონოვის მიხედვით)

ელემენტი	კლარკი (წონით %ში)	მინერალთა რაოდენობა	ელემენტი	კლარკი (წონით %ში)	მინერალთა რაოდენობა
O	47,20	1750	Rb	$3.10^{-2}$	არაა ცნობილი
Si	27,60	800	F	$2,7.10^{-2}$	30
Al	8,80	150	Cr	$2.10^{-2}$	20
Fe	5,10	290	Zr	$2.10^{-2}$	12
Ca	3,60	290	V	$1,5.10^{-2}$	35
Na	2,64	160	N	$1.10^{-2}$	5
K	2,60	70	Cu	$1.10^{-2}$	160
			Ni	$8.10^{-3}$	40
Mg	2,10	160	TR (Ce და La გამოკლებით)	$6,7.10^{-3}$	არაა ცნობილი
Ti	0,60	60	Li	$6,5.10^{-3}$	13
H	0,15	400	Ce და La	$6,3.10^{-3}$	60
C	0,10	80	Zn	$5.10^{-3}$	60
Mn	$9.10^{-2}$	150	Sn	$4.10^{-3}$	18
P	$8.10^{-2}$	180	Co	$3.10^{-3}$	24
S	$5.10^{-2}$	360	Y	$2,8.10^{-3}$	35
Ba	$5.10^{-2}$	25	Pb	$1,6.10^{-3}$	160
Cl	$4,5.10^{-2}$	60	Ge	$7.10^{-4}$	6
Sr	$4.10^{-2}$	10	Cs	$7.10^{-4}$	4

და ასე შემდეგ

ამოივად, როგორც ეს ცხრილიდან ჩანს, მთავარი მინერალწარმომქმნელი ელემენტებია: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H, C, Mn, P და S, რომლებიც ამავე დროს ხასიათდებიან კლარკის მაღალი მნიშვნელობებით. ჩამოთვლილი ელემენტებისაგან განსხვავებით Cu, Pb, Zn, Ni, Co და ზოგ სხვას, მიუხედავად დაბალი კლარკისა, ახალითებთ საკუთარი მინერალების საკმაოდ დიდი რიცხვი. ამავე დროს ცხრილიდან ჩანს, რომ არსებობენ ქიმიური ელემენტები Rb,

TR, Ga, ინერტული გაზები და ზოგიერთი რადიოაქტიური ელემენტი), რომელთა საკუთარი მინერალებიც მიწის ქერქში ცნობილი არაა.

## § 21. ელემენტების კანონზომიერი მინერალები მინერალთა კრისტალურ მასარში (იზომორფიზმი)

მინერალთა ქიმიური ანალიზის საფუძველზე დიდი ხანია უკვე რაც გაირკვა, რომ ერთი და იგივე მინერალის ქიმიური შედგენილობა არაა მუდმივი (სტანდარტული) და ხშირად განიცდის მნიშვნელოვან ცვალებადობას. ამგვარი სურათი ახასიათებთ, როგორც მარტივ ბინარულ, ისევე რთულ ნაერთებს. ამიტომ, რომ ხელოვნური ქიმიური ნაერთებისაგან განსხვავებით, მინერალების ქიმიური ფორმულები, ხშირად მთლიანად არ ასახავენ მათ ქიმიურ შედგენილობას. ამა თუ იმ მინერალის ზუსტი ქიმიური ანალიზი თითქმის ყოველთვის ავლენს ისეთი ელემენტების მინარევებს (ამა თუ იმ რაოდენობით), რომლებიც მინერალის ფორმულით არ არის ნაწარადევი. მაგალითად. იმ დროს როდესაც „ქიმიურად სუფთა“ თუთიის ხელოვნური სულფიდი შედგება Zn-ისა და S-გან (რის გამოც ამ ბინარული ნაერთის ქიმიური ფორმულა იქნება ZnS), მინერალ სფალერიტის—ZnS-ის ქიმიურ შედგენილობაში გარდა თუთიის და გოგირდისა შესაძლებელია მონაწილეობას იღებდნენ: Fe, Mn, Cd, In, Ge, Cr, Tl და ზოგი სხვა მინარევი ელემენტი, სხვადასხვა სფალერიტში განსხვავებული რაოდენობით. ასევე კალციტში, რომლის ფორმულაა  $\text{CaCO}_3$ , შეიძლება არსებობდეს Mg, Fe, Mn, და სხვა ელემენტების მინარევები და ასე შემდეგ.

ამრიგად, მინერალთა ქიმიური შედგენილობის დიდი ვარიაცია საყოველთაოდ ცნობილ ფაქტს წარმოადგენს და მას უპირისუპირად დიდი მნიშვნელობა აქვს მინერალებში ქიმიურ ელემენტთა ემპირიული ასოციაციების დადგენის საქმეში.

აღნიშნული და მსგავსი შემთხვევების გარდა არსებობს მრავალი რთული შედგენილობის მინერალი, რომლებიც წარმოადგენენ ორი ან მეტი ნაერთის კანონზომიერ ნარევს. მაგალითად, კარგად ცნობილი პლიოკლაზები წარმოადგენენ ორი განსაზღვრული ნაერთის — ალბიტის  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$  და ანორთიტის  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$  ნარევს, ასევე ოლივინის ჯგუფის მინერალები, რომლებიც ხშირად წარმოდგენილი არიან ფორსტერიტის  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  და ფაიალიტის  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ , ან ტეფროიტის —  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  კანონზომიერი ნარევით. ან გრანატების ჯგუფი, სადაც ცნობილია მინერალები, რომლებიც წარმოადგენენ რამდენიმე ნაერთის კანონზომიერ ნარევს

(ალმანდინის რიგი საერთო ფორმულით— $(Mg, Fe, Mn)_3 Al_2 [SiO_4]_3$  და ანდრადიტის რიგი  $Ca_3 (Al, Fe, Cr)_2 [SiO_4]_3$ ), პიროქსენები და სხვა.

ამ ცვალებადი შედგენილობის მინერალებს უწოდებენ „შერეულ კრისტალებს“, ხოლო მოვლენას, რომლის შედეგადაც წარმოიქმნებიან „შერეული კრისტალები“ და სხვა ელემენტთა ატომების კანონზომიერი მინარევების შემცველი მინერალები — იზომორფიზმს (იზომორფია).

შერეულ კრისტალებს ვანტ-ჰოფის წინადადებით უწოდეს მყარი ხსნარები. ეს ტერმინი დამკვიდრდა ფიზიკურ ქიმიაში და იგი გულისხმობს ჰომოგენურ, ცვლადი შედგენილობის მყარ ფაზებს, რომლებიც შედგებიან ორი ან რამდენიმე კომპონენტისაგან და რომლებიც ინარჩუნებენ ჰომოგენურობას შედგენილობის ნებისმიერი ცვალებადობის დროს (კომპონენტთა რაოდენობრივი თანაფარდობის თვალსაზრისით). მიუხედავად იმისა, რომ მყარი ხსნარების წარმოქმნა ბევრად არის დამოკიდებული იზომორფიზმის მოვლენაზე, ამ ორი ცნების გაიგივება, როგორც ამას ადგილი ჰქონდა წინათ, არაა გამართლებული, ვინაიდან იზომორფიზმის შემთხვევაში ნივთიერებებს როდი შეუძლიათ ურთიერთშერევა ნებისმიერი პროპორციით და მყარი ხსნარების წარმოქმნა. ერთი ნივთიერების ხსნადობა მეორეში მყარ მდგომარეობაში, მათი იზომორფულობის შემთხვევაში შეიძლება შეზღუდული იყოს. ამიტომ გასაგებია, რომ მყარი ხსნარები (შერეული კრისტალების წარმოქმნა) იზომორფიზმის მოვლენის კერძო შემთხვევაა.

იზომორფიზმის მოვლენა აღმოჩენილი იყო ე. მიტჩერლიხის მიერ 1819 წელს ხელოვნური ნაერთების  $KH_2PO_4$ ,  $KH_2AsO_4$  და  $NH_4H_2PO_4$ -ის შესწავლის დროს. მან აღმოაჩინა, რომ ეს ნივთიერებანი ერთნაირ კრისტალოგრაფიულ ფორმებში კრისტალდებიან და მათ იზომორფული უწოდა, რაც ერთნაირფორმიანობას ნიშნავს, ხოლო მოვლენას კი იზომორფიზმი. შემდგომი კვლევების საფუძველზე მიტჩერლიხმა დააზუსტა თავისი შეხედულება. მან იზომორფული უწოდა ისეთ ნივთიერებებს, რომელთაც აქვთ მსგავსი აგებულების მოლეკულები და ატომების ერთნაირი რიცხვი და რომელთა ერთნაირი ვალენტობის მქონე ელემენტებს ურთიერთჩანაცვლების უნარი აქვთ. ამ ჩანაცვლების შედეგად წარმოქმნილი ახალი ნაერთები ხასიათდებიან საწყისი ნაერთების მსგავსი კრისტალოგრაფიული და ნაწილობრივ ფიზიკური თვისებებით.

კრისტალური ნივთიერებების რენტგენული მეთოდით შესწავლის შემდეგ, იზომორფიზმის მოვლენა გაშუქებული იყო კრისტალოქიმი-



ური პოზიციებიდან ხ. გრიმის, ვ. გოლდშნიდტის, მახაჩკის, ტეილორის, ა. ე. ფერსმანის, ვ. გ. ხლოპინის, ვ. ი. ლებედევის და სხვა მკვლევარების მიერ. ამ მკვლევართა მიერ იზომორფული ნაერთების რენტგენული კვლევის შედეგების კრისტალოქიმიური ანალიზის საფუძველზე ჩამოყალიბებული იყო იზომორფიზმის მოვლენის თანამედროვე განმარტება: იზომორფიზმი დღეს ესმით როგორც ქიმიურ ელემენტთა ატომების და იონების (როგორც მარტივი, ასევე კომპლექსურის) ურთიერთჩანაცვლება კრისტალურ მესერში, რაც შესაძლებელია მაშინ, როდესაც ურთიერთჩანაცვლებელი ატომების და იონების ზომები (რადიუსები) დაახლოებით ტოლია, მათი მუხტების ნიშნები ერთნაირია და ისინი ხასიათდებიან პოლარიზაციის მსგავსი სიდიდით. ამას უნდა დავუმატოთ, რომ იზომორფიზმისათვის მნიშვნელოვანია აგრეთვე (ხელოვნური ნაერთებისათვის და მინერალებისათვის) ისეთი მაჩვენებლები, როგორცაა: ქიმიური შედგენილობის (ქიმიური ფორმულის) მსგავსება, სტრუქტურულ ერთეულთა ბმის მსგავსება, კრისტალური მესერების ტიპების მსგავსება (იზოსტრუქტურულობა) და ელემენტარული უჯრედების მოცულობათა დაახლოებითი თანატოლობა; ეს უკანასკნელი მაჩვენებელი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია მყარი ხსნარებისათვის. იზომორფიზმში მოვლენის მასშტაბის მიხედვით არჩევენ ჩანაცვლების ორ შემთხვევას:

1. კრისტალურ მესერში ერთი ელემენტის ან ელემენტთა ჯგუფის ჩანაცვლება მეორეთი ან ელემენტთა მეორე ჯგუფით განუსაზღვრელია და შესაძლებელია მოხდეს 100% ფარგლებში; ამგვარ იზომორფიზმს სრული (განუსაზღვრელი) იზომორფიზმი ეწოდება და მის კარგ მაგალითს წარმოადგენს შერეული კრისტალები (მყარი ხსნარები). ამგვარი იზომორფიზმის მაგალითია პლაგიოკლასები (ალბიტ-ანორთიტის რიგი), ტანტალიტ-კოლუმბიტის რიგი, ფორსტერიტ-ფაიალიტის რიგი და სხვ.

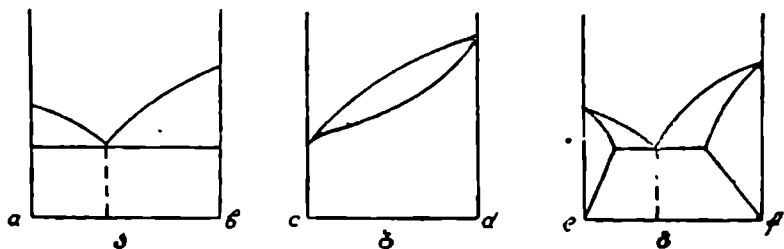
2. კრისტალურ მესერში ერთი ელემენტის ან ელემენტთა ჯგუფის ჩანაცვლება მეორეთი ან ელემენტთა მეორე ჯგუფით შეზღუდულია და ხდება 0,001%-დან რამდენიმე პროცენტის ფარგლებში; ამგვარ იზომორფიზმს უწოდებენ არასრულ (განსაზღვრულ, შეზღუდულ) იზომორფიზმს. იზომორფიზმის ეს შემთხვევა ბუნებაში ფართოდ არის გავრცელებული და ცნობილია მრავალი მინერალისათვის. მაგალითად, სფალერიტში. (ZnS) თუთიის ჩანაცვლება რკინით (15—20%), მაგნიუმით (5—6%), კადმიუმით (5%-მდე), გალიუმით და სხვ., მაგ-

ნეტიტში ( $Fe_3O_4$ ) რკინის ჩანაცვლება ტიტანით (3—6%) და ქრომიტ (3—4%); პირიტში ( $FeS_2$ ) რკინის ჩანაცვლება კობალტით და ნიკელით (შეასედი პროცენტიდან ერთეულ პროცენტამდე) და გოგირდის ჩანაცვლება სელენით (0,1%-მდე); აბატიტში  $Ca_3(F,Cl)(PO_4)_2$  კალციუმის ჩანაცვლება იშვიათი მიწებით (0,1 %-მდე), და სხვა მაგალითები.

იზომორფიზმის მეორე შემთხვევა მოიცავს აგრეთვე ე. წ. ენდოკრიპტიას (ენდოკრიპტულ ჩანაცვლებას), რომლის ცნებაც შემოტანილი იყო ა. ე. ფერსმანის მიერ. ენდოკრიპტია მოვლენის არსით არ განსხვავდება იზომორფიზმის მეორე შემთხვევისაგან და იგი გულისხმობს ნაერთში ერთი ტიპის ატომების უმნიშვნელო რაოდენობით ჩანაცვლებას მეორე ტიპის მსგავსი რადიუსის მქონე ატომებით. ამრიგად, შეიძლება ითქვას, რომ ენდოკრიპტია გამოხატავს იზომორფიზმის რაოდენობრივ მზარეს და წარმოადგენს მის კერძო შემთხვევას\*; ამ თვალსაზრისით ენდოკრიპტია შეიძლება ზედმეტ ტერმინადაც კი ჩაითვალოს.

განხილულის საფუძველზე, იზომორფიზმში ჩანაცვლების ხარისხის მიხედვით შეიძლება დაახლოებით დადგენილ იქნას შემდეგი რიგი:

ენდოკრიპტია—იზომორფიზმის მეორე შემთხვევა—შერეული კრისტალები (მყარი ხსნარები).



ნახ. 19. სხვადასხვა ორკომპონენტური სისტემების (a—b, c—d, e—f) მდგომარეობის დიაგრამები.  $T^{\circ}$  — (ტემპერატურა) — X (კონცენტრაცია) კოორდინატებში.

\* ზოგიერთი მკვლევარის აზრით ენდოკრიპტია გამოხატავს არა სტრუქტურულ ერთეულთა ჩანაცვლებას კრისტალური მესრის ევანძებში სხვა ქიმიურ ელემენტების ატომებით (იონებით). არამედ მათ ვაძნეებს ევანძთა შორის სიღრმეებში. მსგავსად შექრის მყარი ხსნარებისა.

აქვე ნაჩვენებია (ნახ. 19) არაიზომორფულ და იზომორფულ ნივთიერებათა წყვილების მდგომარეობის ლიაგრამები, რომლებიც სათანადოდ გამოხატავენ ევტექტიკურ კრისტალიზაციას (ა), შერეული კრისტალების წარმოქმნას (ბ) და არასრული (შეზღუდული) იზომორფული ნარევების კრისტალიზაციას (გ), როდესაც მყარ მდგომარეობაში ერთი კომპონენტის ხსნალობა მეორეში მცირდება ტემპერატურის შემცირებასთან ერთად.

## §. 22. შერეული კრისტალები (მყარი ხსნარები) \*

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, შერეული კრისტალები წარმოდგენილი არიან ცვლადი შედგენილობის ჰომოგენური მყარი ფაზებით, რომლებიც შედგება ორი ან რამდენიმე იზომორფული ნაერთისაგან და რომლებიც ინარჩუნებენ ჰომოგენურობას შედგენილობის ნებისმიერი ცვლილების დროს (კომპონენტთა რაოდენობრივი თანაფარდობის თვალსაზრისით). ამავე დროს, შერეული კრისტალები ხასიათდებიან თავიანთი ფიზიკური თვისებების კანონზომიერი ცვლით კომპონენტების რაოდენობრივი თანაფარდობის ცვლასთან ერთად.

მყარ ხსნარებში განასხვავებენ: 1) ჩანაცვლებების (ანუ პირველი გვარის) მყარ ხსნარებს და 2) შეჭრის (ანუ მეორე გვარის) მყარ ხსნარებს.

ჩანაცვლების მყარი ხსნარების წარმოქმნის დროს ხდება ერთი ან რამდენიმე ელემენტის იონების ან ატომების ჩანაცვლება კრისტალურ მესერში მეორე ელემენტის ან ელემენტთა ჯგუფის იონებითა და ატომებით. კრისტალოქიმიური თვალსაზრისით ამგვარი მყარი ხსნარების წარმოქმნა ხდება მაშინ, როდესაც ურთიერთჩამნაცვლებელ იონთა და ატომთა რადიუსები და სხვა თვისებები, რომლებიც გაპირობებულია მათი ელექტროგარსების აგებულებით—მსგავსია. გრიმ-გოლდშმიდტის მიხედვით რადიუსთა შორის განსხვავება არ უნდა აღემატებოდეს 8—10%. ჩანაცვლების მყარი ხსნარები წარმოადგენენ საკუთრივ შერეულ კრისტალებს, დიდი გავრცელებით სარგებლობენ მიწის ქერქში და წარმოდგენილი არიან როგორც ქანმაშენი, ისევე მადანმაშენი მინერალებით. შერეული კრისტალების წარმოქმნის ოპტიმალური პირობების განხილვისას ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ მათი წარმოქმნა შესაძლებელია მხოლოდ მაშინ, როდესაც კრისტა-

\* აქ განახილება მხოლოდ ქვემარტივი მყარი ხსნარები და არა ფსევდო მყარი ხსნარები (კრისტალოზოლები—შეფერილი ევარცი, კალციტი, ბარიტი და სხვ.). წარმოდგენილი რაიმე კრისტალური ნივთიერებებით. რომლებიც შეიცავენ სხვა ნივთიერების წმინდადისპერსიულ მექანიკურ მინარევს.

ლური მესრის იზომორფულად ჩანატვლებული და ჩაუნაცვლებელი უბნები ხასიათდებიან მსგავსი ფიზიკური თვისებებით, ვინაიდან კრისტალური მესრის მდგრადობა მხოლოდ ამ შემთხვევაშია შესაძლებელი. ამასთან ერთად ყოველთვის უნდა გვანსოვდეს, რომ ურთიერთჩამნაცვლებელი ერთეულების რადიუსთა დაახლოებითი ტოლობა პირველი აუცილებელი პირობაა შერეული კრისტალების წარმოსაქმნელად, მაგრამ ამ პირობის მარტივი მექანიკური გაგებით ვერ ვიწინასწარმეტყველებთ ამა თუ იმ შედგენილობის შერეული კრისტალების წარმოქმნის შესაძლებლობას. ეს საკითხი გაცილებით უფრო რთულია, ვინაიდან შერეული კრისტალების წარმოქმნის შესაძლებლობას მნიშვნელოვნად საზღვრავს შერეული კრისტალების შემადგენელ ნაერთთა „მოლეკულური“ მოცულობანი, ანუ ელემენტარული უჯრედის ზომები.

აღნიშნულის საილუსტრაციოდ განვიხილოთ NaCl-ის კრისტალურ მესერში ნატრიუმის იონის ( $\text{Na}^{+1} = 0,98 \text{ \AA}$ ) ლითიუმის იონით ( $\text{Li}^{+1} = 0,68 \text{ \AA}$ ) იზომორფული ჩანაცვლების შესაძლებლობა. ამგვარი ჩანაცვლება შეუძლებელია, ვინაიდან ამ იონთა რადიუსებს შორის არსებული განსხვავება აპირობებს NaCl-ის და LiCl-ის კრისტალური მესრების ელემენტარული უჯრედის პარამეტრებს შორის ძალიან დიდ განსხვავებას (სათანადოდ  $a$ —ელემენტ. უჯრედის ტოლია  $5,63 \text{ \AA}$  და  $5,13 \text{ \AA}$ ), რის გამოც ამგვარი ჩანაცვლება და მით უმეტეს შერეული კრისტალების წარმოქმნა არა ხდება. მაგრამ, ნატრიუმის იონის ჩანაცვლება ლითიუმის იონით, შესაძლებელია რთულ ნაერთებში  $\text{LiMnPO}_4$  და  $\text{NaMnPO}_4$ -ის შემთხვევაში, ვინაიდან ამ ორი ნაერთის ელემენტარული უჯრედის ზომებში განსხვავება გაცილებით უფრო ნაკლებია.

დადგენილია, რომ შერეული კრისტალების წარმოქმნის უნარი აქვთ ჩვეულებრივ ისეთ ნაერთებს, რომლებიც სიმეტრიის ერთ კლასში კრისტალდებიან და მსგავსი კრისტალური მესრები და მესრის პარამეტრები აქვთ, თუმცა შერეული კრისტალების წარმოქმნის განმსაზღვრელი ძირითადი ფაქტორია კრისტალური მესრების ელემენტარული უჯრედის პარამეტრების და სტრუქტურის მსგავსება. მნიშვნელოვანი ფაქტორია აგრეთვე ურთიერთჩამნაცვლებელ იონთა პოლარიზაციული თვისებების და ქიმიური ბმის ტიპის მსგავსება.

შეკრის ანუ მეორე გვარის მყარი ხსნარები, ეს ისეთი ცვალებადი შედგენილობის კომოგენური ფაზებია (კრისტალები), რომლებშიც ერთი ელემენტის ატომები სტრუქტურაში მეორე ელემენტის ატომებს

კი არ ანაცვლებს, არამედ მათ შორის სიცარიელებშია მოთავსებული. მყარი ხსნარების ეს ტიპი წარმოიქმნება იმ შემთხვევაში, როდესაც ურთიერთთანაცვლებელი კომპონენტების ატომების ზომები ( $R$ ) ერთმანეთისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდება. ამგვარი მყარი ხსნარები განსაკუთრებით დამახასიათებელია ისეთი ნერთებისათვის, როგორცაა კარბიდები, ნიტრიდები, ჰიდრიდები და ზოგიერთი სხვა არაორგანული ნერთი (მაგალითად, ნატრიუმის ხსნარი ვოლფრამის ქანკში და სხვ.). მოტანილი მაგალითებიდან ჩანს, რომ შეჭრის მყარი ხსნარები ახასიათებს ისეთ სისტემებს, სადაც არამეტალის-ატომის ზომები გაცილებით უფრო პატარაა, ვიდრე მეტალის ( $H_{Ra}=0,46 \text{ \AA}$ ,  $N_{Ra}=0,71 \text{ \AA}$ .  $C_{Ru}=0,77 \text{ \AA}$ ). პირველი გვარის მყარი ხსნარებისაგან (შერეული კრისტალები) განსხვავებით, სადაც კომპონენტა ურთიერთთანაცვლება შესაძლებელია 100% ფარგლებში, შეჭრის მყარი ხსნარებში ერთი კომპონენტის ხსნადობა მეორეში შეზღუდულია. მაგალითად, ნახშირბადის ხსნარი რკინაში (ფოლადი) შეჭრის ტიპური მყარი ხსნარია, მაგრამ ფოლადის შემადგენელ კომპონენტებს—რკინასა და ნახშირბადს შორის არ არსებობს ისეთი თანდათან გადასვლები, როგორც აღინიშნება შერეულ კრისტალებში (ალბიტ-ანორთიტის, ტანტალიტ-კოლუმბიტის, ფორსტერიტ-ფაიალიტის უწყვეტ შერეულ კრისტალთა რიგებში და სხვ.). ამის კარგი მაგალითია აგრეთვე მარტენსიტი, რომელიც წარმოადგენს  $\alpha\text{Fe}$ -ის ნახშირბადით ზენაჭერ მყარ ხსნარს, ნახშირბადის 16% შემცველობით. მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ ცნობილია შემთხვევები, როდესაც გახსნილ ატომებს ამა თუ იმ ტიპის წყობაში ყველა სიცარიელე უკავიათ. ამგვარ შემთხვევაში კომპონენტა შორის თანაფარდობა მარტივი სტექიომეტრიული იქნება, ასეთი ფაზები თავისი სტრუქტურით უკვე აღარ განსხვავდებიან ნორმალური ქიმიური ნერთებისაგან და მათ ხშირად შეჭრის სტრუქტურებს უწოდებენ; ასეთია მაგალითად სკანდიუმის ნიტრიდი ( $\text{ScN}$ ). აღინიშნულის საფუძველზე ნათელია, რომ იმ დროს, როდესაც პირველი გვარის მყარ ხსნარებში გამხსნელის და გახსნილი ნივთიერების ცნება აზრს მოკლებულია, მეფარე გვარის მყარ ხსნარებში არსებობს გამხსნელი (ძირითადი კომპონენტი) და გახსნილი (დამორჩილებული კომპონენტი) ნივთიერება. ამავე დროს ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებასაც, რომ მეორე გვარის მყარი ხსნარების წარმოქმნისათვის კომპონენტთა ქიმიური ბმის ტიპის მსგავსება-განსხვავებას არავითარი მნიშვნელობა არა აქვს.

დასასრულ უნდა აღინიშნოს, რომ შეჭრის მყარ ხსნარებს მიწის ქერქში მეტად შეზღუდული გავრცელება აქვთ და მათ წარმომადგენ-

ლებად შეიძლება მივიჩნიოთ ცეოლითები, ბერილი და ზოგი სხვა „ღრუ სვეტებიანი“ კრისტალური მესრის მქონე მინერალი.

### § 23. იზომორფიზმი და კაბაროვალენტიზმი იზომორფიზმი

იზომორფიზმის მოვლენის აღმოჩენის შემდეგ მკვლევართა უმრავლესობა იზომორფული ჩანაცვლების აუცილებელ პირობად თვლიდა ურთიერთჩანაცვლებელ ელემენტთა ვალენტობის სიდიდის თანატოლობას. შემდგომში გაირკვა, რომ ეს პირობა იზომორფიზმისათვის არ ყოფილა აუცილებელი. დღეისათვის იონური და იონურ-კოვალენტური ბმის მქონე კრისტალურ მესრებში იზომორფულ ჩანაცვლებებში არჩევენ ორ შემთხვევას: იზოვალენტურ (ერთნაირვალენტურ) და ჰეტეროვალენტურ (არაერთნაირვალენტურ) იზომორფიზმს, თუმცა ორივე შემთხვევაში იზომორფიზმის ძირითადი პირობა—იონთა რადიუსების დაახლოებითი ტოლობა ძალაში რჩება. იზოვალენტური იზომორფიზმის დროს კრისტალური მესრის ელექტროსტატიკური ბალანსი უცვლელი რჩება; მაგალითად, ნაერთებში  $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$  და  $FeSO_4 \cdot 7H_2O$  ორვალენტოვანი რკინით ხდება ორვალენტოვანი თუთიის ჩანაცვლება. ამისგან განსხვავებით, ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის დროს, როდესაც ხდება სხვადასხვა ვალენტობის მქონე იონთა ურთიერთჩანაცვლება, გასაგებია, რომ მესრის ელექტროსტატიკური ბალანსი ირღვევა და მესერი კარგავს მდგრადობას. ეს რომ არ მოხდეს, ამიტომ ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის დროს ხდება არა ორი ერთი და იგივე ნიშნის მქონე იონის ურთიერთჩანაცვლება, არამედ ორი შეწყვილებული იონის მათი მსგავსი ორი შეწყვილებული იონით ჩანაცვლება, რომელთა ვალენტობაც (წყვილ-წყვილად) ჯამში თანატოლია. ასეთი ჩანაცვლების შემთხვევაში გასაგებია, რომ კრისტალური მესრის ელექტროსტატიკური ბალანსი არ შეიცვლება და ჩანაცვლების შემდეგაც მესერი თავის მდგრადობას შეინარჩუნებს. მაგალითად,  $FeCO_3$  და  $Sc_2CO_3$  შემთხვევაში  $Sc^{+3}$  და  $B^{+3}$  ანაცვლებს  $Fe^{+2}$  და  $C^{+4}$  და პირიქით; ანდა მინდვრის შპატებში  $Na^{+1}$  და  $Si^{+4}$  ჩანაცვლება ხდება  $Ca^{+2}$  და  $Al^{+3}$  და სხვ. განხილული მაგალითებიდან ჩანს, რომ ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის დროს კრისტალური მესრის ელექტროსტატიკური ბალანსის შენარჩუნებისათვის უნდა მოხდეს ჭარბი ვალენტობის კომპენსაცია; ჭარბი ვალენტობის კომპენსაცია ჩვეულებრივ ხდება შემდეგი საში გზით:

1) ერთი დიდი მუხტის მქონე კათიონი მესერში ჩანაცვლდება რამდენიმე მცირე მუხტის კათიონით და პირიქით. ასე მაგალითად, ჯარსებში  $2Al=3Mg$ -ით, ნეფელინში  $2Na=Ca$ , იტრო-ფლუორიტში  $3Ca=2Y$  და სხვა.

2) რამდენიმე მცირე მუხტის მქონე კათიონი ნაცვლდება ერთი დი-  
დი და ერთი მცირე მუხტის მქონე კათიონების წყვილით, როგორც აპა-  
ტიტში  $2Ca^{+2} \leftarrow \Sigma TR^{+3} + Na^{+1}$ , პიროქსენებში  $2Mg^{+2} \leftarrow Al^{+3} + Li^{+1}$ ,  
პლაგიოკლაზებში  $Al^{+3} + Ca^{+2} \leftarrow Si^{+4} + Na^{+1}$  და სხვ.

3) ერთი ტიპის კათიონები და ანიონები ჩანაცვლებიან მეორე  
ტიპის კათიონებით და ანიონებით აპატიტის მსგავსად  $Ca^{+2} + F^{-1} \leftarrow$   
 $\leftarrow \Sigma TR^{+3} + O^{-2}$  და ზოგი სხვა.

აღსანიშნავია, რომ ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის დროს ჩვე-  
ულებრივ ურთიერთჩანაცვლება ხდება ისეთ იონებს შორის, რომელთა  
ვალენტობა განსხვავდება ერთი სავალენტო ერთეულით, თუმცა ზო-  
გიერთ იშვიათ შემთხვევაში ეს განსხვავება ვალენტობაში ერთზე  
მეტია ხოლმე (ციკონში  $Zr^{+4} - Mn^{+2}$ , ზოგიერთ სილიკატში  $\Sigma TR^{+3} -$   
 $- Na^{+1}$  და  $Be^{+2} - Si^{+4}$ ).

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ როგორც იზოვალენტური, ისევე ჰე-  
ტეროვალენტური იზომორფიზმის დროს ურთიერთჩანაცვლება ხდება  
არა მარტო მარტივ, არამედ კომპლექსიონებს შორისაც. ასე მაგა-  
ლითად, მონაციტში (Ce, La, Th)  $[PO_4]$ , კომპლექსიონი  $[PO_4]^{-3}$   
იზომორფულად ნაცვლდება  $[SiO_4]^{-4}$  ან  $[SO_4]^{-2}$  და ამავე დროს  
კრისტალური მესრის ელექტროსტატიკური კომპენსაციისათვის ჩანა-  
ცვლება მიმდინარეობს კათიონურ ნაწილშიც. ასევე, მინერალ ფერსმა-  
ნიტში ხდება კომპლექსიონების  $(TiSiO_4)$  და  $(NbSiO_4)$  ურთიერთჩა-  
ნაცვლება, ციკონში  $(SiO_4)$ -ის და  $(PO_4)$ -ის, ხოლო ზოგიერთ ალუ-  
მოსილიკატებში და მათ ანალოგებში  $(SiO_4)^{-4}$ ,  $(AlO_4)^{-5}$  და  
 $(BeO_4)^{-6}$ -ისა. ამრიგად, როგორც აღნიშნულიდან ჩანს, ჰეტეროვალენ-  
ტური იზომორფიზმი ბევრად უფრო რთულ და მრავალფეროვან  
მოვლენას წარმოადგენს იზოვალენტურთან შედარებით. ამავე დროს,  
იგი ბუნებაში გაცილებით უფრო ფართოდ არის გავრცელებული და  
დამახასიათებელია როგორც ქანმაშენი, ისევე მადანმშენი მინერალე-  
ბისათვის.

ვ. მ. გოლდშმიდტმა, რომელსაც მინერალებში იზომორფიზმის  
შესწავლაში დიდი ღვაწლი მიუძღვის, აღნიშნა იზოვალენტური და  
ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის შემთხვევები, რაც გამონახტულია  
აქ მოყვანილ ელემენტთა იზომორფულ რიგებში\* (ყოველ რიგში  
პირველი ელემენტი ამა თუ იმ მინერალის მთავარი კომპონენტი და  
მისი ჩანაცვლება ხდება მომდევნო ელემენტებით).

\* უნდა აღინიშნოს, რომ გოლდშმიდტის მიერ მოყვანილი ზოგიერთი ჩანაცვ-  
ლება იშვიათობას წარმოადგენს ანდა ბუნებაში სულ არ გვხვდება; ასევე  
ელემენტი ჩასმულია კვადრატულ ფრჩხილებში. ყოველ ელემენტს ფრჩხილებში  
მიწერილი აქვს იონის რადიუსის ზომა ანგსტრემებში.

I  $K^{+1}(1,33) \leftarrow Rb^{+1}(1,49); Tl^{+1}(1,49); Cs^{+1}(1,65); Eu^{+2}(1,25);$   
 $Sm^{+2}(1,27); Sr^{+2}(1,27); Pb^{+2}(1,32); Ba^{+2}(1,43); Nd^{+3}(1,15);$   
 $Pr^{+3}(1,16); Ce^{+3}(1,18); La^{+3}(1,22).$

II  $Ca^{+2}(1,06) \leftarrow Na^{+1}(0,99); Ag^{+1}(1,13); [Cd^{+2}(1,03)]; Mn^{+2}(0,91);$   
 $Sr^{+2}(1,27); Yb^{+2}(1,10); Y^{+3}(1,06); TR^{+3}(0,99-1,22); [Bi^{+3}(1,10)];$   
 $Ce^{+4}(1,02); U^{+4}(1,05); Th^{+4}(1,10);$

III  $Mg^{+2}(0,78) \leftarrow Li^{+1}(0,78); Fe^{+2}(0,83); Ni^{+2}(0,78); Co^{+2}(0,82);$   
 $Mn^{+2}(0,91); Sc^{+3}(0,83); [Sb^{+3}(0,81)]; [In^{+3}(0,92)]; [Sn^{+4}(0,74)];$   
 $Pb^{+4}(0,84); Zr^{+4}(0,87); Hf^{+4}(0,86); [Fe^{+4}(0,89)].$

IV  $Fe^{+3}(0,67) \leftarrow Al^{+3}(0,57); Cr^{+3}(0,64); V^{+3}(0,65); Rh^{+3}(0,69);$   
 $Ti^{+3}(0,69); Mn^{+3}(0,70); Mn^{+4}(0,52); V^{+4}(0,61); Ti^{+4}(0,64);$   
 $Ru^{+4}(0,65); Ir^{+4}(0,66); Os^{+4}(0,67); Mo^{+4}(0,68); W^{+4}(0,68);$   
 $Nb^{+5}(0,69); Ta^{+5}(0,69); [Sb^{+5}(0,60)].$

V  $Si^{+4}(0,39) \leftarrow Be^{+2}(0,34); Al^{+3}(0,57); Ga^{+3}(0,62); Ge^{+4}(0,44);$   
 $V^{+5}(0,40); P^{+5}(0,34); S^{+6}(0,34).$

VI  $F^{-1}(1,33) \leftarrow (OH)^{-1}(1,4-1,8); O^{-2}(1,32).$

სილიკატებში და ალუმოსილიკატებში იზომორფიზმის სხვადასხვა შემთხვევები შეკამებული აქვს ვ. ს. სობოლევს, რომლის მიხედვითაც ამ მინერალებში გავრცელებული იზომორფიზმის უმთავრესი მოვლენები შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ (ცხრილი 39).

როგორც იზოვალენტური, ისევე ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმი (განხილული და სხვა მაგალითები), აღნიშნული ფაქტორების გარდა, დამოკიდებულია კიდევ შემდეგ სამ ფაქტორზე: 1) იონთა ტიპზე—ჩანაცვლება განსაკუთრებით კარგად ხდება ერთი ტიპის იონთა შორის ან ინერტულ გაზთა ატომების ტიპის იონებსა და შუალედი ტიპის იონთა შორის, იმ დროს, როდესაც არც პირველი და არც მეორე ტიპის იონები არ ანაცვლებენ „კუპრო“ ტიპის იონებს და პირიქით. 2) იონთა პოლარიზაციულ თვისებაზე—მკვეთრად განსხვავებული პოლარიზაციის მქონე იონები ერთმეორეს არ ანაცვლებენ, ვინაიდან პოლარიზაციის შეცვლას (გარკვეულ ზღვრებში) შეიძლება მოჰყვეს ბმის ხასიათის და კოორდინაციის შეცვლა მესერში; 3) თერმოდინამიკურ პირობებზე — თერმოდინამიკური პარამეტრების შემცირება იწვევს იზომორფული ჩანაცვლების ხარისხის შემცირებას.

იზომორფიზმის ერთ-ერთ საინტერესო შემთხვევას წარმოადგენს ე. წ. მიმართული ანუ პოლარული იზომორფიზმი, რომელიც აღმოჩენილია გოლდშმიდტის მიერ და დეტალურად შეისწავლა



იზომორფიზმის მაგალითები სილიკატებსა და ალუმოსილიკატებში  
(ვ. ს. სობოლევის მიხედვით)

იზოვალენტური

იზომორფული ელემენტები (კათიონები)	Ri(A) <sup>o</sup>	იონის ტვიპი <sup>o</sup>	კოორდინ. რიცხვი	მინერალები	იზომორფიზმის ხასიათი
Zr <sup>+4</sup>	0,87	1	8	ცარკონი	სრული იზომორფიზმი მინერალში HfSiO <sub>4</sub> ჩაოდენობა 22%-ს აღწევს
Hf <sup>+4</sup>	0,86	1	8		
Mg <sup>+2</sup>	0,78	1	6	ოლივინი	სრული იზომორფიზმი მინერალში !ნიკელის სილიკატის ჩაოდენობა 0,7% აღწევს
Ni <sup>+2</sup>	0,78	2	6		
Mg <sup>+2</sup>	0,78	1	6	ოლივინი	სრული იზომორფიზმი
Fe <sup>+2</sup>	0,83	2	6	დიოპსიდი რქატყუარა ნიოტიტი	— — — — — — — — —
				ჰიპერსტენი	არასრული რიგი, რკონ. კომპო- ნენტის რაოდ. აღწევს 80%-ს.
				ანტოფილიტი	რკინიანი კომპ. რაოდ. აღწევს 50%-ს.
				გრანატები	სრული იზომორფიზმი
Fe <sup>+2</sup>	0,83	2	6	როდონიტი	არასრული რიგი რკონ. კომპ.
Mn <sup>+2</sup>	0,91	2	6	გრანატები	რაოდ. აღწევს 60%-ს სრული იზომორფიზმი
Zn <sup>+2</sup>	0,83	3	4	ვილემიტი	არასრული რიგი
Mn <sup>+2</sup>	0,91	2	6	ფაიალიტი	
K <sup>+1</sup>	1,33	1	10	მიკროკლინი	მინერალებში რუბიდიუმის რაოდ.
Rb <sup>+1</sup>	1,49	1		და ქარსები	აღწევს 11%.

შენიშვნა: იზომორფიზმი სილიკატებსა და ალუმოსილიკატებში. დეტალურად იხილეთ ვ. სობოლევის წიგნში — В. С. Соболев, «Введение в минералогию силикатов».

\* 1.—კეთილშობილ გაზთა ტიპის კათიონები; 2.—გარდამავალი ტიპის კათიონები, მაგალითად, Fe<sup>+2</sup>; 3.—„კუპრო“ ტიპის კათიონები.

იზომორფული ელემენტური

იზომორფული ელემენტები (კათიონები)	Ri(Å)	იონის ტიპი	კოორდინ. რიცხვი	მინერალები	იზომორფიზმის ხასიათი
Al <sup>+3</sup>	0,57	1	6	კალციუმინი	სრული (უწყვეტი რიგი)
Fe <sup>+3</sup>	0,67	2	6	გრანატი ეპიდოტი	არასრული რიგი; რკინის კომპ. რაოდ. აღწევს 40%
K <sup>+1</sup>	1,33	1	4	ორთოქლაზი	რკინ. კომპ. რაოდ. აღწევს 10%
Cs <sup>+1</sup>	1,65	1	12	ქარსები	ტეზიუმის რაოდ. მინერალში 10% აღწევს
Li <sup>+1</sup>	0,78	1	6	სპოდუმენ-ალბიტი	ნატრიუმის რაოდ. სპოდუმენში 8% აღწევს
Na <sup>+1</sup>	0,98	1	8	სპოდუმენ-ალბიტი	ლითიუმის რაოდ. ალბიტში 3% აღწევს
Na <sup>+1</sup>	0,98	1	8	ალბიტ-კალიშპატი	არასრული, მყარი ხსნარის დამო-ლითი (პერტიტები).
K <sup>+1</sup>	1,33	1	10(8)	კალიშპატი ცეოლითები	არასრული

პეტეროვული ელემენტური

იზომორფული ელემენტები (კათიონები)	Ri(Å)	იონის ტიპი	კოორდინ. რიცხვი	ჩანაცვლების სქემა	მინერალები	იზომორფიზმის ხასიათი
Na <sup>+1</sup>	0,98	1	8	Na Si—	პლაგიოკლაზები	სრული იზომორფიზმი (მყარი ხსნარების უწყვეტი რიგით)
Ca <sup>+2</sup> *	1,06	1	8	—Ca Al	სკაპოლიტი	
(Si <sup>+4</sup> ) (Al <sup>+3</sup> ) (Fe <sup>+3</sup> ) (Mg <sup>+2</sup> )				2Na—Ca Na Fe— —Ca Mg	ცეოლითები პიროქსენები ამფიბოლები	არასრული არასრული წყვეტილი რიგები
Li <sup>+1</sup>	0,78	1	6	Li Al—	ქარსები	
Fe <sup>+2</sup>	0,83	2	6	—2Fe	ტურმალინი	არასრული
Mg <sup>+2</sup>	0,78	1				
(Al <sup>+3</sup> )						

\* ფრჩხილებში ჩასმულა კათიონები, რომლებიც პეტეროვული ელემენტური იზომორფიზმის დროს მონაწილეობენ ჩანაცვლებაში მესხრის ელექტროსტატიკური ბალანსის შესანარჩუნებლად.

ქ ე ტ ე რ ი ე ა ლ ე ნ ტ უ რ ი

იზომორფული კლასები (კათიონები)	Ri(A)	იონის ტიპი	კოორდინაციული რიცხვი	ჩანაცვლების სქემა	მინერალები	იზომორფიზმის ხასიათი.
K <sup>+1</sup>	1,33	1	10	KSr—	მინდურის შატები	არასრული
Ba <sup>+2</sup> (Si <sup>+4</sup> ) (Al <sup>+3</sup> )	1,43	2	10	—BaAl; 2K—Ba	ცეოლიტები	
Ca <sup>+2</sup> ΣTR <sup>+3</sup>	1,06 0,99— —1,06	1	8	Ca Al— —TR Mg	ეპიდოტი	არასრული
(Al <sup>+3</sup> ) (Mg <sup>+2</sup> ) (Na <sup>+1</sup> )		1	8	Na TR— —2Ca	ტუტე ქანების მინერალები	— " —
Mg <sup>+2</sup> Al <sup>+3</sup>	0,78 0,57	1	6	Mg Si— —2Al; 3Mg—2Al	აეგტი რქატუარა ბიოტიტი მუსკოვიტი	არასრული — " — — " — — " —
Si <sup>+4</sup> Al <sup>+3</sup> (Na <sup>+1</sup> ) (K <sup>+1</sup> ) (Ba <sup>+2</sup> ) (Mg <sup>+2</sup> )	0,39		4 4	Si—NaAl Si (Na, K)— —Al (Ca, Ba) და MgSi—2Al	რქატუარა ნეჯლინი იხილე Na—Ca და K—Ba	არასრული — " — სრული
Al <sup>+3</sup> Ti <sup>+4</sup> Fe <sup>+3</sup> (Si <sup>+4</sup> )	0,64 0,67		6 6 6	2Ti— —2Fe <sup>+3</sup> Mg; Ti Al— —Fe <sup>+3</sup> Si	იხილე Mg—Al ბიოტიტი ავვიტი	არასრული — " —
ΣTR <sup>+3</sup>			8	?	ცარკონი და ზოგი სხვა მინერალი	არასრული
Zr <sup>+4</sup>	0,87		8			

ა. ე. ფერსმანმა პოლარული იზომორფიზმის არსი მდგომარეობს იმაში, რომ იონებს ახასიათებთ ურთიერთჩანაცვლების სხვადასხვა უნარი. ასე მაგალითად, ბარიუმი (Ba<sup>+2</sup>) იზომორფულად ანაცვლებს კალიუმს (K<sup>+1</sup>) კალიუმის მინერალებში, ხოლო კალიუმს არა აქვს უნარი ბარიუმის ჩანაცვლებისა ბარიუმის მინერალებში, ამრიგად, ამ და სხვა ანალოგიურ შემთხვევებში (ცხრილი 40) მკაფიოდ ისახება ერთ მხარეს მიმართული იზომორფული ჩანაცვლება.

მოყვანილი ცხრილიდან მკაფიოდ ჩანს, რომ ყველა ჩანაცვლებელი იონის ვალენტობა და ეკის მნიშვნელობა აღემატება ჩანაცვლებელი

პოლარული (მიმართული) იზომორფიზმის ზოგიერთი შემთხვევა

ა. ე. ფერსმანის მიხედვით

ჩანაცვლებული კათიონი	K <sup>+1</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Ca <sup>+2</sup>	K <sup>+1</sup>	Ti <sup>+4</sup>	ΣTR <sup>+3</sup>	Ti <sup>+4</sup>	Sc <sup>+3</sup>
ეკ-ი	0,36	2,15	1,75	0,36	8,4	3,6—4,1	8,4	4,65
ჩანაცვლებული კათიონი	Ba <sup>+2</sup>	Sc <sup>+3</sup>	Th <sup>+4</sup>	Pb <sup>+2</sup>	Nb <sup>+5</sup>	Th <sup>+4</sup>	Ta <sup>+5</sup>	Zr <sup>+4</sup>
ეკ-ი	1,35	4,65	6,8	1,65	13,6	6,8	13,6	7,8

იზომორფული ჩანაცვლების მიმართულებები ↑

ბული იონის ვალენტობასა და ეკ-ს. აქედან გამომდინარე ნათელია, რომ ჩანაცვლების შედეგად იზრდება კრისტალური მესრის ენერჯია და მისი მდგრადობა, რაც ნაერთისათვის ხელსაყრელია. სწორედ ეს უნდა იყოს მიმართული იზომორფიზმის მიზეზი.

მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ბუნებაში არსებობს საწინააღმდეგო შემთხვევებიც, როდესაც მცირე ეკ-ის მქონე კათიონი ანაცვლებს დიდი ეკ-ის მქონე კათიონს (შებრუნებული პოლარობა). მაგალითად, Ti<sup>+4</sup> (ეკ-ი 8,4) და Al<sup>+3</sup> (ეკ-ი 4,95) სილაკატებში ანაცვლებენ Si<sup>+4</sup>-ს (ეკ-ი 8,6), ასევე Na<sup>+1</sup> (ეკ-ი 0,45) სპოდუმენში ანაცვლებს Li<sup>+1</sup>-ს (ეკ-ი 0,55), ხოლო Zr<sup>+4</sup> (ეკ-ი 7,8) ზოგიერთ მინერალში ანაცვლებს Ti<sup>+4</sup> (ეკ-ი 8,4). ამავე დროს ტიტანატებში Ti<sup>+4</sup> არ ჩანაცვლდება Si<sup>+4</sup>-ით. ალბიტში Na<sup>+1</sup> თითქმის არ განიცდის ჩანაცვლებას Li<sup>+1</sup>-ით, ხოლო ცირკონში Zr<sup>+4</sup> არ ჩანაცვლდება Ti<sup>+4</sup>-ით. მიმართული იზომორფიზმისაგან დიამეტრულად განსხვავებული იზომორფიზმის ეს შემთხვევები ვ. ს. სობოლევის მიხედვით, გაპირობებულია კრისტალურ მესერში მცირე ზომის და პატარა კოორდინაციის მქონე იონების დიდი ზომის და მაღალი კოორდინაციის მქონე იონებით ჩანაცვლების ტენდენციით. შებრუნებული პოლარობა არ ეწინააღმდეგება მიმართული იზომორფიზმის კანონს და, როგორც ჩანს, იხსნება სისტემაში იონთა კონცენტრაციების თანაფარდობით. ასე მაგალითად, Ti ანაცვლებს Si მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც მისი კონცენტრაცია სისტემაში მეტად დიდია, ასევე Na ანაცვლებს Li-ს ნატრიუმიანი ხსნარების შემთხვევაში და სხვ. ამრიგად, მინერალებში იზომორფული მინარევების ხასიათი, გარდა უკვე აღნიშნული ფაქტორებისა, ბევრადაა დამოკიდებული გარემოზე, კერძოდ კი სისტემის (მდნარი, ხსნარი) შედგენილობაზე და მასში ამა თუ იმ ელემენტების კონცენ-

ტრაციაზე, რასაც პირველად ყურადღება მიაქცია ვ. ვ. შჩერბინამ. აქედან გამომდინარე, ამა თუ იმ მინერალში იზომორფული მინარევების შესწავლის საფუძველზე შეიძლება ვიმსჯელოთ სისტემის ელემენტურ შედგენილობაზე.

აქამდე იზომორფიზმს განვიხილავდით იონურ და იონურ-კოვალენტურ კრისტალურ მესრებში, მაგრამ მინერალთა საკმაოდ დიდ ნაწილს აქვს კოვალენტური (ატომური) და მეტალური მესრები, რომლებშიც აგრეთვე ფართოდაა გავრცელებული იზომორფიზმის მოვლენა. ზოგადად ამგვარ მესრებში იზომორფიზმის განმსაზღვრელი ფაქტორები მსგავსია უკვე განხილულისა, თუმცა აღინიშნება აგრეთვე ზოგიერთი განსხვავებაც. ასე მაგალითად, კ. ი. ლებედევის მიხედვით ატომურ და მეტალურ მესრებში იზომორფიზმის ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორებია: 1. ატომური რადიუსების მსგავსება; 2. ელექტრონული გარსების აგებულება; 3. სავალენტო ელექტრონების შეკავშირების ენერგია და 4. ელემენტთა ქიმიური თვისებების მსგავსება, პერიოდულ სისტემაში მათი მდებარეობისაგან დამოკიდებულებით.

მეტალურ მესრებში იზომორფიზმის ტიპიური შემთხვევაა მინერალი ელექტრუმი (Au, Ag), რომელიც, როგორც ვიცით, წარმოადგენს ოქროსა და ვერცხლის იზომორფულ ნარევს. ასეთივე ბუნებისაა პალადიუმიანი პლატინა (Pt, Pd), ოსმიუმიანი ირიდიუმი (Os, Ir) და სხვ. ატომურ მესრებში იზომორფიზმის კარგი მაგალითებია სელენის მინარევი ხალას გოგირდში (S, Se), ხშირად ტელურის მცირე მინარევით (S, Se, Te) ანდა Se, Te იზომორფული ნარევი.

გაცილებით უფრო რთული და მრავალფეროვანია იზომორფიზმი სხვადასხვა ტიპის ატომებით აგებულ კრისტალურ მესრებში—სულფიდებში, სულფომარილებში და ნაწილობრივ სელენიდებსა და ტელურიდებში. სულფიდები და მათი მსგავსი ნაერთები პოსტმაგმური საბადოების ტიპიური მინერალებია და ხასიათდებიან იზომორფიზმის მოვლენების ფართო გავრცელებით. საკმარისია გავიხსენოთ სფალერიტი (ZnS), რომელიც მთელ რიგ შემთხვევაში შეიცავს Fe, Cd, Mn, Ge, Ga, Tl, In და ზოგი სხვა ელემენტის მინარევს, ანდა გალენიტი (PbS), რომელიც აგრეთვე ხშირად შეიცავს Ag, Cu, Tl და ზოგ სხვა ელემენტს, მჭრქალი მადნები და სხვა, რომ დავრწმუნდეთ მათში იზომორფიზმის ფართო გავრცელებაში. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ბევრ შემთხვევაში სულფიდებში ამა თუ იმ ელემენტის ბუნება (არსებობის ფორმა) გაურკვეველია. როგორც ჩანს, რიგ შემთხვევაში სულფიდებში ამა თუ იმ ელემენტის მინარევის არსებობის ფორმა არა-იზომორფულია და გაპირობებულია ამ ელემენტის მინერალის სუბმი-

კროსკოპული გამონაყოფებით ან მინერალის მიერ მინარევი ელემენტის ატომების სორბციით.

ჰეტეროატომურ კრისტალურ მესრებში ზოგიერთი ელემენტის იზომორფიზმის საკითხის სისრულის საილუსტრაციოდ განვიხილოთ სფალერიტში გალიუმის მინარევის არსებობის ფორმის საკითხი.

ვ. მ. გოლდშმიდტის მიხედვით, ვინაიდან  $\text{GaAs}$  კრისტალდება სფალერიტის სტრუქტურის ტიპში, ხოლო  $\text{ZnS}$ -ის და  $\text{GaAs}$  მესრის პარამეტრები დაახლოებით მსგავსია ( $a_{\text{ZnS}} = 5,418 \text{ \AA}$ ,  $a_{\text{GaAs}} = 5,635 \text{ \AA}$ ), გალიუმი სფალერიტში უნდა არსებობდეს  $\text{GaAs}$ -ის შეზღუდული მყარი ხსნარის სახით. ამის საწინააღმდეგოდ ვ. ი. შჩერბინას მიაჩნია, რომ სფალერიტში გალიუმი იზომორფულ ფორმაშია ერთ, ორ, ან სამვალენტოვან მდგომარეობაში. ამავე დროს ხ. ხ ა ნ მ ა და დ. ფ რ ა ნ - კ მ ა ექსპერიმენტულად დაამტკიცეს, რომ  $\text{GaS}$  კრისტალდება ჰექსაგონურ სინგონიაში და წარმოქმნის ფურცელა კრისტალებს, რომელთა სტრუქტურულ მოტივში მკაფიოდ ისახება  $\text{S}-\text{Ga}-\text{Ga}-\text{S}$  ფენების მორიგეობა და ამიტომ ორვალენტოვანი გალიუმის სულფიდის ქიმიური ფორმულაა  $\text{Ga}_2\text{S}_3$ . აქედან გამომდინარე გასაგებია, რომ სფალერიტში გალიუმი ორვალენტოვანი კათიონის მინარევის სახით ვერ იქნება. ამრიგად, მოყვანილი მაგალითიდან ჩანს, თუ რაოდენ რთულია რიგ შემთხვევაში სულფიდებში არსებული მინარევების არსებობის ფორმის დადგენა.

#### § 24. იზომორფული ჩანაცვლება და მორფოტროპია

იზომორფულ ჩანაცვლებასთან მჭიდროდაა დაკავშირებული ფართოდ გავრცელებული მოვლენა — მორფოტროპია, რომელიც მდგომარეობს კრისტალური მესრის სტრუქტურის მკვეთრ და კანონზომიერ შეცვლაში, რაც გაპირობებულია იზომორფული ჩანაცვლების შედეგად ნაერთის ქიმიური შედგენილობის შეცვლით. იზომორფული ჩანაცვლების შედეგად ნაერთის კრისტალური მესრის სტრუქტურის შეცვლა გამოწვეულია ურთიერთჩამნაცვლებელ იონთა რადიუსების ზომებს შორის დიდი განსხვავებით და ჩამნაცვლებელი იონის განსხვავებული ბმის ტიპით. მაგალითად,  $\text{BaZrO}_3$ -ში, რომელიც კრისტალდება პეროვსკიტის ( $\text{CaTiO}_3$ ) სტრუქტურულ ტიპში, შესაძლებელია ცირკონიუმის ( $\text{Zr}^{+2} = 0,82 \text{ \AA}$ ) ჩანაცვლება კალით ( $\text{Sn}^{+4} = 0,67 \text{ \AA}$ ) და ტიტანით ( $\text{Ti}^{+4} = 0,64 \text{ \AA}$ ), ხოლო ბარიუმის ( $\text{Ba}^{+2} = 1,38 \text{ \AA}$ ) კი — სტრონციუმით ( $\text{Sr}^{+2} = 1,20 \text{ \AA}$ ), ან კალციუმით ( $\text{Ca}^{+2} = 1,04 \text{ \AA}$ ). ამ

გზით მიიღებიან იზომორფული რიგის სხვადასხვა მდგენელები, რომელთა კრისტალური მესრის სტრუქტურა პეროვსკიტის ტიპის იქნება, ე. ი. ისეთივე, როგორც ჰქონდა ნაერთს ჩანაცვლებამდე. მაგრამ საკმარისია, რომ ცირკონიუმი ან ბარიუმი ჩანაცვლდეს მკვეთრად განსხვავებული რადიუსის და აქედან გამომდინარე პოლარიზაციული თვისებების და ბმის ტიპის მქონე იონით, რომ იზომორფიზმი შეიცვალოს მორფოტროპიის მოვლენით და მივიღოთ ახალი სტრუქტურული ტიპის ნაერთი. მაგალითად,  $BaZrO_3$ -ში ბარიუმის ( $Ba^{+2} = 1,38 \text{ \AA}$ ) მაგნიუმით ( $Mg^{+2} = 0,74 \text{ \AA}$ ) ჩანაცვლების შემთხვევაში, რადიუსებს შორის განსხვავება იმდენად დიდია, რომ იზომორფული ჩანაცვლებისათვის დასაშვები ზღვარი დაირღვევა და მიიღება სხვა სტრუქტურის მქონე ნივთიერება. აღნიშნული მოვლენის მეტად კარგ მაგალითს წარმოადგენენ ბუნებაში ფართოდ გავრცელებული მინერალები—კარბონატები. კალციტში ( $CaCO_3$ ) კალციუმის იონი ( $Ca^{+2} = 1,04 \text{ \AA}$ ) იზომორფულად შეიძლება ჩანაცვლებულ იქნეს მაგნიუმის ( $Mg^{+2} = 0,74 \text{ \AA}$ ), კობალტის ( $Co^{+2} = 0,78 \text{ \AA}$ ), ოვალენტოვანი რკინის ( $Fe^{+2} = 0,80 \text{ \AA}$ ), თუთიის ( $Zn^{+2} = 0,83 \text{ \AA}$ ), მანგანუმის ( $Mn^{+2} = 0,91 \text{ \AA}$ ) და კადმიუმის ( $Cd = 0,99 \text{ \AA}$ ) იონებით, ისე, რომ შენარჩუნებული იქნეს კალციტის მესრის სტრუქტურული ტიპი; მაგრამ კალციუმის სტრონციუმით ( $Sr^{+2} = 1,20 \text{ \AA}$ ), ტყვიით ( $Pb^{+2} = 1,26 \text{ \AA}$ ) და ბარიუმით ( $Ba^{+2} = 1,38 \text{ \AA}$ ) ჩანაცვლების შემთხვევაში კალციტის კრისტალური სტრუქტურა შეიცვლება არაგონიტის სტრუქტურით. ამრიგად, ოვალენტოვან მეტალთა კარბონატება შეიძლება დაჯგუფდნენ ორი იზომორფული რიგის ფარგლებში, რომლებიც ერთმანეთისაგან გათიშულია. მორფოტროპული წყვეტით (ცხრილი 41). მართალია, ამ ორი რიგის ფარგლებში იზომორფულ მინერალთა უწყვეტი\* რიგი არ წარმოიქმნება, მაგრამ მინერალოგიაში სტრუქტურულ-მორფოლოგიური მსგავსების გამო, ისინი ცნობილი არიან კალციტის და არაგონიტის რიგის კარბონატების სახელწოდებით.

აღნიშნულიდან ჩანს, რომ  $CaCO_3$  დიმორფული ნივთიერებაა და პოლიმორფიზმის — ბუნებაში გავრცელებული მოვლენის, ერთ-ერთ

\*  $Fe^{+2}$  და  $Mn^{+2}$  კარბონატები წარმოქმნიან იზომორფულ მინერალთა უწყვეტ რიგს. უნდა აღინიშნოს, რომ კალციტში  $Mg$ -ის მინარეუს არსებობა ზოგიერთი მკვლევარის აზრით გაპირობებულია არა იზომორფიზმით, არამედ  $Ca$  და  $Mg$ -ის ორმაგი მარილის—დოლომიტის ძოლეულის არსებობით.

კარბონატების იზომორფული რიგები

იზომორფული რიგი	სისინია	მინერალები	ქიმიური შედგენილობა	Ri(Å)	კრისტალური მესრის პარამეტრი (Å)
მცირე ზომის კათიონთა შემცველი კარბონატები (Ri = 0,74 <sup>Å</sup> —1,04 <sup>Å</sup> ) კალციტის რიგი	ტრიგონული	მაგნეზიტი	MgCO <sub>3</sub>	0,74	5,61
		სფეროკობალიტი	CoCO <sub>3</sub>	0,78	5,71
		სილერიტი	FeCO <sub>3</sub>	0,80	5,82
		სმიტსონიტი	ZnCO <sub>3</sub>	0,83	5,62
		როდოქროზიტი	MnCO <sub>3</sub>	0,91	5,84
		ოტაეიტი	CdCO <sub>3</sub>	0,99	6,11
კალციტი	CaCO <sub>3</sub>	1,04	6,36		
დიდი ზომის კათიონთა შემცველი კარბონატები (Ri = 1,04—1,38 <sup>Å</sup> ) არაგონიტის რიგი	რომბული	არაგონიტი	CaCO <sub>3</sub>	1,04	4,94
		სტრონციანიტი	SrCO <sub>3</sub>	1,20	5,12
		ცერუსიტი	PbCO <sub>3</sub>	1,26	5,14
		ვუტერიტი	BaCO <sub>3</sub>	1,38	5,29

შ ე ნ ი შ ე ნ ა: ცხრილში მოყვანილია კარბონატების მხოლოდ კიდური წევრება.

მაგალითს წარმოადგენს. თუ გავიხსენებთ მინერალოგიიდან, რომ პოლიმორფული მოდიფიკაციების წარმოქმნა გაპირობებულია გარემოს თერმოდინამიკური პირობებით (T°, P) და რომ სათანადო პირობების შექმნისას ერთი მოდიფიკაცია შეიძლება გარდაიქმნას მეორე მოდიფიკაციად, უნდა დავეთანხმოთ ვ. მ. გოლდშმიდტს, რომელიც პოლიმორფიზმს განიხილავს როგორც მორფოტროპიის კერძო შემთხვევას (ავტომორფოტროპია). აქედან გამომდინარე უნდა დავასკვნათ, რომ იზომორფიზმის, მორფოტროპიის და პოლიმორფიზმის მოვლენები ურთიერთდაკავშირებული მოვლენებია.

§ 25. იზომორფული ნარევივის დაშლა და ავმოლიზია

მიწის ქერქში მიმდინარე სხვადასხვა მინერალწარმოქმნელი პროცესების დროს ხდება არა მარტო იზომორფული ნარევივის წარმოქმნა, არამედ რიგ შემთხვევაში წარმოებს არსებული იზომორფული მინერალების დაშლა. ეს პროცესი მინერალოგიაში ცნობილია მყარობის დაშლის\* სახელწოდებით და იგი უმთავრესად ვლინ-

\* ამ შემთხვევაში ხმარებული გაგებით, ტერმინი მყარი ხსნარები არ შეესაბამება შერეულ კრისტალებს და იგი გულისხმობს არასრულ იზომორფულ ნარევივებს.

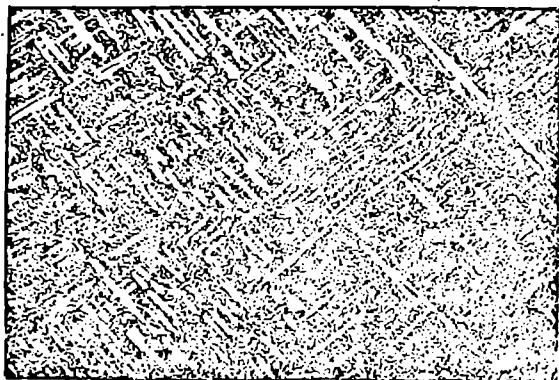


დება არასრული იზომორფიზმის მქონე მინერალებში. იზომორფული ნარევების დაშლის ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორია თერმოდინამიკური პირობები და, პირველ რიგში, ტემპერატურა. ტემპერატურის შემცირებით მყარი ხსნარების დაშლა გამოწვეულია ერთი იზომორფული კომპონენტის ხსნადობის შემცირებით მეორეში, ისე, როგორც ეს ხდება წყალხსნარების შემთხვევაში, რასაც თან სდევს გახსნილი ნივთიერების ქარბი რაოდენობის (ამ ტემპერატურაზე გადაჭერებული ხსნარი) გამოლექვა ხსნარიდან. ამის ანალოგიურად ტემპერატურის შემცირებისას ხდება ჰომოგენური მყარი ხსნარის კრისტალური მესრის გარკვეული შეკუმშვა, რაც იზომორფიზმის კანონების მიხედვით ამცირებს მსგავსი ნივთიერებების ურთიერთხსნადობას (იზომორფულ ნივთიერებათა მოლეკულური მოცულობების დაახლოებითი ტოლობის დარღვევა), რის გამოც ხდება იზომორფულად გახსნილი ნივთიერების ქარბი ნაწილის გამოყოფა ცალკე ფაზის სახით.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მყარი ხსნარების დაშლის პროცესისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ტემპერატურის შემცირების სისწრაფეს. დადგენილია, რომ მყარი ხსნარის დაშლისათვის განსაკუთრებით ხელსაყრელი პირობები იქმნება ტემპერატურის ნელი, თანდათანობითი შემცირების დროს. ტემპერატურის სწრაფი შემცირების შემთხვევაში ხდება მყარი ხსნარის ე. წ. წრთობა და იგი აღარ იშლება, თუმცა, ფიქრობენ, რომ ამ შემთხვევაშიც მყარი ხსნარი იშლება, მაგრამ გამოყოფილი ფაზა იმყოფება სუბმიკროსკოპიულ-დისპერსიულ მდგომარეობაში, ე. ი. წარმოიქმნება კრისტალოზოლი, რის კარგ მაგალითსაც წარმოადგენს კრიპტოპერტიტები.

იზომორფული ნარევების დაშლის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ზოგიერთი პერტიტი\*, რომლებიც მიიღებიან მაღალტემპერატურულ პირობებში ჰომოგენური, ორფაზა, შეზღუდული იზომორფული ნარევის ( $K[AlSi_3O_8] + Na[AlSi_3O_8]$ ) დაბალტემპერატურულ პირობებში დაშლის შედეგად (კალიუმის მინდვრის შპატი შეიცავს ალბიტის უწყვილეს კანონზომიერ გამონაყოფებს). დაშლის მსგავსი შემთხვევები აღინიშნება მთელი რიგი სხვა მინერალებისათვისაც; მაგალითად, მანნებში ფართოდ არის გავრცელებული სფალერიტის და ქალკოპირიტის, სფალერიტისა და პიროტინის, ილმენიტისა და ჰემატიტის, ქრომიტისა და ილმენიტის, მაგნეტიტისა და ილმენიტის და სხვა მინერალთა კანონზომიერი შენაზარდები, წარმოშობილნი იზომორფული ნარევების დაშლის შედეგად (ნახ. 20 და 21).

\* ცნობილია აგრეთვე მეტასომატური პერტიტები.



ნახ. 20. სტანინ-ქალკობირიტის მყარი ხსნარის დაშლის შედეგად სტანინის ( $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ ) მასაში (მუქი ნაცრის-უფერი ძირითადი მასა) ქალკობირიტის ( $\text{CuFeS}_2$ ) ორი მიმართულებით ორიენტირებული თითისტარისებრი გამოწყოფები (თეთრი). მიკროფოტოგრაფია, გაღ. 500-ჯერ, საქსონია, პ. რამლორის მიხედვით.



ნახ. 21. ლინეიტ-მილერიტის მყარ ხსნარის დაშლის შედეგად ლინეიტის ( $\text{Co}_2\text{S}_4$ ) მასაში (ნაცრის-უფერი ძირითადი მასა) ჩანს მილერიტის ( $\text{NiS}$ ) ფირფიტოვანი გამოწყოფები (თეთრი ფერის), რომლებიც გახლავებული არიან ლინეიტში  $\parallel (100)$  და ქმნიან მკერს. მიკროფოტოგრაფია, გაღ. 275-ჯერ, ვისენის საბადო, პ. რამლორის მიხედვით.

გარკვეულია აგრეთვე, რომ ენდოგენურ პირობებში იზომორფული ნარეების დაშლა შესაძლებელია მოხდეს პოლიმორფულ გარდაქმნებ-

თან დაკავშირებითაც. ამ შემთხვევაში დაშლა გამოწვეულია იმით, რომ პოლიმორფული გარდაქმნის დროს კრისტალური მესერი იცვლება, ე. ი. ირღვევა იზომორფიზმის ერთ-ერთი აუცილებელი პირობა—იზომორფულ ნარევეთა იზოსტრუქტურულობა.

ამრიგად, როგორც დაინახეთ, მაღალი ტემპერატურა იზომორფული ნარევების წარმოშობისათვის მეტად ხელსაყრელი ფაქტორია. ამიტომაც სწორედ, რომ ერთი და იგივე მინერალის დაბალტემპერატურული გენერაციები მაღალტემპერატურულთან შედარებით ყოველთვის ლარიბი არის იზომორფული მინარევეებით. ამ მოვლენას ა. ე. ჯერსმანმა ავტოლიზიის — თვითდაწმენდის მოვლენა უწოდა.

ავტოლიზიის მაგალითად შეაძლება განვიხილოთ ხიბინის ეგირინები; ამ ეგირინების ადრეული გენერაცია შეიცავს „ავჯიტის მოლეკულის“ ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) მაღალ პროცენტს და  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  საკმაოდ მნიშვნელოვან მინარევს; მეორე გენერაციის ეგირინები მინარევეებით გაღარიბებული არიან, ხოლო მესამე გენერაციის ეგირინები, რომელთა წარმოქმნა ხდებოდა ცეოლითების თანადროულად, მინარევეებს აღარ შეიცავენ და შედგენილობით ეგირინის თეორიულ ქიმიურ ფორმულას უპასუხებენ. ავტოლიზიის კარგ მაგალითს წარმოადგენს აგრეთვე ურანის მინერალებში  $\text{ThO}_2$  და  $\text{UTh}_2\text{O}_7$  შემცველობა. მაღალტემპერატურულ პეგმატიტებთან დაკავშირებული ურანიტიები თითქმის ყოველთვის გამდიდრებული არიან თორიუმით და იშვიათი მიწათა ელემენტებით. პნევმატოლითური ზონების ურანიტიებში აღნიშნულ ელემენტთა მინარევეები უკვე მკვეთრად შემცირებულია, ხოლო დაბალტემპერატურულ პიდროთერმულ ძარღვებში, სადაც ნასტურანი პარაგენეზისშია კარბონატებთან და ბისმუტ-კობალტის მინერალებთან, თორიუმის და იშვიათ მიწათა ელემენტების მინარევეები მასში უკვე ხლარ გვხვდება.

იზომორფული ნარევების დაშლა წარმოებს აგრეთვე მიწის ქერქის ზედაპირულ ზონაში, იქ, სადაც მიმდინარეობს ე. წ. ეგზოგენური პროცესები მზის ენერგიის ხარჯზე. ვ. ვ. შჩერბინას მიხედვით იზომორფული ნარევების დაშლა ამ პირობებში მიმდინარეობს შემდეგი პროცესების შედეგად: 1. იზომორფულ ნარევეთა შემადგენელი კომპონენტების ვალენტობის და 2. წყალხსნარების pH-ის შეცვლის შედეგად. გარკვეული მნიშვნელობა იზომორფული ნარევების დაშლისათვის აქვს აგრეთვე კრისტალური მესრის ტიპის შეცვლას ბმის ძალების შეცვლის შედეგად და ბიოგენური პროცესების მსვლელობის შედეგად.

იზომორფულ ნარევეთა შემადგენელი კომპონენტების ვალენტობის შეცვლა გაპირობებულია ეგზოგენურ პირობებში უანგბადის მაღალი

პარციალური წნევით. ამ პირობებში ელემენტთა ჟანგვის უნარიანობის მიხედვით ხდება მათი სხვადასხვა ხარისხით დაჟანგვა, რის გამოც იცვლება ელემენტთა ვალენტობა, რასაც თან სდევს იონური რადიუსის და პოლარიზაციული თვისებების შეცვლა და ამის გამო იზომორფული ნარევის დაშლა. მაგალითად, ოლივინში  $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$  იზომორფული მინარევის სახით ყოველთვის იმყოფება  $Mn^{+2}$ ,  $Ni^{+2}$  და  $Co^{+2}$ . ჟანგბადოვან გარემოში ეს ელემენტები იჟანგებიან სამვალენტოვან მდგომარეობამდე, ხოლო მანგანუმი ოთხვალენტოვან მდგომარეობამდე, რის გამოც იცვლება მათი იონური რადიუსები და იზომორფული ნარევი იშლება.

თუ ხსნარის pH-ის შეცვლის შედეგად იზომორფული ნარევის ერთ-ერთი კომპონენტის ხსნადობა იზრდება, გასაგებია, რომ უნდა მოხდეს იზომორფული ნარევის დაშლა და ამ ხსნადი კომპონენტის ხსნარში გადასვლა. მაგალითად, პოლიმეტალურ საბადოთა მადნის მთავარი მინერალი სფალერიტი, რომელიც იზომორფული მინარევის სახით თითქმის ყოველთვის შეიცავს კადმიუმს  $[(Zn, Cd)S]$ , იშლება და ხდება თუთიის და კადმიუმის ურთიერთდაცილება. ამ შემთხვევაში იზომორფული ნარევის (სფალერიტი) დაშლა გაპირობებულია იმით, რომ ერთი მდგენელი— $ZnS$ , ხასიათდება კარგი ხსნადობით მყავე ხსნარებში ( $pH < 7$ ), რის გამოც ეს კომპონენტი გამოიტუტება და მიგრირებს, ხოლო იზომორფული ნაერთის მეორე შემადგენელი— $CdS$  ამავე მყავიანობის ხსნარებში უხსნადია, რის გამოც იგი ადგილზე რჩება მინერალ გრინოკიტის სახით. სწორედ ეს აპირობებს ჟანგვის ზონის ფარგლებში პოლიმეტალური მადნის გამდიდრებას გრინოკიტით.

#### § 26. ქიმიური ელემენტები ატომარულ-გაფანტულ მდგომარეობაში

ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ფორმა ატომარულ-გაფანტულ მდგომარეობაში, როგორც ჩანს, ახასიათებს ყველა ცნობილ ელემენტს და იგი უნდა აპირობებდეს ნებისმიერი ქიმიური ელემენტის მინარევის არსებობას „კვალის“ სახით სხვადასხვა მინერალებში და ქანებში. მიუხედავად იმისა, რომ ჯერ კიდევ 1909 წელს ვ. ი. ვერნანდსკიმ აღნიშნა მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა არსებობის ატომარულ-გაფანტული მდგომარეობა, ეს საკითხი თანამედროვე გეოქიმიაში ჯერ კიდევ დაუმუშავებელია და კვლევის სტადიაშია.

აღსანიშნავია, რომ ნივთიერების ანალიზის მეთოდების მგრძობიარობის და სიზუსტის გაზრდასთან ერთად განუწყვეტლივ იცვლება ჩვენი წარმოდგენები ქიმიურ ელემენტთა ატომების გაფანტვის ხარისხის შესახებ მიწის ქერქში და მთლიანად დედამიწაში. ნივთიერების ანალიზის თანამედროვე მეთოდები საშუალებას იძლევა აღმოჩენილ

ქნას ესა თუ ის ელემენტი  $10-12\%$  რაოდენობით, რის საფუძველზე-  
დაც გარკვეულია, რომ ქანის უმცირეს ნაწილაკში ან წყლის წვეთში  
კვალის სახით მაინც არსებობს ყველა ცნობილი ქიმიური ელემენტი.  
ქიმიური ელემენტების ატომების ამგვარი საყოველთაო გავრცელება,  
თუნდაც კვალის სახით მყარ სხეულებში (მინერალებში), გასაგებია,  
რომ ვერ აიხსნება იზომორფიზმის კანონების საფუძველზე. ამიტომ  
უნდა ვივარაუდოთ, რომ ნებისმიერი მინერალის კრისტალურ მესერში,  
გარდა კანონზომიერად შებმული ძირითადი ატომებისა, არსებობენ  
სხვა ატომები, რომელთა კრისტალურ მესერში არსებობის ფორმა  
ჯერ კიდევ გარკვეული არ არის. ეს მინარევი ატომები მონაწილეობას  
არ იღებენ მინერალის კრისტალური მესრის კონსტიტუციაში, ვინაი-  
დან ისინი მესერში შებმული არ არიან და, როგორც ჩანს კრისტა-  
ლური მესრის კვანძთა შორის „სიცარიელებში“ იმყოფებიან. რადკან  
ეს ელემენტები კრისტალურ მესერში, როგორც ფიქრობენ, თავისუ-  
ფალ მდგომარეობაში იმყოფებიან, ამიტომ მათი მდგომარეობის პი-  
რობითი გამოხატვისათვის ნახმარია ატომარულ-გაფანტული მდგო-  
მარეობა. ელემენტთა გაფანტვის ხარისხი სხვადასხვაა სხვადასხვა  
მინერალის კრისტალურ მესერში. მაგრამ გაფანტვის ხარისხსაც პირო-  
ბითად შეიძლება მიეცეს თავისი მნიშვნელობის ქვედა ზღვარი: 1 ატომი  
1 სმ<sup>3</sup> ნივთიერებაში. გასაგებია, რომ ამგვარი მცირე კონცენტრაციების  
აღმოჩენა რთულ ანალიტიკურ პრობლემას წარმოადგენს.

ატომარულ-გაფანტული მდგომარეობის გარდა, მინარევი ელემენ-  
ტების არსებობის ფორმა შეიძლება სხვაც იყოს. ასე მაგალითად,  
ბუნებაში ფართოდ გავრცელებულ კოლოიდურ მინერალურ აგრეგა-  
ტებში (რომელთა წარმოქმნაც, როგორც ვიცით, ხდება ენდოგენური  
და ეგზოგენური პროცესების მსვლელობის დროს) მინარევი ელემენ-  
ტები შესაძლებელია წარმოდგენილი იყვნენ კოლოიდური ნალექის  
მიერ ხსნარიდან ან მდნარიდან მიტაცებული ატომებით კოლოიდური  
ნალექის დიდი ზედაპირული ენერჯის გამო. ამ შემთხვევაში ძნელი  
სავარაუდოა, თუ სად იმყოფება მინარევი ელემენტის ატომები—მი-  
ნერალის კრისტალურ მესერში (შიგნით), თუ მინერალურ მარცვალთა  
ზედაპირზე. ერთი რამ კი უდავო უნდა იყოს, რომ კოლოიდურ მი-  
ნერალურ აგრეგატებში მინარევი ელემენტების ერთი ნაწილის არსე-  
ბობის ფორმა ადსორბციული ბუნებისაა.

ამრიგად, სავარაუდოდ შეიძლება ითქვას, რომ მიწის ქერქის აგე-  
ბულებაში მონაწილე ქიმიურ ნაერთთა მოლეკულების ატომებისა და  
იონების გარდა, რომლებიც კმნიან სხვადასხვა კრისტალურ მესრებს, მიწის  
ქერქში არსებობენ აგრეთვე თავისუფალი ატომების (შესაძლებელია  
იონების და მოლეკულების) მირიადები, რომლებიც ამა თუ იმ რაო-

დენობის მინარევის სახით იმყოფებიან მიწის ქერქის ნებისმიერ მცირე ნაწილაკში. ამიტომ იზომორფული მინარევის გარდა გეოქიმიში არსებობს მეორე ცნებაც — მინარევი ელემენტი, რომელიც გაცილებით უფრო ვრცელია (ზოგადი) და მოიცავს როგორც იზომორფული ბუნების, ისევე გაურკვეველი არსებობის (მდგომარეობის) ფორმის მქონე მინარევ ელემენტებს.

გეოქიმიისათვის მინარევი ელემენტების საკითხს უალრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს, ვინაიდან, არსებობენ ელემენტები, რომელთა ატომების უმთავრესი ნაწილი არა ქმნის ინდივიდუალურ კრისტალურ მესერს და მიწის ქერქში იმყოფება გაფანტულ მდგომარეობაში — სხვა ატომებით აგებულ მესრებში მინარევის სახით.

ასეთი თვისებებით, პირველ რიგში, ხასიათდებიან Sc, Ga, Hf, In, Rb, Br, I; ნაწილობრივ რადიოაქტიური ელემენტები (Ra, U, Th, Ac) და იშვიათ მიწათა ელემენტები (Zr) და ბევრი იშვიათი ელემენტი (Nb, Ta, Cd, Ge, Se, Te და სხვ.). მაგალითად, იოდი ხასიათდება მაღალი გაფანტვის ხარისხით, რის გამოც ისლანდიური შპატის უფრო კრისტალებში აღმოჩენილია იოდის მინარევი  $5 \cdot 10^{-8}\%$  რაოდენობით (1 სმ<sup>3</sup> ისლანდიურ შპატში მოთავსებულია  $10^{14}$  იოდის ატომი). ასევე რადიუმი, რომელიც რადიოაქტიურ ელემენტთა შორის ხასიათდება გაფანტვის მაღალი ხარისხით, ურანის საკუთარ მინერალებში იმყოფება  $2,5 \cdot 10^{-5}\%$  რაოდენობით (რადიუმის წონითი კლარკი მიწის ქერქში  $1 \cdot 10^{-10}\%$  ტოლია), რაც ნიშნავს, რომ ურანის მინერალის 1 სმ<sup>3</sup>-ში  $6,7 \cdot 10^{15}$  რაოდენობის რადიუმის ატომებია. კიდევ უფრო მაღალი გაფანტვის ხარისხით ხასიათდება რადონი, რომლის რაოდენობაც ატმოსფეროში დაახლოებით  $5 \cdot 10^{-17}\%$  ტოლია, რაც ნიშნავს, რომ 1 სმ<sup>3</sup> ატმოსფეროში 1—1,3 რადონის ატომია. სწორედ რადონის გაფანტვის ხარისხი მიღებულია გაფანტვის ხარისხის ქვედა ზღვრად. განხილულ საკითხებთან მჭიდრო კავშირში იმყოფება ცნება იშვიათი ელემენტების შესახებ.

## § 27. იშვიათი ელემენტები

იშვიათი ელემენტები ეს ისეთი ელემენტებია, რომლებიც ხასიათდებიან დაბალი კლარკებით და გაფანტვის მაღალი ხარისხით. საკმარისია აღინიშნოს, რომ მიუხედავად იმისა, რომ იშვიათი ელემენტების რაოდენობა 40-ს აღემატება, მათზე მოდის მიწის ქერქის წონის მხოლოდ 0,126%. უნდა აღინიშნოს, რომ ელემენტის მიკუთვნება იშვიათი ელემენტების ჯგუფისადმი მიწის ქერქში მარტო მისი რაოდენობის მიხედვით, პირობითია, თუ მხედველობაში არ იქნება მიღებული მეორე ნიშანიც — გაფანტვის ხარისხი, ე. ი. ელემენტის უნარი, მიწის.

ქერქში შექმნას ლოკალური, ამ ელემენტით გამდიდრებული უბნები საბადოების სახით (რომელთა მადნებშიც ელემენტის შემცველობა განისაზღვრება ერთეულიდან ათეული პროცენტით). მაგალითად, Pb, Zn, W, Mo და ზოგი სხვა ელემენტი მიწის ქერქში იმყოფება იმავე რაოდენობით ან უფრო მცირე კონცენტრაციითაც კი, ვიდრე იშვიათი ელემენტი. მიუხედავად ამისა, აღნიშნულ ელემენტებს იშვიათ ელემენტებს არ ვუწოდებთ, ვინაიდან ცნობილია ამ ელემენტების მრავალი საბადო. ამასთან დაკავშირებით აღსანიშნავია, რომ დროთა განმავლობაში იშვიათი ელემენტების სია იცვლება (მცირდება), ვინაიდან ზოგი ელემენტი (Hg, W, Mo და სხვ.), რომლებიც წინათ განიხილებოდა როგორც იშვიათები, დღეს უკვე იშვიათები არ არიან, რადგან ცნობილი გახდა ამ ელემენტთა დიდი საბადოები.

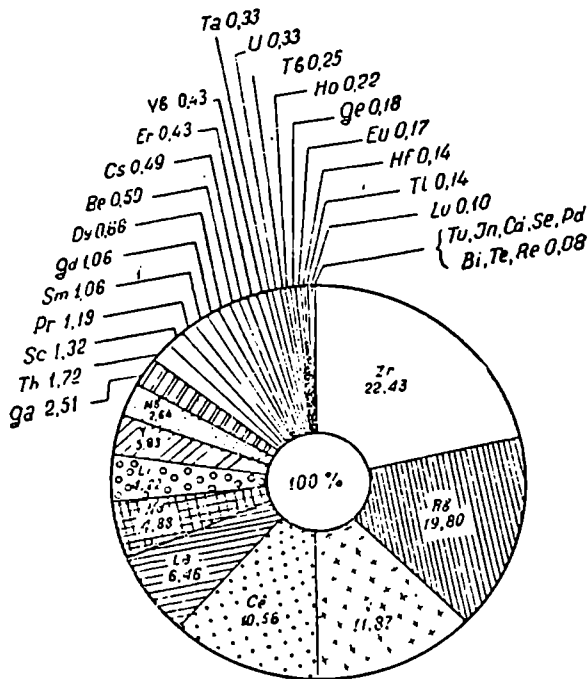
როგორც აღნიშნული იყო, დღეისათვის იშვიათი ელემენტების ჯგუფში შეჰყავთ კორმოცამდე ქიმიური ელემენტი, რომელთა რაოდენობრივი თანაუარღობა მიწის ქერქში შეიძლება ნაჩვენები იყოს შემდეგი დიაგრამით (ნახ. 22).

დიაგრამიდან ნათლად ჩანს, რომ 10 იშვიათ ელემენტზე მოდის მიწის ქერქში იშვიათი ელემენტების ჯამური შემცველობის 90% და მხოლოდ 10% დანარჩენ იშვიათ ელემენტებზე. შედარებით მაღალი კლარკის მქონე ეს 10 იშვიათი ელემენტი წარმოდგენილია: Zr (22,37%), Rb (19,74%), V (11,84%), Ce (10,53%), La (6,58%), Nd (4,86%), Li (3,94%), Y (3,94%), Nb (2,63%) და Ga (2,63%) იშვიათ ელემენტთა შორის განსაკუთრებით მცირე კლარკები აქვთ Se (0,05 გრ/ტონაზე), Te (0,001 გრ/ტონაზე), Cd (0,13 გრ/ტონაზე), In (0,25 გრ/ტონაზე) და ზოგ სხვა ელემენტს.

მიუხედავად იმისა, რომ იშვიათი ელემენტები ხასიათდებიან დაბალი კლარკებით და გაფანტვის მაღალი ხარისხით, ისინი ზოგიერთ შემთხვევაში მიწის ქერქში ქმნიან საბადოებსაც, მაგრამ ამ საბადოებში თავმოყრილი იშვიათი ელემენტების რაოდენობა შეუდარებლად უფრო ნაკლებია, ვიდრე მიწის ქერქში გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი იშვიათი ელემენტებისა.

დღეისათვის გამორკვეულია, რომ იშვიათი ელემენტების უმრავლესობას აქვს თავისი საკუთარი მინერალები და მხოლოდ Rb და Hf-სათვის ისინი ჯერ კიდევ არაა ცნობილი. მიწის ქერქში არსებული იშვიათი ელემენტების ძირითადი მასა გაფანტვის მაღალი ხარისხის გამო, იმყოფება მინარევის სახით გავრცელებული ქანმანქანი და მადანმშენი მინერალების კრისტალურ მესერში, სადაც ისინი „იმალებიან“. ერთ შემთხვევაში ამ ელემენტთა იონები (ატომები) იმყოფებიან იზო-

მორფულ მდგომარეობაში, როგორც ეს ახასიათებს Rb, Cs, Li, Ba და Sr მინდვრის შპატებში და ზოგ ფერად ალუმოსილიკატში, Ni და Co ოლივინში, Hf ცირკონში, ΣTR აპატიტებში, ეპილოტში, პიროქსენებში, Nb და Ta ტიტანის მინერალებში, Cd და Ge სფალე-



ნახ. 22. იშვიათი ელემენტების რაოდენობრივი თანაჯარობა მიწის ქერქში (იშვიათი ელემენტების ჯამური შემცველობა მიწის ქერქში მიღებულია 100%).

რიტებში, Ag გალენიტში, Se და Te რკინის დისულფიდებში, Re მოლიბდენიტში და სხვ. მეორე შემთხვევაში: იშვიათი ელემენტის მინარევეები, როგორც ჩანს, იმყოფებიან ატომარულ-გაფანტულ მდგომარეობაში სხვა ელემენტის მინერალის კრისტალური მესრის კვანძთა შორისეში. მესამე შემთხვევაში იშვიათი ელემენტის მინარევი შეიძლება იმყოფებოდეს მოლეკულურ-გაფანტულ მდგომარეობაში და ფაქტიურად წარმოადგენდეს იშვიათი ელემენტის საკუთარი მინერალის



სუბმიკროსკოპულ გამონაყოფებს (ასეთ მდგომარეობაში მყოფ მინარევეს შეიძლება ეუწოდოთ მინერალოგური მტვერი). შესაძლებელია აგრეთვე, რომ იშვიათი ელემენტის მინარევის არსებობა გაპირობებული იყოს კოლოიდურ-სორბციული პროცესებით.

იშვიათი ელემენტების მინარევეები ახასიათებს მრავალ, გავრცელებულ ქანმაშენ და მადანმაშენ მინერალს. ამავე დროს ზოგი მათგანი ხშირად განსაკუთრებით მდიდარია ხოლმე ამა თუ იმ იშვიათი ელემენტის მინარევით, რის გამოც ამ მინერალებს გეოქიმიის უწოდებენ მინერალ-კონცენტრატორებს. მაგალითად, სფალერიტი —  $ZnS$  წარმოადგენს  $Cd$ ,  $Ge$ ,  $In$  და ზოგი სხვა იშვიათი ელემენტის კონცენტრატორს, პირიტი და მარკაზიტი —  $(FeS_2)$  —  $Se$ ,  $Te$ ,  $Tl$  და ზოგი სხვა იშვიათი ელემენტის კონცენტრატორებს, კალიუმის მინდურის შპატები —  $Rb$ ,  $Cs$  და ზოგი სხვა ელემენტის კონცენტრატორს და ასე შემდეგ. გარდა მინერალ-კონცენტრატორის ცნებისა, საჭიროა მინერალ-მატარებლის ცნების განსაზღვრა; ხშირად, მიუხედავად იმისა, რომ რომელიმე იშვიათი ელემენტის დიდი კონცენტრაციები გვხვდება ამა თუ იმ აქცესორულ მინერალში, ქანში (მადანში), იშვიათი ელემენტის მთელი რაოდენობის უდიდესი ნაწილი თავმოყრილია არა მინერალ-კონცენტრატორში, არამედ სხვა რომელიმე დიდი გავრცელების მქონე ქანმაშენ მინერალში, თუმცა, იშვიათი ელემენტის მინარევის რაოდენობა მასში მცირეა. მაგალითად, გურიაში ცნობილია ვაკიჭვრის სიენიტური შედგენილობის ინტრუზივი, რომელთანაც გენეტურად დაკავშირებულია იშვიათი მიწების საკმაოდ მაღალი კონცენტრაციის შემცველი ტუტე შედგენილობის პეგმატოიდები. მიუხედავად იმისა, რომ  $\Sigma TR$  განსაკუთრებით მაღალი (1,5—2,5%) კონცენტრაციები დამახასიათებელია აპატიტისათვის, რომელიც ამ პეგმატოიდებში ქანმაშენი მინერალის როლს ასრულებს, პეგმატოიდების მოცულობის ერთეულში არსებული  $\Sigma TR$ -ის უდიდესი ნაწილი თურქე დაკავშირებული ყოფილა პიროქსენებთან (რომლებიც აპატიტთან შედარებით ბევრად ღარიბი არიან  $\Sigma TR$  მინარევით), რადგან პიროქსენი ამ ქანში რაოდენობრივად ბევრად აღემატება აპატიტს. ამრიგად, განხილულ შემთხვევაში  $\Sigma TR$ -ის მინერალ-კონცენტრატორი აპატიტია, ხოლო მინერალ-მატარებელი კი პიროქსენი.

მიუხედავად იმისა, რომ იშვიათი ელემენტები ძირითადად გვხვდებიან მინარევის (იზომორფული, ატომარულ-მოლეკულურ გაფანტულ მდგომარეობაში) სახით რომელიმე დიდი გავრცელების მქონე მინერალის კრისტალურ მესერში, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ცნობილია აგრეთვე იშვიათი ელემენტების საკუთარი მინერალებიც. ასე მაგალითად, იშვიათი ელემენტების საკუთარი მინერალების საერთო

რიცხვი დღეისათვის 400-ს აღემატება; აქედან 86 ნიობისა და ტანტალის მინერალებია, 55 იშვიათ მიწათა ელემენტებისა, 40—ბერილიუმის, 39—სელენის, 42—ტელურის, 27—ტირკონიუმის, 2—სკანდიუმის, 2—ცეზიუმის, 5—ტალიუმის, 1—გალიუმის და ა. შ. როგორც ჩანს, იშვიათი ელემენტების საკუთარი მინერალების რაოდენობა მიწის ქერქში აღნიშნულზე მეტია, ვინაიდან თითქმის ყოველწელს (უკანასკნელი 10—15 წლის მანძილზე) მათი რიცხვი განუწყვეტლივ იზრდება ახალი მინერალების აღმოჩენის გამო.

მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე სხვადასხვა ქანების და მადნების შესწავლის საფუძველზე გარკვეულია, რომ იშვიათი ელემენტები ქანებსა და მადნებში განაწილებული არიან გარკვეული კანონზომიერებით. ასე მაგალითად, Li, Rb, Y, TR, Cs, Be, Ta ძირითადად გვხვდებიან გრანიტოიდებში, სადაც მათი შემცველობა უფრო მაღალია, ვიდრე მიწის ქერქში. ამითაა გაპირობებული, რომ გრანიტოიდებთან კავშირში ხშირად არსებობს აღნიშნული ელემენტების პრაქტიკულად საინტერესო კონცენტრაციები. ტუტე ელემენტებით მდიდარი სიენიტური შედგენილობის ქანები გამდიდრებული არიან Zr, Ga, Hf, Nb, Be, Sr და Ce-ის ჯგუფის იშვიათ მიწათა ელემენტებით, რომელთა კონცენტრაციაც ამ ქანებში რამდენჯერმე აღემატება მათ კლარკულ შემცველობას მიწის ქერქში. ამითაა გამოწვეული ის გარემოება, რომ ტუტე სიენიტური ქანების მასივებთანაც ხშირად დაკავშირებულია აღნიშნულ ელემენტთა სამრეწველო მნიშვნელობის კონცენტრაციები.

გაბროილული და პერიდოტიტული ქანები ხასიათდებიან იშვიათი ელემენტების თავისებური ასოციაციით; კერძოდ, ამ ტიპის ქანები გამდიდრებული არიან V, Sc და ზოგი სხვა იშვიათი ელემენტით.

ასევე დანალექი ქანებიც ხასიათდებიან იშვიათი ელემენტების სპეციფიკური ასოციაციებით. ასე მაგალითად, თიხებისათვის და თიხაფიქლებისათვის დამახასიათებელია B, Se, Li, Rb, Ge და Sc კონცენტრაცია, ამ ელემენტთა კლარკულ შემცველობასთან შედარებით 1,5 ან 2-ჯერ უფრო მეტი რაოდენობით. განსაკუთრებით მდიდარი არიან იშვიათი ელემენტებით ნახშირიანი ფიქლები; მათში აღინიშნება U, V, Se და იშვიათ მიწათა ელემენტების კლარკულთან შედარებით მაღალი კონცენტრაციები. ქვიშაქვები ხშირად გამდიდრებული არიან Sc, Y, TR, Zr, Hf, Nb, Ta და ზოგჯერ Te-ით. ამის გამოა, რომ ბევრი იშვიათი ელემენტის საბადო დაკავშირებულია თიხა-ფიქლებთან და ქვიშაქვებთან. რაც შეეხება კირქვებს და სხვა კარბონატულ ქანებს, ისინი იშვიათი ელემენტების კლარკულზე მაღალ კონცენტრაციებს შეიცავენ მხოლოდ ერთეულ შემთხვევებში. გარდა

ქანებისა, იშვიათი ელემენტების კონცენტრაცია ხდება აგრეთვე სხვა დასხვა მდნებში. ასე მაგალითად: ტყვია-თუთიის სულფიდურ მდნებში — Cd, Ge, Ga, Jn, Tl და ზოგი სხვა ელემენტის, სპილენძის სულფიდურ მდნებში — Se, Te, Ge და ზოგი სხვა ელემენტისა, მოლიბდენის მდნებში — Re-ის კონცენტრაცია, პირით მდლარ მდნებში — Tl-ის ანდა Se და Te-ის კონცენტრაცია და სხვა. ამიტომ, რომ ტყვია-თუთიის, სპილენძის, მოლიბდენის, დარიშხანის და სხვა მეტალთა საბადოების მდნების გადამუშავების პროცესში მთავარ მეტალბთან ერთად წარმოებს მინარევის სახით მყოფი იშვიათი მეტალების მიღებაც.

პრაქტიკული თვალსაზრისით იშვიათი მეტალების საინტერესო კონცენტრაციებს შეიცავს აგრეთვე ქვანახშირი, რომელიც ძირითადად გამდიდრებულია Ge, V, Ga, TR, U-ის და ზოგი სხვა ელემენტის მინარევით. მარილთა საბადოების მდნები გამდიდრებულია Sr და Rb-ით; ფოსფორიტის მდნები U, TR, B, Sr, Se-ით და ზოგი სხვა ელემენტის მინარევით.

ამრიგად, როგორც ვხედავთ, იშვიათი ელემენტები მიწის ქერქში ძალიან მცირე რაოდენობით იმყოფებიან და ხასიათდებიან გაფანტვის მაღალი ხარისხით, მაგრამ, ზოგიერთ შემთხვევაში მიწის ქერქში მიმდინარე გეოლოგიური პროცესების დროს, ხდება მათი საკმაოდ მნიშვნელოვანი კონცენტრაცია, ხშირად იშვიათი ელემენტების საბადოების წარმოშობით.

აქვე არ შეიძლება მოკლედ არ შევეხოთ იშვიათი ელემენტების გავრცელების საკითხს საქართველოში. ჩატარებული კვლევითი სამუშაოების საფუძველზე გაირკვა საქართველოს სულფიდურ საბადოებსა და ზოგიერთ მაგმურ ქანში თხუთმეტიოდე იშვიათი ელემენტის შემცველობა და განაწილების კანონზომიერება. აღნიშნულმა კვლევებმა საშუალება მოგვცა გადაჭრილიყო პრაქტიკულად საინტერესო საკითხი, კერძოდ ბევრი საბადოს მდნიდან მთავარ კომპონენტებთან ერთად იშვიათი ელემენტების Cd, Ge, Tl, Se, Te და Sr მოპოვების საკითხი.

დასასრულ, უნდა აღინიშნოს, რომ იშვიათ ელემენტებს უაღრესად დიდი გამოყენება აქვთ ჩვენი ეპოქის ტექნიკის სხვადასხვა დარგებში.

იშვიათი ელემენტები გამოიყენებიან რადიოელექტრონიკაში, ბირთვულ ენერგეტიკაში, რაკეტულ ტექნიკაში, ავტომატიკაში, ავიაკოში და სხვა. მაგალითად ელემენტი ლითიუმი (Li) აუცილებელი მეტალია ტელევიზორის კინესკოპის მინის დასამზადებლად, ალუმინთან შენადნობში ის გამოიყენება საავიაციო მრეწველობაში, ლითუმის წვალბადნაერთები გამოიყენება რაკეტულ ტექნიკაში მაღალტემპ.

უნარიანობის მქონე ქაშიურ საწვავად და სხვ. ასეთივე დიდი გამოყენება აქვს იშვიათ ელემენტს ბერილიუმს (Be). იგი გამოიყენება ატომურ ელექტროსადგურებში და სხვა თერმოგულურ დანადგარებში ნეიტრონების ამრეკლივად და შემანელებლად.

ბერილიუმში და მისი ნაერთები გამოიყენება აგრეთვე ავიაციაში, რაკეტულ ტექნიკაში როგორც ქიმიური საწვავის შემადგენელი ნაწილები და სხვ. დიდი აგრეთვე ელემენტ გერმანიუმის (Ge) გამოყენება; იგი როგორც ნახევრადგამტარი, გამოიყენება რადარულ დანადგარებში, ტელემექანიკაში, გამოთვლით მანქანებში და სხვა დარგებში. ნახევრადგამტართა ტექნიკაშივე გამოიყენება იშვიათი ელემენტი სელენი (Se). მას დიდი გამოყენება აქვს ფოტოელემენტების წარმოებაში, ხოლო სელენისა და ტელურის შენადნობებს თერმოელექტროგენერატორების წარმოებაში და სხვ.

მოყვანილი არასრული ცნობებიდან საესებით ნათელია, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს იშვიათ ელემენტებს ქვეყნის ტექნიკურ-ეკონომიური სიძლიერისათვის. სწორედ ამითაა გაპირობებული ის გარემოება, რომ დღეს გეოლოგთა წინაშე დგას იშვიათი ელემენტების საბადოთა აღმოჩენის მეტად რთული და საპასუხისმგებლო ამოცანა, რომლის გადაწყვეტა, ცხადია, შესაძლებელია მხოლოდ იშვიათი ელემენტების გეოქიმიის ცოდნის საფუძველზე.

**ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია მიწის ჰერაში**

**§ 28. საკითხის ზოგადი მიმოხილვა**

მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის ცნება გეოქიმიაში შემოტანილი იყო ა. ე. ფერსმანის მიერ 1923 წელს. ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია გულისხმობს ქიმიური ელემენტების გადაადგილებას მიწის ქერქში და მთლიანად დედამიწაში. მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის შედეგად ხდება მათი გაფანტვა ან ხელსაყრელ პირობებში თავმოყრა (დაგროვება) გარკვეულ უბნებში, ხშირად სასარგებლო ნამარხთა საბადოების წარმოქმნით. ელემენტთა მიგრაცია, ელემენტის ატომის მოძრაობის მთელ გზაზე — ლითოსფეროში, ჰიდროსფეროში, ატმოსფეროში და დედამიწის სიღრმეთში, გეოქიმის კვლევის საგანია, თუმცა მიგრაციის პროცესის გარკვეულ ეტაპზე ელემენტთა კონცენტრაცია (სასარგებლო ნამარხთა საბადოების წარმოქმნით) სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გეოლოგიის კვლევის საგანსაც წარმოადგენს. მიგრაციის ხანგრძლივ — უწყვეტ პროცესში ქიმიური ელემენტების მიგრაციული მდგომარეობის სხვადასხვა ფორმები, ფერსმანის მიხედვით, სქემატურად შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ:

დისპერსიული მდგომარეობა — საშუალო შემცველობა — დაგროვება → საბადოები  
 (გაფანტული ფორმა) (ამა თუ იმ სისკვების კლარკი) (შედარებითი კონცენტრაცია) (სამრეწველო კონცენტრაცია)

ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია წარმოებს როგორც თხევად, შედარებით მოძრავ სისტემებში, როგორცაა მაგმა (სილიკატური მდნარი), ჰიდროთერმული და ზედაპირული წყალხსნარები. ისევე დიდი მოძრავუნარიანობის სისტემებში — ატმოსფერული გაზები, ვულკანური და მაგმატოგენური გაზები (პნევმატოლითური პროცესები), რადიაქტი-

ური გაზები და სხვა. მაგრამ ელემენტთა მიგრაცია წარმოებს აგრეთვე მყარ სისტემებშიც — მინერალურ მასებში, რისი კარგი მაგალითიცაა ატომთა დიფუზიური მოძრაობა ქანებში და მადნებში. ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია დედამიწაში წარმოებს ატომურ (ინერტული გაზები, სინდიყის და ზოგი სხვა ელემენტის ორთქლი), იონურ (ხსნარები და ნაწილობრივ მდნარები), მოლეკულურ (ხსნარები და სილიკატური მდნარები), კოლოიდურ და უხეშ დისპერსიულ (ეგზოგენურ პროცესებში) მდგომარეობაში.

ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციული თვისებები სხვადასხვაა, რაც გაპირობებულია ქიმიურ ელემენტთა ატომების აგებულების თავისებურებებით; მაგრამ მიგრაციული თვისებები მნიშვნელოვნადაა გაპირობებული აგრეთვე გარემოს თერმოდინამიკური პირობებით. ამის გამო, ერთი და იგივე ქიმიური ელემენტის მიგრაციული თვისებები ხშირად მკვეთრად განსხვავებული ენდოგენურ და ეგზოგენურ პროცესებში. მეორე მხრივ, არსებობს ბევრი ქიმიური ელემენტი, რომელთა ატომები ხასიათდებიან მიგრაციის დიდი უნარით — მკვეთრად განსხვავებულ თერმოდინამიკურ პირობებში. ასეთი აქტიური მიგრაციული თვისებების მქონე ელემენტებს წარმოადგენენ ჰალოგენიდები, ტუტე მეტალები, ჟანგბადი, გოგირდი და სხვა. მათგან განსხვავებით არსებობენ ელემენტები, რომელთა აქტიური მიგრაცია შემოფარგლულია თერმოდინამიკური პირობების ვიწრო საზღვრებით; მაგალითად, პლატინოიდების აქტიური მიგრაცია წარმოებს მხოლოდ მაგმურ ეტაპზე პროტოკრისტალიზაციის დროს.

ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის მრავალრიცხოვანი ფაქტორები ა. ე. ფერსმანის მიხედვით შეიძლება დაიყოს ორ დიდ ჯგუფად: 1. მიგრაციის შიდა ფაქტორებად, რომლებიც გაპირობებულია ქიმიურ ელემენტთა ატომების თვისებებით და მათი ნაერთების ხასიათით და 2. მიგრაციის გარე ფაქტორებად, რაც გულისხმობს სისტემის თერმოდინამიკურ პირობებს.

ქიმიურ ელემენტთა ატომების მიგრაციის უმთავრესი შიდა ფაქტორებია:

1. გრავიტაციული თვისებები, 2. ბმის ხასიათი, 3. ქიმიური თვისებები და 4. ელექტროსტატიკური თვისებები.

ქიმიურ ელემენტთა ატომების მიგრაციის გარე ფაქტორებია: 1. ტემპერატურა, 2. წნევა, 3. ჟანგვა-აღდგენითი პოტენციალი, 4. სისტემის pH და ზოგი სხვა.

## § 29. ძიმიურ ელემენტთა მიგრაციის შიდა ფაქტორები

ატომთა გრავიტაციული თვისებები გაპირობებულია მათი მასით, ხოლო ნაერთთა გრავიტაციული თვისებები კი ნაერთის სიმკვრივით, რაც, ერთის მხრივ, დამოკიდებულია ნაერთის შედგენილობაში მონაწილე ელემენტების ატომების მასაზე, ხოლო მეორე მხრივ კი ნაერთის კრისტალურ მესერში სტრუქტურული ერთეულების წყობის სიმჭიდროვეზე. ატომთა გრავიტაციული თვისებები უმეტესად გაპირობებულია აგრეთვე ატომური (მოლეკულური) მოცულობების მნიშვნელობით, რისთვისაც საკმარისია გავიხსენოთ ვ. მ. გოლდშმიდტის ქიმიური ელემენტების გეოქიმიური კლასიფიკაცია და, აქედან გამომდინარე, ელემენტთა კანონზომიერი განაწილება გეოსფეროების მიხედვით (ატმოფილური, ლითოფილური, ქალკოფილური და სიდეროფილური ელემენტები, რომლებიც ამ თანამიმდევრობით ნაწილდებიან დედამიწის პერიფერიიდან ცენტრისაკენ).

ყველა გეოლოგიურ-გეოქიმიური პროცესი დედამიწის ზედაპირზე, თუ მის წიაღში, მიმდინარეობს დედამიწის გრავიტაციულ ველში და განიცდის მის გავლენას, რაც ვლინდება ნივთიერების გრავიტაციულ დიფერენციაციაში. სწორედ ამ მოვლენაზეა დაფუძნებული როგორც კანტ-ლაპლასის, ისევე სხვა ახალი კოსმოგონიური ჰიპოთეზები. დედამიწაში ნივთიერების განაწილებისათვის გრავიტაციის მნიშვნელობის საილუსტრაციოდ შეიძლება გავიხსენოთ, რომ იმ დროს, როდესაც დედამიწის ზედა ნაწილების—მიწის ქერქის საშუალო სიმკვრივე 2,7-ს უდრის, დედამიწის საშუალო სიმკვრივე უდრის 5,52-ს, ე. ი. დედამიწის სიღრმითი ნაწილები აგებულია უფრო მკვრივი (ძიმე) ნივთიერებით, რომელიც იქ დაგროვდა გრავიტაციული დიფერენციაციის შედეგად. გრავიტაციის შედეგად ნივთიერების მიგრაცია-კონცენტრაციის კარგი მაგალითია ე. წ. სეგრეგაციული საბადოების წარმოქმნა ფუძე და ულტრაფუძე მაგმის კრისტალიზაციურ-გრავიტაციული დიფერენციაციის პროცესში. ამ პროცესის დროს ხდება ქრომიტის, შპინელიდების, ალმასის და ზოგი სხვა მინერალის სიმძიმის ძალის ზეგავლენით დაძირვა მაგმურ რეზერვუარში და თავმოყრა ინტრუზივის ფსკერულ ნაწილებში. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგიერთი ნაკლებად გავრცელებული ძიმე ელემენტის Hf, W, Mo, U, Th, STR და სხვების მიგრაცია-კონცენტრაცია არ ემორჩილება გრავიტაციის კანონებს (აღნიშნულ ელემენტთა კონცენტრაცია ხდება მყავე და ტუტე ქანებთან კავშირში და არა ფუძე და ულტრაფუძე ქანებთან დაკავშირებით).

ეგზოგენური პროცესების მსვლელობის დროს ნივთიერების (ძირითადად ნაერთების) გრავიტაციული თვისებები გადამწყვეტი არიან

ნივთიერების მიგრაციაში და კონცენტრაციაში. სწორედ გრავიტაციული თვისებები განაპირობებენ ძირითადად მექანიკურ დიფერენციაციას წყლის აუზებში და სელიმენტაციის პროცესებს (მექანიკური დანალექი საბადოების წარმოქმნას).

კავშირის ხასიათის მნიშვნელობა მდგომარეობს ელემენტის ატომის ან ნაერთის უნარში, წინ აღუდგეს იმ ძალებს, რომლებიც ცდილობენ ატომების, იონების ან მოლეკულების ურთიერთდაცილებას. ეს ძალები შეიძლება იყოს წმინდა მექანიკური, რომელთა მეშვეობითაც ხდება ნივთიერების დანაწილება-დაქუცმაცება, რაც ძირითადად მიმდინარეობს მიწის ქერქის სულ პერიფერიულ ნაწილში— ეგზოგენური პროცესების მსვლელობისას. ამ შემთხვევაში ნაერთის მექანიკურ გამძლეობას აპირობებს მისი კრისტალური მესრის ენერჯის სიდიდე, რომელიც მით მეტია, რაც უფრო მაღალვალენტოვანი კათიონები ღებულობს მონაწილეობას ნაერთის შენებაში.

კავშირის ხასიათის გავლენა ელემენტთა მიგრაციაზე ვლინდება ენდოგენურ პირობებშიც ნივთიერების (ნაერთის ან ელემენტის) ერთიდან მეორე აგრეგატულ მდგომარეობაში გადასვლის დროს, რაც თავის გამოხატულებას პოულობს ნივთიერების თერმულ თვისებებში და აპირობებს მის აქროლადობის უნარს.

ელემენტთა და ნაერთთა აქროლადობა დაკავშირებულია დუდილის ტემპერატურასთან და მცირდება შემდეგი მიმართულებით: აქროლადი გაზები (He, Ar, N, O და სხვ.), მოძრავი მეტალოიდები (F, Cl, Br, J, S), ვერცხლისწყალი (Hg) და ტუტე და ტუტემიწა მეტალები (Li, Rb, Cs, K, Na, Ca, Mg და სხვა), მეტალები (Fe, Ni, Co, Cu და სხვ.) და ბოლოს ძნელადაქროლადი მეტალები (პლატინოიდები, W, Ta, Zr, Hf და სხვ.).

უნდა გვახსოვდეს, რომ მიწის ქერქში მიმდინარე ენდოგენურ პროცესებში აქროლადობას ელემენტთა მიგრაციისათვის მნიშვნელობა აქვს მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ ელემენტის დუდილის ტემპერატურა არ აღემატება  $600^{\circ}\text{C}$ . იმ ელემენტისათვის, რომელთა დუდილის ტემპერატურა  $400^{\circ}$  ქვევითაა, აქროლადობა მიგრაციის ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორია. ამასთან დაკავშირებით საჭიროა გავიხსენოთ, რომ ელემენტის დნობის და დუდილის ტემპერატურა იზრდება ელემენტის ვალენტობის ზრდასთან ერთად.

ვინაიდან ლითონფეროში ელემენტთა უმრავლესობა არსებობს სხვადასხვა ნაერთის სახით, ელემენტთა მიგრაციის საკითხების გასარკვევად მხედველობაში უნდა მივიღოთ ჭიმოური ნაერთების თერმული თვისებებიც, რომლებიც ნაერთის შემადგენელი სტრუქტურული ერთეულების კავშირის ხასიათიდან გამომდინარეობს. სილიკატების, სულ-



ფიდეზის, ეანგეულების და სხვა ნაერთების დნობის და დუღილის პროცესები განაპირობებს ელემენტთა მიგრაციას და კონცენტრაციას ენდოგენური პროცესების მსვლელობისას. ელემენტთა ნაწილი თავს იყრის უშუალოდ მაგმურ ქანში, ხოლო ნაწილი კი პოსტმაგმურ ხსნარში, რის გამოც ითიშება მათი მიგრაციის გზები და ხდება მათი სხვადასხვა გენეტიკური ტიპის კონცენტრაციების წარმოქმნა.

ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის პროცესში მათი მდგომარეობის (ფორმის) საკითხს აქ არ შეეხებით, ვინაიდან მას ცალკე პარაგრაფი დაეთმობა (§ 32).

ქიმიური თვისებები. ბუნებაში ქიმიური ელემენტების მიგრაცია დამოკიდებულია აგრეთვე ქიმიური ნაერთების თვისებებზე. ელემენტთა მიგრაციის ხარისხი ბევრად არის დამოკიდებული ამა თუ იმ ელემენტის ნაერთის მიგრაციულ თვისებებზე სხვადასხვა თერმოდინამიკურ პირობებში და თვით ელემენტის ქიმიურ თვისებებზე. მიგრაციის ამ ორი ფაქტორის—ნაერთის და ელემენტის ქიმიური თვისებების განცალკევება არაა მიზანშეწონილი, ვინაიდან ისინი ბუნებაში თანადროულად ვლინდებიან.

მიგრაციის გზები და მიგრაციის ხარისხი მეტწილად დამოკიდებულია ამა თუ იმ ელემენტის ნაერთის მდგრადობაზე. ასე მაგალითად, მაგმურ პროცესში ელემენტის მიგრაციის გზა და ინტენსივობა გაპირობებულია ამ ელემენტის ძველადლობადი. მინერალების წარმოქმნის შესაძლებლობით, რაც საკმაოდ ამცირებს ელემენტის მიგრაციის გზას. ზოგადად შეიძლება ითქვას, რომ ენდოგენურ პროცესებში ელემენტის მიგრაციის ხარისხის შემცირება ხდება ტემპერატურის შემცირებასთან ერთად, რასაც ადგილი აქვს როგორც მაგმის კრისტალიზაციისას, ასევე პოსტმაგმურ პროცესებში. ამ პროცესების მსვლელობის დროს სხვადასხვა შესაძლებელი ნაერთებიდან წარმოიქმნება ისეთი ნაერთები—მინერალები, რომლებიც ხასიათდება მინიმალური თავისუფალი ენერგიით. მაგალითად, ა. ე. ფერსმანის მიხედვით, პოსტმაგმურ პროცესში, რომელიც ტემპერატურის შემცირებით მიმდინარეობს, მეტალები სულფიდების სახით გამოიყოფა შემდეგი თანმიმდევრობით: Mo—Fe—Zn—Cd—Pb—Cu—Hg—Ag. აქედან გამომდინარე, გასაგებია, რომ მიგრაციის ყველაზე გრძელი გზა ამ კონკრეტულ თერმოდინამიკურ პირობებში აქვს ვერცხლისწყალსა და ვერცხლს. ამისაგან

---

\* ბუნებაში, ძალიან მალალი ტემპერატურის პირობებში ყველა ქიმიური ნაერთი იმყოფება დისოცირებულ მდგომარეობაში და ანტიკომ ელემენტთა მიგრაცია ამ პირობებში დამოკიდებულია მხოლოდ ამ ელემენტთა ატომების და იონების თვისებებზე.

განსხვავებით ეგზოგენურ პირობებში ვერცხლისა და ვერცხლისწყლის მიგრაციის გზა ბევრად უფრო მოკლეა ვიდრე რკინის, თუთიის, კადმიუმის და მოლიბდენის მიგრაციის გზები. ეს გაპირობებულია იმით, რომ აღნიშნულ მეტალთა სულფიდების ხსნადობა ბევრად უფრო ნაკლებია ეგზოგენურ პირობებში, ვიდრე Fe, Zn, Mo და Cd-ის სულფიდებისა.

გასაგებია, რომ ამა თუ იმ ელემენტის ხანგრძლივი მიგრაცია (მიგრაციის გრძელი გზა) მიწის ქერქში მიმდინარე პროცესებში გაპირობებულია ნაერთის კარგი ხსნადობით და დისოცირებული იონების ინერტულობით (სხვა ნაერთის შექმნის მცირე ტენდენცია). უმრავლეს შემთხვევაში, ეს თვისებები ელემენტებს მკვეთრად ეცვლებათ გარემოს თერმოდინამიკური პირობების შეცვლასთან ერთად. მაგალითად, ტყვიანდოგენურ პროცესებში ხასიათდება მიგრაციის გრძელი გზით, ხოლო ეგზოგენურ პირობებში კი მისი მიგრაციის გზა მეტად მოკლეა, ვინაიდან ტყვიის ორვალენტიანი იონი სულფატურ და კარბონატულ ხსნარებში ძნელადხსნად  $PbSO_4$  და  $PbCO_3$  წარმოქმნის.

ელექტროსტატიკური თვისებები. ატომთა ელექტროსტატიკური თვისებების დიდ მნიშვნელობას ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია-კონცენტრაციაში განსაკუთრებით ხაზს უსვამდა ა. ე. ფერსმანი. ატომთა ელექტროსტატიკური თვისებები თავის მხრივ მნიშვნელოვნად განსაზღვრავენ ელემენტთა ქიმიურ თვისებებს. ატომთა მეტად მნიშვნელოვანი ელექტროსტატიკური პარამეტრია ატომის იონიზაციის პოტენციალი, რომლის სიდიდეზეც დამოკიდებულია ქიმიური ელემენტის მოძრაუნარიანობა.

ფერსმანის მიხედვით იონიზაციის პოტენციალის როლი ელემენტის მიგრაციაში ვლინდება შემდეგნაირად:

1. მსგავსი იონიზაციის პოტენციალის მქონე ქიმიურ ელემენტთა ატომები ხასიათდებიან მსგავსი მიგრაციული თვისებებით. მაგალითად, ამ მხრივ მსგავსნი არიან: K, Na, Li და Rb, ან Si და Ga და სხვ.

2. ისეთი ატომები და იონები, რომლებიც ქმნიან მსგავს კრისტალურ მესრებს, ხასიათდებიან მსგავსი მიგრაციული თვისებებით\*.

3. ქიმიურ ელემენტთა ატომების და იონების რადიუსთა მსგავსება (სხვა თანაბარი პირობების შემთხვევაში) განსაზღვრავს მათი მიგრაციის გზების მსგავსებას. თუმცა, ამ კანონზომიერების მხედველობაში მიღების შემთხვევაში გასათვალისწინებელია ატომთა და იონთა ტიპი

\* ა. ე. ბუესის მიხედვით ამ კანონზომიერებიდან გამონაკლისს შეადგენს Be და Zn სილიკატებში.

მათი ელექტრონული გარსების აგებულების თვალსაზრისით. ფერს-  
მანს მიაჩნდა, რომ ძალიან დიდი ზომის რადიუსის ( $R > 1,60 \text{ \AA}$ )  
მქონე ატომები და იონები, როგორცაა  $\text{Cs}^+$ ,  $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Se}^{2-}$ ,  $\text{Te}^{2-}$ ,  $\text{J}^{2-}$ ,  
 $\text{Ne}$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{Kr}$ ,  $\text{Xe}$  და განსაკუთრებით კი მცირე რადიუსების მქონენი  
( $R < 0,40 \text{ \AA}$ ) —  $\text{C}^+$ ,  $\text{B}^+$ ,  $\text{N}^+$ ,  $\text{Be}^{+2}$ ,  $\text{S}^{+6}$ ,  $\text{Se}^{+6}$ ,  $\text{P}^{+5}$ ,  $\text{Cr}^{+6}$  ხასიათდებ-  
იან მიგრაციის ყველაზე მაღალი უნარით. დაახლოებით ანალოგიუ-  
რი შეხედულება ჰქონდა ვ. მ. გოლდშმიდტსაც, რომლის მიხედვი-  
თაც ატომები და იონები, რომელთა რადიუსიც მნიშვნელოვნად გან-  
სხვავდება ატომთა და იონთა საშუალო ზომისაგან (ნორმისაგან) განი-  
ცილიან კონცენტრაციას მაგმის კრისტალიზაციის გვიანდელ ეტაპებზე. ასე  
მაგალითად, გრანიტულ პეგმატიტებში კონცენტრაციას განიცდიან  
ერთი მხრივ ძალიან პატარა რადიუსის მქონე იონები —  $\text{Be}$  და  $\text{B}$ ,  
ხოლო მეორეს მხრივ დიდი რადიუსის მქონე იონები —  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$   
და სხვ.

### § 30. ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის განმარტებითი უახლოვების

#### განმარტებითი უახლოვების ქიმიური უახლოვების კანონი

როგორც არაერთხელ იყო აღნიშნული, მიგრაციის შიდა ფაქტორ-  
ები, რომლებიც გაპირობებულია ატომების და მათი ნაერთების  
თვისებებით, მეტწილად დამოკიდებული არიან გარემოს ფიზიკურ-  
ქიმიურ (თერმოდინამიკურ) პარამეტრებზე. ქიმიურ ელემენტთა მი-  
გრაცია-კონცენტრაცია მიწის ქერქში მიმდინარეობს ენდოგენური, ეგზო-  
გენური და მეტამორფოგენური პროცესების მსვლელობის დროს ამა-  
თუ იმ ფიზიკურ-ქიმიურ სისტემებში, სადაც ეს პროცესები ემორჩი-  
ლებიან ფიზიკური ქიმიის კანონებს. ამიტომ ელემენტთა მიგრაციის  
და კონცენტრაციის გეოქიმიური პროცესების განსახილველად საჭიროა  
გაეხსენოთ ფიზიკური ქიმიის ის ძირითადი კანონები, რომლებიც  
განსაზღვრავენ ფიზიკურ-ქიმიური სისტემების წონასწორობას და იმ  
გარდაქმნებს, რომელთაც ადგილი აქვს ხოლმე წონასწორობის და-  
რღვევის შემთხვევაში.

ფიზიკურ-ქიმიური სისტემას უწოდებენ თანაარსე-  
ბობაში მყოფ სხელთა ერთობლიობას მათი აგრეგატული მდგო-  
მარეობის (მყარი, თხევადი, გაზისებრი) მიუხედავად. თვით იმ სხეუ-  
ლებს, რომლებიც შედიან სისტემაში, აქვთ ერთგვაროვანი შედგენი-  
ნილობა — აგებულება და ერთმანეთისაგან გათიშული არიან გამყოფი  
ზედაპირებით, — ფაზები ეწოდება. ფაზების შედგენილობა, ისევე,  
როგორც სისტემისა, გაპირობებულია კომპონენტებით (ელემენტები-

ან მათი ნაერთები). სისტემის შედგენილობის გამოსახატავად საჭირო კომპონენტების უმცირეს რიცხვს ეწოდება კომპონენტთა რიცხვი.

ყველა ფიზიკურ-ქიმიურ სისტემას გააჩნია ენერჯის რაღაც მარაგი — შინაგანი ან გარეგანი, რომლის ნაწილი შესაძლებელია გარდაიქმნას მექანიკურ, ქიმიურ ან სხვა სახის ენერჯიად. თუ სისტემას დამატებითი ენერჯის მიღების გარეშე არა აქვს გარდაქმნის უნარი, მაშინ ასეთი სისტემა იმყოფება წონასწორულ მდგომარეობაში. სისტემის წონასწორულ მდგომარეობაში გადასვლა ჩვეულებრივად ხდება სისტემიდან ენერჯის რაღაც ნაწილის განთავისუფლებით, ხოლო ზოგჯერ კი პირიქით, გარედან ენერჯის რაღაც ნაწილის დახარჯვით. დამყარებული წონასწორობის დარღვევისათვის აუცილებელია რაღაც ენერჯის დახარჯვა.

მიწის ქერქში მიმდინარე გეოქიმიური პროცესები, რომლებიც ხორციელდებიან სხვადასხვა რეაქციების მსვლელობის შედეგად, მიმდინარეობენ ენერჯეტიკული გარდაქმნებით, რაც ვლინდება ენერჯის გამოყოფის (ეგზოთერმული) ან ენერჯის შთანთქმის (ენდოთერმული) მოვლენებში. ქიმიური პროცესის ენერჯეტიკის საკითხებს შეისწავლის ქიმიური თერმოდინამიკა. ამიტომ გეოქიმიური პროცესების არსის გასაგებად საჭიროა თერმოდინამიკის პირველი პრინციპის (წარმოადგენს ბუნებრივი პროცესების თერმოქიმიის საფუძველს) და ჰესის კანონის ცოდნა, ხოლო წონასწორობის მოვლენების გასაგებად საჭიროა თერმოდინამიკის მეორე პრინციპის და აქედან გამომდინარე ლე-შატელიეს, ჯიბსის და ოსტვალდის კანონების ცოდნა.

თერმოდინამიკის პირველი კანონი ემყარება ბუნების ძირითად კანონს, რომ ენერჯის ერთი სახეობა გარდაიქმნება ეკვივალენტური რაოდენობის ენერჯის მეორე სახეობად. დახურულ სისტემაში ყველა სახეობის ენერჯის ჯამი მუდმივია, ე. ი. ენერჯიათა სახეობების ურთიერთგადასვლისას არაფერი არ იკარგება და არაფერი არ იქმნება ახლად. თერმოდინამიკის პირველი პრინციპი შემდეგაა: სისტემის შიდა ენერჯის ( $\Delta U$ ) შეცვლა ნებისმიერი პროცესის მსვლელობის დროს ტოლია სისტემისათვის მინიკებული სითბოს რაოდენობას ( $Q$ ) და სისტემის მიერ შესრულებული მუშაობას ( $A$ ) შორის სხვაობისა —  $\Delta U = Q - A$ , ანღა მართივად — სხვადასხვა სახის ენერჯიათა ალგებრული ჯამი უდრის ნულს.

ატომისტური თეორიის მიხედვით სისტემის შიდა ენერჯია წარმოადგენს სისტემის ენერჯის მთლიან მარაგს, რომელიც მოიცავს სისტემის შემადგენელ ნაწილაკთა (ატომები, იონები, მათი ნაერთები) ურთიერთქმედების ენერჯიათა ჯამს.

მაკროსისტემის თვალთახედვით სისტემის შიდა ენერჯია წარმოადგენს სისტემის მთლიან ენერჯიას სიწყნარის მდგომარეობაში, როდესაც სისტემაზე არ

მოქმედებენ გარეშე ძალები (ელექტრული, მაგნიტური და სხვ.). სისტემას შიდა ენერჯიის ხარჯზე შეშაობის— $\Delta$  შესრულების უნარი აქვს და აგრეთვე შეუიღია გარემოსთან სითბო— $Q$  გაცვალის. ამ პროცესების შედეგად გასაგებია, რომ სისტემა ხარჯავს ან აესებს თავის შიდა ენერჯიას. სისტემის შიდა ენერჯია არაა დამოკიდებული სისტემის ერთი მდგომარეობიდან მეორე მდგომარეობაში გადასვლის გზაზე (პროცესზე) და განისაზღვრება მხოლოდ სისტემის საწყისი და საბოლოო მდგომარეობით, ხოლო შეშაობა და სითბოს გაცვლა კი განისაზღვრება სისტემის ერთი მდგომარეობიდან მეორეში გადასვლის პროცესის ხანობით.

ქესის კანონის მიხედვით რეაქციის სითბური ეფექტი დამოკიდებული არ არის რეაქციის შუალედ სტადიებზე და განისაზღვრება რეაქციაში მონაწილე კომპონენტების საწყისი და საბოლოო მდგომარეობით, ე. ი. რეაქციის სითბური ეფექტი არ ყოფილა დამოკიდებული სისტემის საწყისი მდგომარეობიდან საბოლოო მდგომარეობაში გადასვლის გზებზე (პროცესზე). ა. ანრიმ, მ. პესის კანონი განაუი-თარა და მას შემდეგი ფორმულირება მისცა: ყოველივე მოვლენა ერთ-რღება ენერჯიის შემოტარების მიმართულებით. მაგრამ აუცი-ლებელი არ არის, რომ ამგვარი ენერჯია წარიმართოს უმეტესი გზით.

ქესის კანონს უაღრესად დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს (ფემცა აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ იგი სამართლიანია მხოლოდ მუდმივი ტემპერატურისა და წნევის შემთხვევაში), ვინაიდან იგი ქიმიურ ელემენტთა ან მინერალთა ყოველგვარ ასოციაციას განიხილავს, როგორც გარკვეულ ენერგეტიკულ დონეს, მათი წარმო-ქმნის გზების—გენეზისის მხედველობაში მიღების გარეშე.

აღნიშნულის საფუძველზე ა. ღერსმანმა ჩამოაყალიბა ქესის მინერალოგიური კანონი, რომლის მიხედვით: მინერალთა ერთობლიობა, რომე-ლიც წარმოიქმნა ელემენტთა გარკვეულ ასოციაციიდან ამა თუ იმ თერმოდინამიკურ პირობებში, განსაზღვრულია და დამოკიდებულია მხოლოდ საწყის მდგომარეობაზე და არა მათი წარმოქმნის გენეტიკურ გზაზე.

აქედან გამომდინარე, უნდა დაეუშვათ, რომ ბუნებაში ერთი და იგივე მინე-რალური ასოციაცია, რაც წარმოადგენს სისტემის განვითარების გარკვეულ ენერ-გეტიკულ დონეს, შესაძლებელია წარმოქმნილი იყოს სხვადასხვა გზით, მაგალითად, მთელი რიგი სულფიდური და სხვა მინერალური ასოციაციები ( $PbS$ ,  $ZnS$ ,  $FeS_2$ ,  $CuFeS_2$  და სხვ.) შესაძლებელია წარმოიქმნან როგორც ენდოგენური, ისევე ეგზო-გენური პროცესების მსვლელობის შედეგად.

თეც მოდინამიკის მეორე პრინციპი განსაზღვრავს პროცესის მიმართულებას და საფუძველად უდევს წონასწორობის მოვლენებს სხვადასხვა ფიზიკურ-ქიმიურ სისტემებში. მეორე პრინციპი საშუალებას იძლევა, რათა გან-საზღვრულ პირობებში გარკვეულ იქნას პროცესის მიმართულება (რომელიც მიმდინარეობს სპონტანურად, გარედან ზემოქმედების გარეშე) და ამ პროცე-სის მსვლელობის ზღვარი, ე. ი. სისტემაში წონასწორობის დამყარების პი-რობები.

ასე მაგალითად, იზოლირებულ სისტემაში სპონტანურად მიმდინარე პროცე-სები ყოველთვის მიმართული არიან მაღალი ენერგეტიკული დონიდან დაბალსაკენ და მიმდინარეობენ, სანამ სისტემის ყველა ნაწილში არ მოხდება ენერგეტიკული დონეების გათანაბრება.

რ. კლავიუსის მიხედვით თერმოდინამიკის მეორე პრინციპი მათემატიკურად გამოხატება დებულებით, რომ არსებობს მდგომარეობის განსაკუთრებული თერმოდინამიკური ფუნქცია (სისტემის მდგომარეობის განმსაზღვრელი ცვალებადი სიდიდეების ფუნქცია), რომელიც გამოხატავს ენერჯიის გაფანტვას (დეგრადაციას), რასაც ენტროპია (S) ეწოდება და რომელიც სისტემაში მისმდინარე პროცესების შეუქცევადობას ასახავს. ენტროპიის მათემატიკური გამოხატვა შემდეგაა:  $S = \int \frac{\Delta Q}{T}$  კალ/გრად. მოლი ანუ  $dS = \frac{\Delta Q}{T}$ .

თანამედროვე თერმოდინამიკა განსაზღვრავს ენერჯიის გაფანტვის პროცესების კანონზომიერებას.

უველა ფიზიკურ-ქიმიური და გეოქიმიური პროცესების მისწრაჟება წონასწორობისაკენ უშუალოდ გამომდინარეობს თერმოდინამიკის მეორე პრინციპიდან და მათემატიკურად გამოიხატება თერმოდინამიკური პოტენციალით (Z);  $Z = U - TS + PV$ , სადა U — სისტემის შიდა ენერჯია; T — ტემპერატურა; S — ენტროპია; P — წნევა და V — მოცულობა.

ვინაიდან ბუნებრივ პროცესებში ენტროპია განუწყვეტლივ იზრდება, ამიტომ განსაკუთრებით გაწონასწორებული იქნება ისეთი მდგომარეობა, როდესაც სისტემის თერმოდინამიკური პოტენციალი (თავისუფალი ენერჯია) მინიმალურად იქნება.

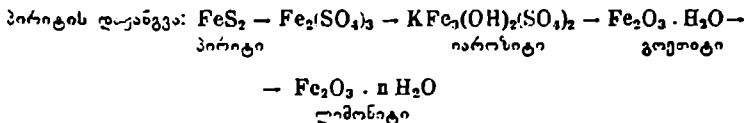
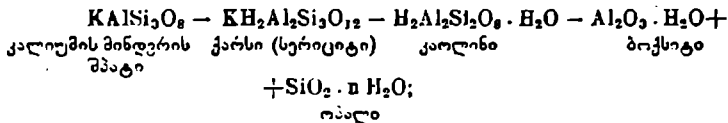
ა. ფერმანის მიხედვით ენტროპია განსაკუთრებით ინტენსიურად იზრდება ენდოგენური პროცესების მაღალტემპერატურულ ეტაპებზე, ხოლო შეიდეგში — დაბალტემპერატურულ ეტაპებზე და სტადიულზე თანდათან მცირდება და შესაძლებელია ზოგჯერ შებრუნებულ ნიშნისაც იღებდეს.

თერმოდინამიკის მეორე პრინციპიდან გამომდინარეობს, რომ ქიმიურ ელემენტთა შერევის პროცესებში მით უფრო ინტენსიურია, რაც უფრო დიდია განსხვავება სიბუნური ენერჯიის წყაროს ტემპერატურასა (მაგმა, კარბოთერმები და სხვ.) და მაცივარს შორის, რომლის როლსაც მიწის ზედაპირი ასრულებს.

ლ. შატელის პრინციპი უშუალოდ გამომდინარეობს თერმოდინამიკის მეორე პრინციპიდან და მდგომარეობს შემდეგში: თუ სისტემის წონასწორობა ირღვევა რაიმე ზემოქმედებით (იცვლება ტემპერატურა, წნევა, მოცულობა), მაშინ სისტემაში წარმოიქმნება პროცესი, რომელიც ასუსტებს ამ ზემოქმედებას (ანეოტრალბს) და სისტემა გადადის ახალ წონასწორობულ მდგომარეობაში. ამის საფუძველზე ა. ე. ფერმანმა გამოიყვანა ზოგადი ხასიათის გეოქიმიური კანონი, რომლის მიხედვითაც ტემპერატურის შემცირებისას სისტემაში ვითარდება რეაქციები, მიმართული ტემპერატურის აწევისაკენ.

ოსტვალდის კანონი. ამ კანონს საფუძვლად უდევს გეოლოგიისათვის ორი დებულება: 1. არამდგრადი ფორმების წარმოქმნის სიჩქარე აღემატება მდგრადი ფორმების წარმოქმნის სიჩქარეს, და 2. საფესურისებრად მიმდინარე რეაქციების შემთხვევაში თითოეულ საფესურზე ცალ-ცალკე სისტემის თავისუფალი ენერჯია მცირდება. ოსტვალდის კანონი გამოიხატება შემდეგნაირად: ყოველგვარი სისტემა მდგრად მდგომარეობაში გადასვლისას, გადასვლისას ახორციელებს საფესურისებრ და თანდათან იკავებს ყველაზე მდგრად დონეს.

ოსტეალდის კანონის თანახმად მიმდინარეობს მრავალი გეოქიმიური პროცესი შუალედო (არამდგრადი), მეტაბილური\* მინერალების წარმოქმნით. ამ მხრივ განსაკუთრებით თვალსაჩინო მაგალითებს წარმოადგენენ ეგზოგენური გამოფიტვისა და ენჯეის პროცესები, მაგალითად, მინდვრის შპატების შეცვლა:



ჯიბსის ფაზათა წესი. სხვადასხვა სისტემებში წონასწორობის შესწავლისათვის უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს ჯიბსის ფაზათა წესს. ამ წესის ძირითადი მნიშვნელობა მდგომარეობს იმაში, რომ მისი საშუალებით შესაძლებელია განიხილვას სისტემაში ერთმანეთთან წონასწორობაში მყოფი ფაზების რიცხვი სხვადასხვა წნევის, ტემპერატურის და მოცულობის პირობებში. ე. ი. ჯიბსის ფაზათა წესი ამყარებს ფუნქციონალურ დამოკიდებულებას წნევა, ტემპერატურასა, მოცულობასა, კომპონენტებსა და ფაზებს შორის სისტემაში.

ჯიბსის ფაზათა წესის მიხედვით წონასწორულ ენჯეილ-ქიმიურ სისტემაში

$$n = K + 2 - F \text{ ან } F = K + 2 - n$$

სადაც  $n$  — სისტემის თავისუფლების ხარისხია, ანუ, სხვაგვარად სისტემის წონასწორობის გამაპირებელი ფაქტორების (წნევა, ტემპერატურა, კონცენტრაცია) შესაძლებელი შეცვლა ისე, რომ სასტემაში არ მოხდეს ფაზური გარდაქმნები (არ შეიცვალოს ფაზების რიცხვი).

$K$  — დამოუკიდებელი კომპონენტების რიცხვა (ქიმიური ელემენტები ანდა მათი ასოცირებული ჯგუფები, რომლებიც ქმნიან სისტემის ფაზებს).

$F$  — სისტემის ფაზების რიცხვა (მანერალები, მიოთიერება სხვადასხვა აგრეგატულ მდგომარეობაში, მაგალითად, წყალი, ყინული, წყლის ორთქლი და სხვა).

ჯიბსის ფაზათა წესის მნიშვნელობის საილუსტრაციოდ განვიხილოთ  $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$  წონასწორული სისტემა. ამ სისტემაში  $K = 2$  (ვინაიდან  $\text{CaO} + \text{CO}_2$  გვაძლევს  $\text{CaCO}_3$ -ს;  $\text{CaCO}_3 - \text{CaO}$  გვაძლევს  $\text{CO}_2$ -ს;  $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2$  გვაძლევს  $\text{CaO}$ -ს) და  $F = 3$  (ორი მყარი ფაზა  $\text{CaCO}_3$  და  $\text{CaO}$  და ერთი გაზობრივი —  $\text{CO}_2$ ).

\* მეტაბილური ნაერთები ა. ე. ფერსმანის მიხედვით ხასიათდებიან შემდეგი თვისებებით: 1. ინარჩუნებენ რა თავიანთი აგებულებას ერთგვაროვნებას, თანდათან იცვლიან შედგენილობას; 2. წარმოადგენენ ერთფაზა ნივთიერებას; 3. არა აქვთ გარკვეული სტექიომეტრიული ფორმულა; 4. ხანგრძლივ გეოქიმიურ პროცესებში წარმოადგენენ შუალედ, არამდგრად ნაერთებს და თანდათან გარდაქმნიებიან მდგრად მინერალებად. მაგ. ცეოლითები (ლეონჰარტი, ლომონტიტი, სეოლეციტი, მეზოლიტი, ნატროლიტი).

თუ ამ მონაცემებს შევსებთ ჯიბის ფორმულაში, მივიღებთ:  $n=2+2-1=1$ . ეს ნიშნავს, რომ შესაძლებელია სისტემის წონასწორობის განმსაზღვრელი მხოლოდ ერთი ფაქტორის შეცვლა, ისე რომ შენარჩუნებული იყოს თავდაპირველი ფაზების რიცხვი და სისტემის წონასწორობა. მაგალითად, ტემპერატურის აწევისას, მუდმივი წნევის შემთხვევაში, წონასწორობა სისტემაში გარკვეული ხნით დაირკვეა და იგი გადაადგილდება ლე-შატელიეს პრინციპის მიხედვით მარცხნიდან მარჯვნივ, ვინაიდან  $\text{CaCO}_3$ -ის დისოციაციის პროცესი ენდოთერმულია და მიმდინარეობს სითბოს შთანქობით. გარკვეული ხნის შემდეგ, როდესაც მოხდება გარედან მიწოდებული სითბოს ნეიტრალიზაცია, სისტემა კვლავ მოვა წონასწორულ მდგომარეობაში ფაზების იგივე რიცხვით ( $F=3$ ). მაგრამ მათი რაოდენობრივი თანაფარდობა უკვე სხვა იქნება. ამრიგად, ამ მაგალითიდან გამომდინარე, სისტემის წონასწორობის შესანარჩუნებლად ტემპერატურის აწევის შემთხვევაში საჭიროა წნევის სათანადო გაზრდა და პირიქით. თვისუფლების ერთი ხარისხის მქონე სისტემას მონოვარიანტულ სისტემას უწოდებენ. ისეთ სისტემებს, რომელთაც არა აქვთ თავისუფლების ხარისხი, ინვარიანტული სისტემები ეწოდება. მაგალითად, წყალი—ყინული—წყლის ორთქლი თანაარსებობენ წნევისა და ტემპერატურის მხოლოდ გარკვეული მნიშვნელობის დროს; თუ შეიცვალა P ან T, სისტემის წონასწორობა დაირღვევა და რომელიმე ფაზა გაქრება.

მაქსიმალური ფაზების რიცხვი, როგორც ეს ჯიბის ფორმულიდან გამომდინარეობს, გვექნება ინვარიანტულ სისტემებში, ვინაიდან  $F=K+2-n$ , სოლო თუ  $n=0$ , მაშინ  $F=K+2$ .

მიწის ქერქში მიმდინარე გეოქიმიურ პროცესებში ინვარიანტული სისტემები არ არსებობენ, ვინაიდან სისტემის წონასწორობის განმსაზღვრელი ორი პარამეტრი—წნევა და ტემპერატურა დიდ ცვალებადობას განიცდის. ამიტომ ყველა ბუნებრივი ფიზიკურ-ქიმიური სისტემა შეიძლება განვიხილოთ როგორც ბივარიანტული (ორი თავისუფლების ხარისხის მქონე,  $n=2$ ). ასეთი სისტემებისათვის ჯიბის ფორმულა მიიღებს შემდეგ სახეს:  $F=K-1$ , რაც ნიშნავს, რომ კომპონენტების ( $K$ ) ნებისმიერი რაოდენობის შემთხვევაში წნევისა და ტემპერატურის ნებისმიერი მნიშვნელობისას არ შეიძლება, რომ სისტემაში არსებობდეს  $K$  რაოდენობაზე მეტი მინერალი. იმ შემთხვევაში, როდესაც ერთ-ერთი პარამეტრი—P ან T მუდმივია ( $n=1$ ). მაშინ  $F=K+1$ , რაც ნიშნავს, რომ სისტემაში თანაარსებობს  $K+1$  მინერალური ფაზა.

ვინაიდან, ფაზათა წესი ბუნებრივ სისტემებს პირველად მიუყვება ე. მ. გოლდსმიტმა, და მანვე დაამუშავა იგი მინერალოგიისათვის, ამ კანონს უწოდებენ გოლდსმიტის მიერალოგიურ ფაზათა წესს.

განვიხილოთ რამდენიმე მაგალითი მინერალოგიური ფაზათა წესის გამოყენებით: ავიღოთ სისტემა, სადაც  $K=1$ -ს, მაგალითად,  $\text{SiO}_2$ -ის სისტემა. ამ სისტემაში T და P ნებისმიერი მნიშვნელობის შემთხვევაში  $\text{SiO}_2$ -ით გაჯერებულ ხსნართან წონასწორობაში იქნება მხოლოდ  $\text{SiO}_2$ -ის ერთი მოდიფიკაცია: ატმოსფერული წნევის დროს 573° ტემპერატურამდე— $\alpha$  კვარცი, 573—870° ტემპერატურის ფარგლებში— $\beta$  კვარცი, 870—1470° ტემპერატურის ფარგლებში— $\beta$  ტრილიმიტი და 1470—1710° ტემპერატურის ფარგლებში— $\beta$  ქრისტობალიტი; ე. ი. განხილულ შემთხვევაში  $F=K$ . ახლა განვიხილოთ სისტემა  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ ; ამ სისტემაში შეიძლება მოველოდეთ შემდეგ მინერალურ ასოციაციებს: კორუნდს ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), კვარცსა და  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -ის სხვადასხვა მოდიფიკაციებს. სინამდვილეში კი ბუნებაში



უბეჭდით შემდეგ ორ მინერალურ ასოციაციას: 1.  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{SiO}_5$  და 2.  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ , რაც კარგად შეესაბამება მინერალოგიურ ფაზათა წესს.

რთული სამკომპონენტო სისტემის მაგალითად განვიხილოთ სისტემა:  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  ( $K=3$ ). ამ სისტემაში შესაძლებელია, რომ წარმოიშვას 10 მინერალური სხვადასხვა კომბინაცია, მაგრამ სინამდვილეში ბუნებაში არსებობს რამდენიმე, მხოლოდ სამმინერალური წონასწორული ასოციაცია:

- 1) ფორსტერიტი ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) + შინელი ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ) + პერიკლაზი ( $\text{MgO}$ );
- 2) ფორსტერიტი + შინელი + ენსტატიტი ( $\text{MgSiO}_3$ );
- 3) კორუნდი ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) + შინელი + კორდიერიტი ( $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{18}$ )

და ზოგი სხვა სამმინერალური პარაგენეზისი, რაც აგრეთვე შეესაბამება გოლდშმიდტის მინერალოგიურ ფაზათა წესს.

ფაზათა წესის გამოყენებისას ჩვეულებრივ ვარაუდობენ, რომ თანარსებობაში მყოფ მინერალურ ფაზებს შორის დამყარებულია სრული წონასწორობა. მაგრამ ბუნებრივი სიტუაციები სინამდვილეში ცრუწონასწორულ-მეტასტაბილურ მდგომარეობაში იმყოფებიან. დასასრულ, უნდა აღინიშნოს, რომ ბილო დროს დ. ს. კორუნსკიმ განაუთარა გოლდშმიდტის მინერალოგიური ფაზათა წესი და სისტემების წონასწორობის ანალიზისათვის.

### § 31. გარემოში ფაქტორების გავლენა ქიმიურ ელემენტთა შიშვითა და მინერალურ ფაზათა წესზე

ტემპერატურის გავლენა ქიმიურ ელემენტთა შიშვითა და მინერალურ ფაზათა წესზე. უდავოა, რომ ტემპერატურას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს მიგრაციის პროცესებისათვის. ტემპერატურა აპირობებს როგორც დედამიწაში მიმდინარე ქიმიური რეაქციების (გეოქიმიური პროცესების) სიჩქარეს, ისევე ნივთიერების აგრეგატულ მდგომარეობას სისტემაში. ტემპერატურა აპირობებს ელემენტთა აქროლადობას, რაც იწვევს ამა თუ იმ სისტემის შემადგენელი კომპონენტების დიფერენციაციას, მდნარეებში და ხსნარებში კრისტალიზაციის პროცესს, რის შედეგად აგრეთვე ხორციელდება ელემენტთა დიფერენციაცია და მათი გადანაწილება მყარ და თხევად ფაზებს შორის და სხვ.

დედამიწაში მიმდინარე გეოქიმიური პროცესების ტემპერატურა ცვალებადობს დიდ საზღვრებში: ენდოგენურ პროცესებში დაახლოებით  $100^\circ - 1600^\circ$  ფარგლებში, ხოლო ეგზოგენურ პროცესებში კი არ აღემატება  $+85^\circ$ , თუმცა მიწის ზედაპირზე ტემპერატურის ცვალებადობის ამპლიტუდა  $+85^\circ$ -დან  $-80^\circ\text{C}$ -მდეა.

დედამიწაში, კერძოდ მიწის ქერქში მიმდინარე გეოლოგიურ-გეოქიმიური პროცესების ტემპერატურა სხვა ფაქტორებთან ერთად აპირობებს ამა თუ იმ ტიპის გეოლოგიური სხეულების წარმოქმნას და მათ მინერალურ შედგენილობას. ამის გამოა, რომ მიწის ქერქში მიმდინარე პროცესების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდებენ მათი მსვლელობის ტემპერატურულ პირობებს.

გეოქიმიური პროცესების ტემპერატურის განსაზღვრა ხერხდება ე. წ. მინერალოგიური თერმომეტრების გამოყენების საფუძველზე. მინერალოგიური თერმომეტრებს უწოდებენ ისეთ მინერალებს ან მათ ასოციაციებს, რომელთა წარმოქმნის და გარდაქმნის ტემპერატურები ცნობილია. გ. ზაიფერტის მიხედვით მინერალოგიური თერმომეტრების კლასიფიკაცია შემდეგნაირად გამოიყურება:

#### I ერთფაზიანი

1. დნობის ტემპერატურა
2. გარდაქმნის ტემპერატურა (პოლიმორფული)
3. აორთქლების ტემპერატურა

#### II. მრავალფაზიანი

1. ევტექტიკური წერტილები
2. ინკონგრუენტული\* დნობის ტემპერატურა
3. მყარი ხსნარების ჰომოგენიზაციის ტემპერატურა

უკანასკნელი 20—25 წლის მანძილზე გეოქიმიური პროცესების ტემპერატურის დასადგენად იყენებდნენ ე. წ. გაზურ-თხევადი ჩანართების ჰომოგენიზაციის მეთოდს, რომლის არსი მდგომარეობს იმაში, რომ მინერალის ხსნარიდან კრისტალიზაციის დროს ხშირად ხდება დედა ხსნარის ნაწილაკების კონსერვაცია მინერალის კრისტალურ მესერში. დედა ხსნარის ეს კონსერვირებული ჩანართები ჩვეულებრივ ტემპერატურაზე წარმოდგენილი არიან ხოლმე ერთ-, ორ- ან სამფაზიანი სისტემებით (ხსნარი, გაზი, რაიმე მარილი მყარ მდგომარეობაში). თუ ამისთანა თხევადი ჩანართების შემცველ მინერალს გავახურებთ, გარკვეულ ტემპერატურაზე შეიძლება მოხდეს ამ ჩანართის ჰომოგენიზაცია (გარდაქმნა ერთფაზა სისტემად—ხსნარად) ე. ი. ჩანართი დაუბრუნდება თავის პირვანდელ აგრეგატულ მდგომარეობას. სწორედ ჩანართის ჰომოგენიზაციის ტემპერატურა უნდა პასუხობდეს მინერალის წარმოქმნის ტემპერატურას\*\*.

\* ინკონგრუენტული დნობა დნობის ისეთ შემთხვევაა, როდესაც მინერალის გადნობამდე ხდება მისი დაშლა რამდენიმე მდგენელად (საწინააღმდეგო მოვლენაა მინერალთა კონგრუენტული დნობა, როდესაც გადნობამდე დაშლა არა ხდება). მაგალითად, ორთოქლაზის გადნობისას  $1550^{\circ}$ -ზე მიიღება ორკომპონენტური სისტემა. რომელიც შედგება ლეიციტისა და  $SiO_2$ -ით გამდიდრებული მდნარისაგან. მხოლოდ  $1686^{\circ}$ -ზე ზევით ხდება ლეიციტის გადნობა.

\*\* გაზურ-თხევადი ჩანართების ჰომოგენიზაციის მეთოდი, ზოგი მკვლევარის აზრით, არ იძლევა მინერალთა წარმოქმნის ტემპერატურის განსაზღვრის საშუალებას. ჩანართების ჰომოგენიზაციის მეთოდი იხილეთ ნ. პ. ერმაკოვის წიგნში: Ермаков Н. П. «Исследования минералообразующих растворов», Изд. Харьковского университета им. А. М. Горького, 1950.

გეოლოგიური პროცესების ტემპერატურის დასადგენად დიდი მნიშვნელობა აქვს ტიპომორფული მინერალების გამოვლინებასაც, ე. ი. ისეთი მინერალების, რომელთაც ამა თუ იმ მიზეზების გამო გეოქიმიურ პროცესებში უკავით ზუსტად განსაზღვრული ადგილი. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ტიპომორფული მინერალები საზღვრავენ პროცესის არა მარტო ტემპერატურას, არამედ სხვა პარამეტრებსაც—წნევას, ხსნარების მქაფიანობა-ტუტთანობას და სხვ.

ტემპერატურული ტიპომორფული მინერალების მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ შემდეგი მინერალები: ეგზოგენური პროცესებისათვის, კერძოდ კი ქიმიური (იონურ-მოლეკულური ხსნარებიდან წარმოქმნილი) დანალექი საბადოებისათვის ასტრახანტი —  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , რომლის წარმოქმნის ტემპერატურა ცვალებადობს  $4,5-60^\circ\text{C}$  ფარგლებში; კიზერიტი ( $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), რომლის წარმოქმნის ტემპერატურა  $= 17^\circ\text{C}$ ; რეინარდტი  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  (ეპსომიტის სახესხვაობა), რომელიც წარმოიქმნება  $31^\circ\text{C}$ -მდე და სხვ.

ენდოგენური პროცესებისათვის ტემპერატურული ტიპომორფული მინერალის კარგი მაგალითია კალციტი: გ. კალბის მიხედვით ფირფიტოვანი ჰაბიტუსის კალციტები წარმოიქმნება  $350-300^\circ\text{C}$ ; ტემპერატურაზე, სკალენოედრული ჰაბიტუსის ( $21\bar{3}1$ )— $300-200^\circ\text{C}$  ტემპერატურაზე, ბრტყელი რომბოედრის ( $01\bar{1}2$ ) ჰაბიტუსის —  $150-100^\circ\text{C}$  ტემპერატურაზე, ხოლო მახვილი რომბოედრის ( $4041$ ) ან ( $02\bar{2}1$ ) კი  $100^\circ\text{C}$  დაბალ ტემპერატურაზე.

ასეთივე კარგი ტიპომორფული მინერალია კვარცი, გრანიტული პეგმატიტების ჩამოყალიბების პროცესის ტემპერატურული გრადუირებისათვის. ასე მაგალითად,  $800-700^\circ\text{C}$  წარმოიქმნება ღია ნაცრისფერი ან გამკვირვალე მარცვლების და კრისტალების სახით β-კვარცი;  $700-550^\circ\text{C}$  α-კვარცის მაგივრად ხდება მორიონის ტიპის სვეტილებრი კრისტალების მქონე α-კვარცის წარმოქმნა და ასე შემდეგ.

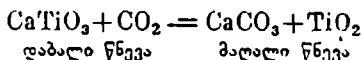
ჰიდროთერმული პროცესის ტემპერატურული გრადუირებისათვის ტიპომორფული მინერალებია: სინგური ( $\text{HgS}$ ), რომლის წარმოქმნის ტემპერატურა  $140^\circ\text{C}$  უფრო დაბალია, ანდა მარკაზიტი, რომლის პირიტში პოლიმორფული გადასვლის ტემპერატურაა —  $400^\circ\text{C}$  და სხვ. აქ ჩვენ სხვა მაგალითებს აღარ მოვიყვანთ, ვინაიდან მინერალთა ტიპომორფიზმის საკითხი მინერალოგიის სწავლების ამოცანას შეადგენს.

წნევის გავლენა ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე. ისევე როგორც ტემპერატურას, წნევასაც დიდი მნიშვნელობა აქვს ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციისათვის. მიგრაციის წნევისა და ტემპერატურის ფაქტორები ერთმანეთთან მჭიდროდ არიან დაკავშირებული, ვინაიდან რიგ შემთხვევაში ტემპერატურის შეცვლა იწვევს წნევის

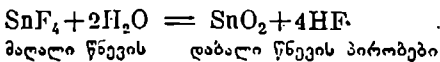
შეცვლას და პირიქით. დედამიწის ზედაპირზე, როგორც ცნობილია, წნევა უდრის 1 atm და განიცდის უმნიშვნელო ცვალებადობას. მაგრამ ამ ცვალებადობასაც დიდი გავლენა აქვს ელემენტთა მიგრაციაზე გაზურ ფაზაში ნიადაგებსა და ჰიდროსფეროში. სიღრმის ზრდასთან ერთად წნევა იზრდება 250—300 atm ყოველ კილომეტრზე, რის გამოც დედამიწის ცენტრთან ახლოს იგი უნდა აღწევდეს უზარმაზარ სიდიდეებს. მიწის ქერქის ღრმა ნაწილებში მაღალი წნევის არსებობაზე მიუთითებს თუნდაც ის ფაქტი, რომ ალმასის საბადოების წარმოქმნისას (კიმბერლიტის მილები), როგორც ეს ხელოვნური ალმასის მილების ექსპერიმენტებიდან ირკვევა, იგი აღწევს 100000 atm.

წნევის გავლენა ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე განსაკუთრებით დიდია თხევადი ფაზიდან (მაგმა) გაზური ფაზის მოცილებისას, რაც დასაბამს აძლევს პნევმატოლითურ-ჰიდროთერმულ პროცესებს და ელემენტების ინტენსიურ და ხანგრძლივ მიგრაციას. მაგმური დისტილაციის (დულილის) პროცესი, და ამასთან დაკავშირებით აქროლადი ელემენტების და ნაერთების გამოყოფა და მიგრაცია მიწის ქერქში, პირველ რიგში, გაპირობებულია მაგმურ კერაზე მოქმედი წნევის შემცირებით, რაც უმრავლეს შემთხვევაში გამოწვეულია ტექტონიკით. ამრიგად, როგორც ვხედავთ, წნევის ცვალებადობას უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს ენდოგენურ (მაგმურ) პროცესებში ელემენტთა დიფერენცირებული მიგრაციისათვის.

ისევე როგორც ტემპერატურის შეცვლა, წნევის შეცვლაც იწვევს ქიმიურ რეაქციათა წონასწორობის კონსტანტის და რეაქციის მსვლელობის მიმართულების შეცვლას. ასე მაგალითად, ნახშირორქანგან გარემოში, მუდმივი ტემპერატურის შემთხვევაში (იზოთერმული პროცესი) პეროვსკიტის ან რუტილის წარმოქმნა გაპირობებულია წნევის ცვალებადობით, რაც გამოიხატება შემდეგი სქემის მიხედვით:



ასევე განსაზღვრავს წნევა პნევმატოლითურ პროცესებში კასიტერიტის წარმოშობას მაგმური დესტილატების —  $\text{SnF}_4$  და წყლის ორთქლის ურთიერთქმედების შედეგად, რაც მიმდინარეობს შემდეგი რეაქციით:



პირობები (მაგმური პროცესი)                      (პნევმატოლითური პროცესი)

ზედაპირულ პროცესებში წნევის სიდიდე განსაზღვრავს ენდობის, ნახშირორქანგანის და სხვა გაზების პარციალურ წნევას, რაც

თავის მხრივ კათიონთა მიგრაციისა და კონცენტრაციის ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორია.

ქანგვა-აღდგენითი პოტენციალის გავლენა ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე. ქანგვა-აღდგენითი პოტენციალის სიდიდე მნიშვნელოვანი პარამეტრია ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაში, ჭოგორც ენდოგენურ, ისე ეგზოგენურ პროცესებში. ქანგვა-აღდგენითი პოტენციალის სიდიდე, პირველ რიგში განსაზღვრავს ქიმიური რეაქციის მიმართულებას. ქიმიიდან ვიცით, რომ თუ ატომი ან იონი კარგავს ელექტრონს, ეს ნიშნავს, რომ იგი იქანგება, თუკი შეიძენს—იგი აღსდგება; მაგალითად,  $Fe^{+3} + e \rightarrow Fe^{+2}$ . ამ რეაქციიდან ჩანს, რომ სამვალენტიაანმა რკინამ შეიძინა რა ერთი ელექტრონი, აღსდგა ორვალენტოვან რკინამდე. გასაგები უნდა იყოს, რომ გეოქიმიური პროცესების მსვლელობისას ქანგვის პროცესებს ყოველთვის თან სდევს აღდგენის პროცესები, ვინაიდან იმ დროს, როდესაც ერთი ელემენტის ატომები კარგავენ ელექტრონებს, მეორე ელემენტის ატომები მათ იძენენ. ამიტომამა, რომ ქანგვა-აღდგენის პროცესები ერთი და იგივე მოვლენის — ელემენტების ატომთა და იონთა მიერ ელექტრონების დაკარგვა-შეერთების სხვადასხვა მხარეებია. მიწის ქერქში ყველაზე აქტიური დამქანგველია ქანგბადი, მიუხედავად იმისა, რომ მისი თავისუფალ მდგომარეობაში მყოფი ატომების რაოდენობა უდრის მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე მთელი ქანგბადის რაოდენობის 0,01%,. ქანგბადის გარდა აქტიური დამქანგველებია:  $Fe^{+3}$ ,  $Mn^{+4}$ ,  $N^{+5}$ ,  $F_2$ ,  $Cl_2$ ,  $S^0$  და სხვა, ხოლო აღმდგენელები კი არიან:  $Fe^{+2}$ ,  $Mn^{+2}$ ,  $Cr^{+3}$ ,  $V^{+3}$ ,  $S^{-2}$ ,  $As^{-2}$ ,  $H^0$ ,  $Fe^0$ ,  $Cu^0$ ,  $Zn^0$ ,  $Al^0$  და სხვა. გასაგები უნდა იყოს, რომ ის ნივთიერება, რომელიც იქანგება, ე. ი. რომლის ატომებიც კარგავენ ელექტრონებს, უნდა იყოს აღმდგენელი, ხოლო ნივთიერება, რომელიც აღსდგება, იქნება დამქანგველი. ქანგვა აღდგენითი პროცესების სიჩქარე სხვადასხვაა და ხშირად მეტად მცირე, ვინაიდან ამ პროცესის მსვლელობისათვის საჭიროა, რომ დაძლეულნი იყოს აღმდგენელისაგან ელექტრონის მოწყვეტის იონიზაციის ენერგეტიკული ზღურბლი, რის შედეგადაც ამ ელექტრონს მიიერთებს დამქანგველი ატომი (იონი).

ელემენტის ატომის ან იონის ქანგვის ან აღდგენის უნარი ხასიათდება ქანგვა-აღდგენითი პოტენციალით— $E_m$  (ქანგბადის პოტენციალი) რომელიმე სტანდარტული ნულოვანი პოტენციალის მქონე ქანგვა-აღდგენითი რეაქციის მიმართ და იზომება ვოლტებში. შესადარებელ სტანდარტად მიღებულია  $H_2 - 2e = 2H^{+1}$ .

ზოგიერთ იონთა და ნაერთთა წყვილების ეანგვა-ალდგენითი პოტენციალების მნიშვნელობა მოცემულია 42-ე ცხრილში.

ცხრილში ყველა ქვევით მდებარე იონთა ან ნაერთთა წყვილი და-მეანგველია მის ზევით მდებარე წყვილისა და აღმდგენელია მის ქვევით მდებარე წყვილის.

ვ. ვ. შჩერბინამ, რომელმაც შეისწავლა ეანგვა-ალდგენითი პოტენციალის გავლენა მინერალთა პარაგენეზისების წარმოშობაზე, გამოავლინა ნეიტრალურ და სუსტ მჟავე ხსნარებში ორ და სამვალენტოვან რკინასთან პარაგენეზისში მყოფი შესაძლებელი და აკრძალული იონები (ცხრილი 43).

### ცხრილი 42

#### ზოგიერთ იონთა და ნაერთთა წყვილების ეანგვა-ალდგენითი პოტენციალი

(ა. ა. ხაუკოვის მიხედვით)

იონები და ნაერთები	En (ვოლტებში)	იონები და ნაერთები	En (ვოლტებში)
Fe(OH) <sub>2</sub> -Fe(OH) <sub>3</sub>	-0,65	Mo <sup>+5</sup> -Mo <sup>+6</sup>	+0,78
Ti <sup>+3</sup> -Ti <sup>+4</sup>	-0,04	V <sup>+4</sup> -V <sup>+5</sup>	+1,00
(SO <sub>3</sub> ) <sup>2-</sup> -(SO <sub>4</sub> ) <sup>-2</sup>	+0,22	Cr <sup>+3</sup> -Cr <sup>+6</sup>	+1,30
V <sup>+3</sup> -V <sup>+4</sup>	+0,40	Mn <sup>+2</sup> -Mn <sup>+4</sup>	+1,35
U <sup>+4</sup> -U <sup>+6</sup>	+0,41	Co <sup>+2</sup> -Co <sup>+3</sup>	+1,79
Fe <sup>-2</sup> -Fe <sup>+3</sup>	+0,75	Pb <sup>-2</sup> -Pb <sup>+4</sup>	+1,30

### ცხრილი 43

#### ორვალენტოვანი და სამვალენტოვანი რკინასთან პარაგენეზისში შესაძლებელი და აკრძალული იონები

(ვ. ვ. შჩერბინას მიხედვით)

ამ იონის არსებობისას	ამ იონთა თანარსებობა შესაძლებელია	ამ იონთა თანარსებობა შეუძლებელია
Fe <sup>-2</sup>	Ti <sup>+3</sup> , Ti <sup>+4</sup> , V <sup>+3</sup> , V <sup>+4</sup> , Cr <sup>+3</sup> , Mo <sup>+3</sup> , Mo <sup>+6</sup> , Mn <sup>+2</sup> , Co <sup>+2</sup> , Ni <sup>+2</sup> , W <sup>+6</sup> , Pb <sup>+2</sup>	V <sup>-5</sup> , Cr <sup>+6</sup> , Mn <sup>+4</sup> , Co <sup>+3</sup> , Ni <sup>+3</sup> , Pb <sup>+4</sup> , (NO <sub>3</sub> ) <sup>-1</sup>
Fe <sup>+3</sup>	Ti <sup>+4</sup> , V <sup>+4</sup> , V <sup>+5</sup> , Cr <sup>+3</sup> , Cr <sup>+4</sup> , Mo <sup>+5</sup> , Mo <sup>+6</sup> , Mn <sup>+2</sup> , Mn <sup>+4</sup> , Co <sup>+2</sup> , Co <sup>+3</sup> , Ni <sup>+2</sup> , Ni <sup>+3</sup> , Pb <sup>+2</sup> , Pb <sup>+4</sup> , (NO <sub>3</sub> ) <sup>-1</sup>	Ti <sup>+3</sup> , V <sup>+3</sup> , U <sup>+4</sup>

განსაკუთრებით აღსანიშნავია, რომ ეანგვა-ალდგენითი პოტენციალის მნიშვნელობა დამოკიდებულია აგრეთვე ხსნარის (მდნარის)

კონცენტრაციაზე. ეს კავშირი გამოიხატება ტოლობით:

$$E_1 = E_0 + \frac{0,058}{n} \log \frac{C_1}{C_0},$$

სადაც  $E_1$  და  $E_0$  სათანადოდ აღებული და ნორმალური კონცენტრაციის მქონე ხსნარების პოტენციალებია;  $C_1$  და  $C_0$  კონცენტრაციებია;  $n$  — რეაქციაში მონაწილე ელექტრონების რიცხვი. ამ ტოლობიდან გამომდინარეობს, რომ ნორმალურ კონცენტრაციასთან შედარებით კონცენტრაციის 10-ჯერ გაზრდის შემთხვევაში პოტენციალი იზრდება  $+0,058$ -ით, ხოლო კონცენტრაციის 10-ჯერ შემცირებისას მცირდება ამავე სიდიდით.

გეოქიმიურ პროცესებში ქანგვა-აღდგენითი პროცესების ინდიკატორულ ელემენტად ვ. ვ. შერბინას მიხედვით აღებული უნდა იყოს რკინა, ვინაიდან ის ხასიათდება დიდი გავრცელებით (კოსმოპოლიტური ელემენტი) და ამავე დროს ხასიათდება ქანგვის სხვადასხვა ხარისხით ( $Fe^{+2}$  და  $Fe^{+3}$ ). ასე მაგალითად, ორვალენტოვანი რკინის შემცველი რკინის მინერალების (მელანტერიტი, სიდერიტი, ვივიანიტი და სხვ.) არსებობა მიუთითებს აღდგენით პირობებზე. ხოლო სამვალენტოვანი რკინისა კი (ლიმონიტები, იაროზიტი და სხვ.) დამყანგველ პირობებზე. აღდგენითი პირობებისათვის დამახასიათებელია სულფიდების, სულფომარილების,  $Mn^{+2}$ ,  $V^{+3}$ ,  $Cr^{+3}$  და ზოგი სხვა იონის შემცველი მინერალების არსებობა, დამყანგავი პირობებისათვის კი —  $Mn^{+4}$  მინერალები, ვანადატები, არსენატები, მოლიბდატები, ქრომატები, ვოლფრამატები, სულფატები და სხვ. მინერალები. ქანგვა-აღდგენითი პროცესების მაჩვენებელია აგრეთვე ქლორიტები, ქარსები, ამფიბოლები და სხვა მინერალები, რომლებიც შეიცავენ სხვადასხვა ქანგვის ხარისხის მქონე კათიონებს.

გარემოს მქავეიანობა-ტუტეიანობის (pH-ის) გაელენა ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე. ხსნარის და მდნარის მქავეიანობა ან ტუტეიანობა განისაზღვრება სისტემაში წყალბად-იონების და ჰიდროქსილიონების კონცენტრაციით. როგორც ვიცით, წყლის ელექტროლიტური დისოციაციის გამო, წყალში ნეიტრალური  $H_2O$ -ს მოლეკულების გარდა ყოველთვის არსებობენ წყლის მოლეკულის დისოციაციის პროდუქტები —  $H^{+1}$  და  $(OH)^{-1}$  იონები, რომელთა კონცენტრაცია ტოლია:  $C_H = C_{OH} = 10^{-7}$ , ხოლო  $22^{\circ}C$ -ზე დისოციაციის კონსტანტა  $K = \frac{C_H \cdot C_{OH}}{C_{H_2O}} = 10^{-14}$ .

წყალბად-იონების კონცენტრაციის გაზრდა ხსნარში იწვევს ჰიდროქსილ-იონების კონცენტრაციის შემცირებას და პირიქით.

ხსნარის მჟავიანობის ხარისხის განსასაზღვრავად მოხერხებულია წყალბად-იონების კონცენტრაციის გამოხატვა უარყოფითი ნიშნის კონცენტრაციის ლოგარითმით, რაც აღინიშნება სიმბოლო  $pH$ -ით (წყალბადის პოტენციალი). ნეიტრალური რეაქციის ხსნარისათვის  $pH = \log C_{H^+} = -\log(10^{-7}) = 7$ . აქედან გამომდინარე გასაგებია, რომ მჟავე ხსნარების  $pH$  უნდა იცვლებოდეს 7-დან 1-მდე, ხოლო ტუტე ხსნარების  $pH$  კი 7-დან ზევით 14-მდე.

ხსნარების  $pH$ -ის სიდიდეს უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციისათვის როგორც ენდოგენურ, ისე ეგზოგენურ და მეტამორფოგენულ გეოქიმიურ პროცესებში. განსაკუთრებით კარგად  $pH$ -ის გავლენა ელემენტთა მიგრაციაზე და მიგრაციის პროცესში მათ დიფერენციაციაზე და სხვადასხვა მინერალების გამოლექვაზე შესწავლილია ეგზოგენურ პროცესებში, რომელთა მოდელირების დიდი საშუალება არსებობს.  $pH$ -ის სიდიდე მნიშვნელოვნად აპირობებს აგრეთვე, როგორც ჩანს, ენდოგენური მინერაგენეზის პროცესს. თუმცა აქ საკითხი ჯერ კიდევ დასაზუსტებელია.

განივილიყო  $pH$ -ის მნიშვნელობა ეგზოგენურ გეოქიმიურ პროცესებში. ა. ე. ფერსმანის, ლ. ვ. პუტოვალოვის და სხვა მრავალი მკვლევარის შრომების საფუძველზე გარკვეულია, რომ ამა თუ იმ ელემენტის ჰიდროქანგების მიგრაცია ხსნარებში და მათი გამოლექვა გაპირობებულია ხსნარის  $pH$ -ის სიდიდით. ჰიდროქანგების სედიმენტაციისათვის საჭირო  $pH$ -ის მნიშვნელობა განისაზღვრება როგორც ჰიდროქანგების შემქმნელი კათიონის რადიუსით, ვალენტობით და პოლარიზაციული თვისებებით, ისევე გარეშე ფაქტორებით—წნევით, ტემპერატურით, კონცენტრაციით, სხვა ელემენტთა ჰიდროქანგების არსებობით და სხვ. ვ. ატკინსის და ვ. მ. გოლდშმიდტის მონაცემების საფუძველზე ა. ე. ფერსმანმა უმთავრესი მეტალების ჰიდროქანგების გამოლექვისათვის საჭირო  $pH$ -ის მნიშვნელობა ეგზოგენურ პირობებში გამოხატა შემდეგნაირად (ცხრილი 44).

მოყვანილი განზოგადებული მონაცემების საფუძველზე შესაძლებელი ხდება სხვადასხვა ელემენტის მიგრაციის და კონცენტრაციის გზების დადგენა ეგზოგენურ პროცესებში. მაგალითად, ცხრილიდან ჩანს, რომ სილიციუმის ქანგის ჰიდრატის— $Si(OH)_4$  გამოლექვა ხდება მაშინ, როდესაც  $pH = 2,5$ . ამის საფუძველზე ნათელია, რომ აუტიგენური  $SiO_2$ -ის ( $Si(OH)_4$ -ის დეჰიდრატაციის და გადაკრისტალების პროდუქტი) დაგროვება-კონცენტრაცია უნდა მოხდეს მჟავე ხსნარებში



(სანაპირო ზოლის პირობები), ხოლო ტუტე ხსნარებში კი Si განი-  
ცდის ინტენსიურ მიგრაციას.

ცხრილი 44

სხვადასხვა ჰიდროქსიდების გამოლევის pH

(ა. ე. ფერსმანის მიხედვით)

pH	ჰიდროქსიდები	სხნარის რეაქცია	ეგზოგენური პროცესის მიმოინა- რების კლამატური პირობები
>12	Sr(OH) <sub>2</sub> , Ba(OH) <sub>2</sub> , NaOH, KOH,		
>11	Mg(OH) <sub>2</sub> , Ca(OH) <sub>2</sub>	ბ უ ბ ე	უ ღ ა ბ ნ ო
10	Cd(OH) <sub>2</sub>		
9	Hg(OH) <sub>2</sub> , Mn(OH) <sub>2</sub>		
8	V(OH) <sub>3</sub> , TR(OH) <sub>3</sub> , Co(OH) <sub>2</sub> , Ni(OH) <sub>2</sub>	ნეიტრალური	წყობის და მდინარის წყალი, ოკეანე, ზღვა
7	Fe(OH) <sub>2</sub> , Zn(OH) <sub>2</sub>		
6	Y(OH) <sub>3</sub>		
5	Th(OH) <sub>4</sub> , Ce(OH) <sub>4</sub> , Ga(OH) <sub>3</sub> , Al(OH) <sub>3</sub> , Mn(OH) <sub>2</sub> , Be(OH) <sub>2</sub>	სუსტი მჟავე	ტორუმის წყლები და სუბტრო- პიკული ზონის წყლები
4	Zr(OH) <sub>4</sub>		
3	Ti(OH) <sub>4</sub> , W(OH) <sub>6</sub> , Mo(OH) <sub>4</sub> , Fe(OH) <sub>3</sub>		
2	Nb(OH) <sub>5</sub> , Ta(OH) <sub>5</sub> , Si(OH) <sub>4</sub> , Ge(OH) <sub>4</sub>	მჟავე	არქტიკა
1	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	ულტრამჟავე	ულაზნო

ცხრილიდანვე ჩანს, რომ ორვალენტოვანი და სამვალენტოვანი რკი-  
ნის ჰიდროქსიდები გამოილევიან მკვეთრად განსხვავებული pH-ის  
დროს; ჩანს აგრეთვე მეტად მნიშვნელოვანი კანონზომიერება სხვა-  
დასხვა უანგეულთა თანადროული ანდა ერთმანეთისაგან განცალკეე-  
ბითი გამოლევის შესახებ. ასე მაგალითად, ზღვის წყალში არსებული  
ქიმიური ელემენტების პარაგენეზისი კარგად იხსნება ამ ელემენტთა

ჰიდროქანგების გამოლექვისათვის საჭირო pH-ის მაღალი მნიშვნელობით ზღვის წყლის pH-თან შედარებით. თუმცა, აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ელემენტების გამოლექვა ბუნებრივი ხსნარებიდან ხდება არა მარტო ჰიდროქანგების, არამედ სხვა ნაერთების: კარბონატების, სულფატების, ჰალოიდების, ბრომიდების, ფლუორიდების, სულფიდების და სხვათა სახით. ამიტომ ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის და კონცენტრაციის საკითხის განხილვისას არ შეიძლება მხედველობაში არ იქნეს მიღებული სხვა ტიპის ქიმიურ ნაერთთა გამოლექვისათვის საჭირო ოპტიმალური პირობები და პირველ რიგში pH-ის სიდიდე. ხსნარების pH-ის მნიშვნელობა ჩვეულებრივად ისაზღვრება ექსპერიმენტულად, მაგრამ გეოქიმიისათვის, რომელიც უმრავლეს შემთხვევაში შეისწავლის წარსულ გეოლოგიურ ეპოქებში მიმდინარე გეოქიმიურ პროცესებს, ამ პროცესების პროდუქტების—მინერალების და ქანების შესწავლის საფუძველზე გაცილებით უფრო მნიშვნელოვანია pH-ის განსაზღვრის სხვა ხერხები. ეს გაპირობებულია იმით, რომ უმრავლეს შემთხვევაში შეუძლებელია გეოქიმიური პროცესების ზუსტი მოდელირება.

ამ მხრივ, გეოქიმიისათვის და მინერალოგიისათვის მეტად მნიშვნელოვანია pH-ის განსაზღვრა მინერალ-ინდიკატორების საშუალებით, რაც მითითებულია ვ. ვ. შჩერბინას მიერ.

ასე მაგალითად, ბუნებრივ მინერალურ აგრეგატებში (ქანი, მადანი) კალციტის ან სერიციტის და ცეოლიტების არსებობა მიუთითებს იმაზე, რომ ამ მინერალთა მომცემი ხსნარები ტუტე ან ნეიტრალური ბუნებისა იყვნენ (ცნობილია, რომ კალციტი იშლება მჟავე ხსნარებში, ხოლო სერიციტი და ცეოლიტები კი სუსტ მჟავე ხსნარებში). ამის საწინააღმდეგოდ, ალუნიტის და იაროზიტის არსებობა მიუთითებს ხსნარების მჟავიანობაზე (მძლავრი მჟავას ნაშთის — სულფატიონის არსებობაზე). ასევე მინერალ ტოპაზის არსებობა პეგმატიტებში და პნევმატოლითურ ზონებში ამ წარმონაქმნების მომცემი ხსნარების დაბალი pH-ის პირდაპირი ნიშანია. არანაკლებ დამახასიათებელია პირიტის და სფალერიტის პარაგენეზისი ჰიდროთერმულ საბადოებში, როგორც ამ საბადოების მომცემი ხსნარების ტუტე რეაქციის ინდიკატორის და ვურციტ-მარკაზიტის\* პარაგენეზისი, როგორც ჰიდროთერმული ხსნარების მჟავე რეაქციის მაჩვენებელი. შეიძლება მოტანილ იქნეს მინერალ-ინდიკატორების სხვა მაგალითებიც, მაგრამ აღნიშნუ-

\* მარკაზიტი ზოგიერთ შემთხვევაში შეიძლება წარმოიქმნას ნეიტრალური ან სუსტი ტუტე რეაქციის მქონე ხსნარებიდანაც.

ლიც საკმარისია იმისათვის, რომ დავრწმუნდეთ, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს მინერალ-ინდიკატორებს გეოქიმიისათვის.

დ. ს. კორუინსკიმ შეისწავლა ფუძეების შეფარდებითი აქტივობის კავშირი ხსნარების მჟავიანობა-ტუტთანობასთან და მივიღა დასკვნამდე, რომ ხსნარის მჟავიანობის ზრდა იწვევს შედარებით სუსტი ფუძეების აქტივობის ზრდას, ხოლო ხსნარის ტუტთანობის ზრდა კი — პირიქით, იწვევს მძლავრი ფუძეების შეფარდებითი აქტივობის გაზრდას. აღნიშნული მოვლენის ბუნებრივი მაგალითებია გრანიტოიდების ალბიტოზაიტის პროცესი, როდესაც გვიანმაგმური ან პოსტმაგმური გამჟავიანებული (მინერალიზატორებითა და ჰალოგენიდებით მდიდარი) ხსნარები იწვევენ კალიუმის მინდვრის შპატის მეტასომატურ ჩანაცვლებას ალბიტით (კალიუმის გამოდევნა ნატრიუმით), ანდა ტოპაზოზაიტის პროცესს (გრეიზენები და პნევმატოლითური ზონები). როდესაც ალუმინი გამოდევნის უფრო ძლიერ ფუძეებს. ამ ასპექტში განსაკუთრებით თვალსაჩინოა გაკვარცების პროცესი, როდესაც სუსტი ფუძე თვისებების სილიციუმი აძევებს ქანიდან ყველა უფრო ძლიერი ფუძე თვისებების ელემენტს.

განხილული მაგალითებიდან ვანსხვაეობით გრანიტოიდების მკროკლინიზაიტის-კალიშპატიზაიტის პროცესი უნდა მიმდინარეობდეს გრანიტოიდებზე ტუტე ხსნარების ზემოქმედებით, ვინაიდან ძლიერი ფუძე თვისებების მქონე კალიუმი გამოდევნის სუსტი ფუძე თვისებების მქონე ელემენტებს.

ამრიგად, როგორც ვხედავთ, ხსნარების მჟავიანობა-ტუტთანობას უალრესად დიდი გენეტიკური მნიშვნელობა აქვს.

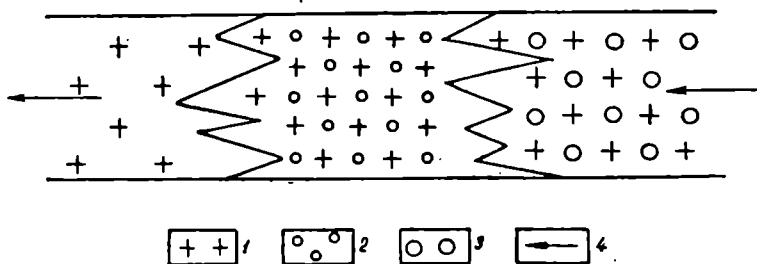
ფილტრაციული ეფექტი და ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია. ფილტრაციული ეფექტის ცნება გეოქიმიის (პეტროლოგიაში, მინერალოგიაში და საბადოების გეოლოგიაში) შემოიტანა დ. ს. კორუინსკიმ, ხოლო ექსპერიმენტულად ეს მოვლენა შეისწავლა ლ. ნ. ოვჩინიკოვმა. ფილტრაციულ ეფექტს დიდი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციისათვის მეტასომატური (პნევმატოლითური და პიდროთერმული ეტაპები) პროცესების მსვლელობის დროს. ფილტრაციული ეფექტის არსი მდგომარეობს იმაში, რომ ქანის ფორებში ხსნარის (გაზური ხსნარი ან წყალხსნარი) მოძრაობის დროს ხდება გახსნილი ნივთიერების ჩამორჩენა გამხსნელისაგან. გახსნილი და გამხსნელი ნივთიერების მოძრაობის სიჩქარეთა შორის სხვაობა მით უფრო მეტია, რაც უფრო წვრილფორვანია ქანი, რაც უფრო დიდი ზომის არიან სოლვატირებული იონები და რაც უფრო

დიღია განსხვავება ამ იონთა ზომებსა და გამხსნელის მოლეკულების ზომებს შორის.

ფილტრაციული ეფექტის მნიშვნელობა გამოიხატება ფილტრის (ფორიანი ქანის) მიერ დაკერილი ნივთიერების რაოდენობის შეფარდებით ხსნარში თავდაპირველად არსებული ნივთიერების რაოდენობასთან, გამოხატულს პროცენტებში:  $(1 - \varphi_i) \cdot 100 = \alpha_i \cdot 100$ , სადაც  $\varphi_i$  — ფილტრაციის კოეფიციენტი, ხოლო  $\alpha_i$  — ფილტრაციული კოეფიციენტის შებრუნებული სიდიდე — ნახევრადგამტარობის კოეფიციენტი.

დ. ს. კორეინსკის მიხედვით ფილტრაციის კოეფიციენტი უდრის გახსნილი ნივთიერების ნაწილაკების მოძრაობის სიჩქარის ფარდობას გამხსნელის ნაწილაკთა სიჩქარესთან:  $\varphi_i = \frac{W_i}{W_0}$ , სადაც  $W_i$  — გახსნილი ნივთიერების ნაწილაკთა მოძრაობის სიჩქარეა, ხოლო  $W_0$  — გამხსნელის ნაწილაკთა სიჩქარე.

აქედან გამომდინარე, კორეინსკიმ გაითვალისწინა რა ჰიდრატისებრი ანიონებისა და კათიონების ზომებს შორის სხვაობა, წამოაყენა ფილტრაციული ეფექტის მოქმედებაზე ანიონების (მკვავური კომპონენტების) და კათიონების გავლენის ჰიპოთეზა. ამ ჰიპოთეზის მიხედ-



ნახ. 23. დ. ს. კორეინსკის ფილტრაციული ეფექტის „მკვავური კომპონენტების“ წინსწრებადი ტალღის“ ჰიპოთეზის სქემა.

1 — გრანიტოიდი; 2 — მკვავური კომპონენტების წინსწრებადი ტალღა; 3 — ტუტე კომპონენტების „უკანმოზღვდი ტალღა“; 4 — ხსნარის მოძრაობის მიმართულება.

ვით პოსტმაგმური ან გვიანმაგმური ხსნარების ქანში ინფილტრაციის დროს, ანიონების უფრო სწრაფი მოძრაობის გამო, წარმოიქმნება „მკვავური კომპონენტების წინსწრებადი ტალღა“, რომელსაც უკან მოსდევს „ტუტე კომპონენტების კათიონების ტალღა“ (ნახ. 23).

მოტანილი მონაცემებიდან ნათლად ჩანს, რომ ფილტრაციულ ეფექტს გარკვეული მნიშვნელობა აქვს ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციისა და დიფერენციაციისათვის გეოქიმიურ პროცესებში.

დიფუზიის მოვლენის გავლენა ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე. დიფუზიაში გულისხმობენ ნივთიერების გადაადგილებას მაღალი კონცენტრაციის წერტილიდან (უბნიდან) დაბალი კონცენტრაციის წერტილისაკენ (უბნისაკენ), რის გამოც ხდება ამ წერტილებში (უბნებში) ნივთიერების კონცენტრაციის გათანაბრება. დიფუზიის მოვლენას ადგილი აქვს როგორც მყარ, ისევე თხევად და გაზურ ფაზებში, მაგრამ იგი განსაკუთრებით კარგად ვლინდება გაზებში და წყალხსნარებში, ვინაიდან ამ სისტემებში მოლეკულებს სწრაფი გადაადგილების უნარი აქვთ. აქედან გამომდინარე გასაგებია, რომ მიწის ქერქში მიმდინარე გეოქიმიურ პროცესებში ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე დიფუზიის მოვლენა დიდ გავლენას უნდა ახდენდეს. დიფუზიის სიჩქარე გაპირობებულაა სხვადასხვა ფაქტორით: ტემპერატურით, წნევით, გარემოს რაგვარობით, მაღაფუნდირებელი ნივთიერების თვისებებით, ხსნარის კონცენტრაციით და სიბლანტით და სხვა.

იონურ-მოლეკულურ ხსნარებში იონთა დიფუზიის სიჩქარე მით მეტია, რაც უფრო მცირეა მათი ვალენტობა და დიდია რადიუსი. მოლეკულების დიფუზიის სიჩქარე კი მოლეკულური წონისა და მოლეკულათა რადიუსის უკუპროპორციულია. სხვადასხვა ნივთიერების დიფუზიის უნარი ცვალებადია, ე. ი. ხასიათდება გადაადგილების სხვადასხვა სიჩქარით. ამ გარემოებაზეა დაფუძნებული კორჟინსკის წარმოდგენები ქიმიურ ელემენტთა დიფერენციალური მოძრაობის შესახებ მეტასომატურ პროცესებში.

ამ პროცესებში მონაწილე კომპონენტებს (ქიმიურ ელემენტებს) კორჟინსკი აყოფს ორ ჯგუფად: 1. საესებით მოძრავე კომპონენტებად, რომლებიც ხასიათდებიან ხსნარში მულმივი (უცვლელი) კონცენტრაციით უწყვეტი გატანის და შემოტანის გამო და 2. უძრავ (ინერტულ) კომპონენტებად, რომლებსაც არ ახასიათებთ მულმივი კონცენტრაცია ხსნარში (კონცენტრაცია იცვლება წერტილიდან წერტილამდე), ვინაიდან მათი გატანა-შემოტანა არ ხდება ან შეზღუდულია.

ტურინის სპილენძის სკარნული საბადოს (ურალი) წარმოშობაში მონაწილე კომპონენტები, მათი მიგრაციის უნარის მიხედვით, კორჟინსკიმ ორ რიგად დაჰყო: ა) საესებით მოძრავე  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $S$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  და ბ) ინერტულებად  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ .

უანგეულთა მოძრავუნარიანობის შემცირების მიხედვით შეიძლება დაისახოს შემდეგი ზოგადი მიახლოებითი რიგი:  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $S$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , თუმცა აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ კონკრეტულ გეოქიმიურ-გეოლოგიურ პროცესებში შესაძლებელია ამ რიგში მოხდეს კომპონენტების ნაწილობრივი გადა-ნაცვლება.

#### § 12. ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის პროცესში მათი გადატანის ფორმები და გამოწვევის პროცესები

ეს საკითხი რთული და მეტად მნიშვნელოვანია არა მარტო გეოქიმიისათვის, არამედ ძაღნეულ საბადოთა გეოლოგიისა და მინერალოგიისათვის. მიწის ქერქში ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია, როგორც ჩანს, მიმდინარეობს სხვადასხვა მდგომარეობაში: ატომების და იონების სახით, მოლეკულების და ნაერთების სახით, კოლოიდური ნაწილაკების სახით და სხვ. ქიმიურ ელემენტთა გადატანის (მიგრაციის) ფორმა სხვადასხვა გეოქიმიურ პროცესში განსხვავებული უნდა იყოს. მაგალითად, ევზოგენურ პირობებში მიმდინარე პროცესებში ქიმიური ელემენტები მიგრირებენ უმთავრესად იონურ ხსნად მდგომარეობაში მარტივი ან რთული (კომპლექსური) იონების სახით, ან ნივთიერება მიგრაციას განიცდის კოლოიდური ხსნარების ან მექანიკურად ხსნად (ატიენარებულ) მდგომარეობაში. ენდოგენურ პროცესებში ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის დროს მათი გადატანის ფორმის საკითხი გაცილებით უფრო რთულია და ჯერ კიდევ საბოლოოდ გაურკვეველი. როგორც ჩანს, აქაც ქიმიური ელემენტები მიგრირებენ იონების, მოლეკულების, სხვადასხვა ნაერთების და, პირველ რიგში, კომპლექს-ნაერთების სახით და კოლოიდურ მდგომარეობაში. ექვს გარეშეა მხოლოდ, რომ ენდოგენურ პირობებში მიმდინარე გეოქიმიურ პროცესებში ელემენტების მიგრაცია უნდა ხდებოდეს გაზურ ფაზაში ან წყალხსნარებში და მდნარებში. გაზურ ფაზაში ელემენტები გადაადგილდებიან მოლეკულურ მდგომარეობაში, როგორც მაგალითად  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $HF$  და სხვა, ან ატომურ მდგომარეობაში, ხოლო წყალხსნარებსა და მდნარებში კი—იონების (მარტივი და კომპლექსური), მოლეკულების და რთული ნაერთების სახით.

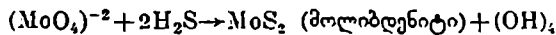
ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის პროცესში მათი გადატანის ფორმის საკითხთან მჭიდროდაა დაკავშირებული მინერაგენეზის საკითხი, ე. ი. იმ ქიმიურ რეაქციათა მსვლელობა, რომლებიც იწვევენ ქიმიურ ელემენტთა მიწის ქერქში მიგრაციის ხანგრძლივ პროცესში მათ დროებით ლოკალიზაცია-კონცენტრაციას ამა თუ იმ მინერალის წარმოქმნის გამო.







მინერალთა გამოლექვა ხდება აგრეთვე ალდგენითი პროცესების მსვლელობისას:



ამ შემთხვევაში კი პირიქით, გოგირდწყალბადის ზემოქმედების შედეგად ხდება მოლიბდენის და რენიუმის ალდგენა და მათი სულფიდების გამოლექვა. განხილული მაგალითები ქიმიური ელემენტების გადატანის ფორმის და მინერალთა გამოლექვის მხოლოდ შესაძლებელი შემთხვევებია.

ჩვენ უკვე აღვნიშნეთ, რომ ქიმიურ ელემენტთა (ნივთიერების) გადატანის ერთ-ერთი ფორმა კოლოიდური მდგომარეობაა. გადატანის ამ ფორმის არსებობაზე მიუთითებს კოლოიდური ჰაბიტუსის მინერალური აგრეგატების (კოლომოიფული და მეტაკოლოიდური მინერალური აგრეგატები) დიდი გავრცელება მიწის ქერქში და ექსპერიმენტული მონაცემები. კოლოიდური ხსნარებიდან წარმოქმნილი მინერალური აგრეგატები განსაკუთრებით დამახასიათებელია მიწის ქერქის სულ ზედა პერიფერიული ნაწილისათვის. განსაკუთრებით დიდი გავრცელებით ამგვარი მინერალური აგრეგატები სარგებლობენ გამოფიტვის ქერქში, სედიმენტოგენურ წარმონაქმნებში და ნიადაგებში. ამავე დროს კოლოიდური მინერაგენები დიდი გავრცელებით სარგებლობს აგრეთვე ენდოგენურ პირობებშიც. რის უდავო დამამტკიცებელ ფაქტს წარმოადგენს ამგვარი მინერალური აგრეგატების არსებობა მთელ რიგ ენდოგენურ საბადოთა მანძილებში. ამ საბადოთა ტიპური წარმომადგენლებია: დაბალტემპერატურული ტყვია-თუთიის საბადოები (მისისიპი-მისურის ტიპი, რაიბლი, პრშიბრამი; საქართველოში: კეისა, ძიშრა, თხმორი და სხვ.), სპილენძ-სულფიდური კოლჩედანური ტიპის საბადოები (ურალზე: სიბაი, ბლიაფა, უჩანლი; კავკასიაში: შანლუდი, ალაგერდი, ურუბი, ხუდეხი და სხვ.), სულფიდურ-კასიტერითული საბადოები (შორეულ აღმოსავლეთში ზღვისპირეთის საბადოები), კობალტ-ვერცხლის და ურანის საბადოები კანადაში და ჩეხოსლოვაკიაში, მაგნეტიტის საბადოები (ანგარა-ილიმის ჯგუფი), მექსიკის და ბოლივიის კალის სარტყლის საბადოები, თუთიის საბადოები (ვისლოხის საბადო გერმანიის დემოკრატიულ რესპუბლიკაში) და სხვა მრავალი.

ეგზოგენურ პროცესებში კოლოიდურ მინერაგენებს დიდი მნიშვნელობა აქვს ლატერიტ-ნონტრონიტული და თიხოვანი გამოფიტვის ქერქის წარმოშობის დროს. ამ პროცესში Si, Al, Fe, Ni, Co და

ზოგი სხვა ელემენტი გადაადგილდება ჰიდროქსიდების კოლოიდების სახით ( $\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$  და სხვ.). კოლოიდური მინერაგენები შეტად დამახასიათებელია აგრეთვე სულფიდური საბადოების ქანგვის ზონებისათვის და სხვ. იგი დიდი გავრცელებით სარგებლობს ზღვებსა და ოკეანეებში მიმდინარე სელიმენტაციის პროცესებში, რის კარგ მაგალითსაც წარმოადგენენ მრავალრიცხოვანი თიხოვანი და იასპისოვანი, აგრეთვე კარბონატული დანალექი ქანები, რკინოვანი ფაციესები (ლიმონიტ-ტიურინგიტ-ჰამოზიტ-დაფნიტიანი ქანები), მანგანუმის შემცველი დანალექი ქანები და მალნები, ბოქსიტის დანალექი საბადოები და სხვა (იხ. § 38, 39).

ამრიგად, ნივთიერების მიგრაცია კოლოიდურ მდგომარეობაში და კოლოიდური მინერაგენების მნიშვნელობა მიწის ქერქში მიმდინარე გეოქიმიურ პროცესებში უდავოა. ამასთან დაკავშირებით, მოკლედ განვიხილოთ კოლოიდური ხსნარებისათვის დამახასიათებელი ძირითადი ნიშნები, ხოლო მანამდე კი გავეცნოთ 45-ე ცხრილში მოტანილ კოლოიდური წარმოშობის მინერალების სიას.

კოლოიდები წარმოადგენენ ჰეტეროგენულ სისტემებს, რომლებიც შედგებიან დისპერსიული ფაზისაგან და დისპერსიული გარემოსაგან, რითაც ისინი პრინციპულად განსხვავდებიან იონურ-მოლეკულური ჰომოგენური ერთფაზა სისტემებისაგან — ხსნარებისაგან. დისპერსიული ფაზა წარმოადგენს დაქუცმაცებულ ნივთიერებას, რომლის ზომებიც მერყეობს  $10^{-4}$ — $10^{-6}$  მმ; ხოლო დისპერსიული გარემო გარემომცველ მასაა, რომელიც შეიცავს დისპერსიულ ფაზას და ასრულებს „გამხსნელის“ როლს. კოლოიდები შეიძლება იყოს თხევადი, გაზობრივი და მყარი. იმის მიხედვით, თუ რით არის წარმოდგენილი დისპერსიული გარემო (წყალი, გაზი, მყარი ნივთიერება თუ მდნარი), არჩევენ ჰიდროზოლებს, აეროზოლებს, კრისტალოზოლებს და პიროზოლებს.

ჰიდროზოლები დიდი გავრცელებით სარგებლობენ მიწის ქერქში და აპირობენ ეგზოგენური და ენდოგენური მინერაგენების ბევრ პროცესს (იხ. ცხრ. 45). აეროზოლები ძირითადად გვხვდება ატმოსფეროში — ატმოსფერული მტვერი, ბოლი, ნისლი და სხვ., თუმცა აეროზოლები გვხვდება ვულკანურ პროცესებთან დაკავშირებითაც. მაგრამ აეროზოლების როლი ნივთიერების მიგრაციაში და მინერაგენებში ჰიდროზოლებთან შედარებით უმნიშვნელოა. რაც შეეხება პიროზოლების გეოქიმიურ როლს, ეს საკითხი ჯერ კიდევ დაუზუსტებელია.

კოლოიდური წყალხსნარებიდან წარმოქმნილი ზოგიერთი ტიპური მინერალი

პროცესი	გენეტიკური ტიპი	მინერალები	ქიმიური ფორმულა	სტრუქტურულ-მორფოლოგიური ნიშნები
დაზოგენური	დანალექი რკინის დანალექი საბადოები და რკინოვანი დანალექი ქანები.	ლიმონიტი გეტიტი სიდერიტი ნონტროზიტი და სხვა	$Fe(OH)_3 \cdot nH_2O$ $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ $FeCO_3$ $(Fe, Al)_2 [Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$	კოლომორფული ტექსტურის თირკმლისებრი სვეულეზი და მიწისებრი მასები
	მანგანუმის დანალექი საბადოები და მანგანუმით მდიდარი დანალექი ქანები.	უსილომელანი როდოქროზიტი მანგანიტი და სხვა	$mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ $MnCO_3$ $Mn^{+2}Mn^{+4}O_2 [OH]_2$	— „ — — „ — — „ —
	ალუმინის დანალექი საბადოები.	ჰიდრარგილიტი ბუმიტი და სხვა	$Al(OH)_3$ $AlOOH$	წმინდანარცვლოვანი აგრეგატები
	რკინის ქულები	ლიმონიტი ცერუსიტი სმიტსონიტი და სხვა.	$PbCO_3$ $ZnCO_3$	კოლომორფული ტექსტურის თირკმლისებრი სვეულეზი და მიწისებრი მასები
ძვალგენური	ჰიდროთერმული ტყვია-თუთიის საბადოები	სფალერიტი ვალენიტი პირიტი კარბონატები და სხვა.	$ZnS$ $PbS$ $FeS_2$ $RCO_3$	კოლომორფული და მეტაკოლოიდური აგოვგატები, ზშირად თირკმლისებრი სვეულეზი
	კოლჩედანური სპილენძის საბადოები	პირიტი სფალერიტი ქალკოპირიტი	$CuFeS_2$	— „ —
	მაგნეტიტის საბადოები	მაგნეტიტი სიდერიტი ქალცედონი	$Fe_3O_4$ $FeCO_3$ $SiO_2$	— „ — — „ — — „ —
	კალის საბადოები	კასიტერიტი და სხვა	$SnO_2$	— „ —

კოლოიდებში გამოიყოფა ზოლები ანუ ისეთი კოლოიდები, რომლებშიც დისპერსიული გარემო ბევრად ჭარბობს დისპერსიულ ფაზას და გელები ანუ კოლოიდები, რომლებშიც დისპერსიული ფაზა ჭარბობს დისპერსიულ გარემოს. კოლოიდური ხსნარების თვისებები მნიშვნელოვნად განსხვავდება იონურ-მოლეკულური ხსნარების თვისებებისაგან. იმ დროს, როდესაც იონურ-მოლეკულურ ხსნარებში არის დადებითად და უარყოფითად დამუხტული სოლვატირებული იონები, გარკვეული ნივთიერების ჰიდროზოლებში ყველა კოლოიდური ნაწილაკი ერთი რომელიმე მუხტის მატარებელია, რაც გაპირობებულია დისპერსიული ფაზის აგებულების თავისებურებით. ამის ნათელსაყოფად 46-ე ცხრილში მოტანილია ზოგიერთი ბუნებრივი ჰიდროლიზის მუხტი.

იმ დროს, როდესაც იონურ-მოლეკულური ხსნარებიდან ნივთიერების გამოლეკვა ხდება ხსნარის გადაჭერებისა და კრისტალიზაციის ცენტრების გაჩენის შედეგად, კოლოიდური წყალხსნარებიდან ნივთიერების გამოლეკვა იწყება კოაგულაციის შედეგად, რაც გამოწვეულია

#### ცხრილი 46

დადებითი და უარყოფითი ელექტრული მუხტის მქონე სხვადასხვა ბუნებრივი კოლოიდი.

დადებითი მუხტის მქონე კოლოიდები	უარყოფითი მუხტის მქონე კოლოიდები
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -ის ჰიდრატი	SiO <sub>2</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — " —	თიხის მინერალების ჰიდროზოლები
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — " —	MnO <sub>2</sub>
TiO <sub>2</sub> — " —	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
ZrO <sub>2</sub> — " —	SnO <sub>2</sub>
CdO — " —	PbS
Cu <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	ZnS
MgCO <sub>3</sub>	CuS
	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub>
	Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>
	და ზოგი სხვა მძიმე მეტალის ჰიდროზოლი

კოლოიდური ხსნარის ნაწილაკთა ელექტრული მუხტის ნეიტრალიზაციით და დისპერსიული ფაზის დამსხვილებით, რაც იწვევს სედიმენტაციას და გელის წარმოქმნას. ეს უკანასკნელი დროთა განმავლობაში კარგავს ნარჩენ დისპერსიულ გარემოს — წყალს (სინერეზისის პროცესი) და განიცდის სტრუქტურულ ცვლილებებს, რაც საბოლოო ჯამში კოლოიდური მინერალური მასების დაკრისტალბით გამოვლინდება.

კოლოიდური ხსნარები ბუნებაში შეიძლება წარმოიქმნან ორი გზით: მექანიკური გზით—ნივთიერების კოლოიდური ნაწილაკების ზომებამდე დისპერგაციით, რასაც ხშირად ადგილი აქვს გამოფიტვისას, და ქიმიური გზით, ანუ იონურ-მოლეკულურ ხსნარებში აგრეგაციის პროცესის მსვლელობის შედეგად, რაც თავის მხრივ, დაკავშირებულია ენჯეა-ალდგენით, გაცვლით (იონური გაცვლა), ჰიდროლიზის და სხვა პროცესებთან. კოლოიდების წარმოქმნის ეს მეორე გზა გეოქიმიურ პროცესებში გაცილებით უფრო დიდი გავრცელებით უნდა სარგებლობდეს როგორც ეგზოგენურ, ისე ენდოგენურ პირობებში.

კოლოიდური მდგომარეობისადმი ჰიდრეკლება ახასიათებს დიდი კომპლექსური და რთული მოლეკულების მქონე ნაერთებს. ასეთებია პირველ რიგში ორგანული და ნაწილობრივ არაორგანული ნაერთები.

კოლოიდების წარმოშობისას დიდი მნიშვნელობა აქვს ხსნარების კონცენტრაციას: სუსტი ან ძლიერი კონცენტრაციის ხსნარები ხელსაყრელია კოლოიდების გასაჩენად, ხოლო საშუალო კონცენტრაციის ხსნარებში კი კრისტალური ნივთიერება წარმოიშობა; ასევე დიდია ტემპერატურის როლიც.

კოლოიდურ ნაწილაკებს უაღრესად დიდი ხვედრითი ზედაპირი ახასიათებთ, რაც დისპერსიულობის მატებასთან ერთად იზრდება. ნაწილაკებს, რომელთა ზომა  $10^{-4}$ — $10^{-7}$  mm უდრის, ათეულათასჯერ და მილიონჯერ მეტი ხვედრითი ზედაპირი აქვთ, ვიდრე თვალით დასანახ ნაწილაკებს. ეს თავისებურება მკაფიოდ აჩივს გამოხატული კოლოიდების რიგ თვისებებში, პირველ რიგში კი შთანთქმის დიდ უნარში. ასე მაგალითად, ბუნებაში ფართო გავრცელება აქვს Mn და Fe ენჯეებისა და ჰიდროენჯეების მიერ კათიონების შთანთქმას. მარგანეცის და რკინის ამგვარ მადნებში რამდენიმე ათეულ (40-მდე) სორბირებულ ელემენტს აღნიშნავენ; ზოგჯერ ისინი პრაქტიკული მნიშვნელობის კონცენტრაციებსაც კი იძლევიან (Co, Ni, As, V და ზოგი სხვა). შესანიშნავადაა გამოხატული სორბციული თვისებები თიხებში, რომლებიც აგრეთვე უარყოფითი მუხტის მატარებლებია და ე. ი. კათიონების შთანთქმის უნარი აქვთ. ეს შთანთქმა შერჩევითია: თიხები შთანთქავენ დიდი ზომის კათიონებს K, Rb, Cs, მაგრამ თითქმის არ იჭერენ Na და Ca-ს, რომლებიც ხსნარში რჩებიან და მიგრაციას განაგრძობენ (აუზებში ჩაიტანებიან). შთანთქმის კარგი მაგალითია აგრეთვე SiO<sub>2</sub>-ის ჰიდროზოლების მიერ რადიქტიური ელემენტების შთანთქმა (იელოუსტონის ნაციონალური პარკის ჰეიზერიტები), კაოლინის მიერ CuSO<sub>4</sub>-ის ხსნარებიდან სპილენძის შთანთქმა და სხვა მრავალი.

კოლოიდები დიდი რაოდენობით გადაიტანება მდინარეების მიერ (თიხები, ჰუმუსები,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}$ —ჰიდრატები,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Mn}$  შენაერთები და სხვ.). თუ კოლოიდებს მიგრაციის გზაზე ელექტროლიტები შეხვდა, ხდება კოაგულაცია და ასეთ ადგილებში მღვრიე წყალი სუფთავდება; კოაგულაცია განსაკუთრებით დამახასიათებელია შესართავებთან, იქ, სადაც მდინარის წყალი ზღვის ელექტროლიტებით მდიდარ წყალს შეერევა. ფიქრობენ, რომ დელტების წარმოშობაში კოლოიდების კოაგულაციაც გარკვეულ როლს ასრულებს. თავისებურია და საყურადღებო ჰუმუსოვანი კოლოიდების როლი, რომლებიც მდინარეებში მოხვედრისას დამცველის როლს თამაშობენ და წყალში არსებული ყველა დანარჩენი კოლოიდი ზოლების სახით ჩააქვს ზღვაში, ისე რომ გზაში მათ კოაგულაციისაგან იცავს. მაგალითად, ნილოსს ხმელთაშუა ზღვაში ჩააქვს სხვადასხვა ელემენტთა ჰიდროზოლების კოლოსალური რაოდენობა, რომელიც მას გადააქვს დიდ მანძილზე თეთრი ნილოსის კაობებიდან უხვად წამოღებული ჰუმუსური კოლოიდების სახით.

განხილული და სხვა ანალოგიური წარმოდგენები მიგრაციის პროცესში ქიმიურ ელემენტთა ფორმის შესახებ დაფუძნებულია ქანების და მადნების სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებების, მინერალური პარაგენეზისების, გაზურ-თხევადი ჩანართების, ქიმიური შემადგენლობის და მადანმომიჯნე ქანების მეტასომატური შეცვლის პროცესების შესწავლის მონაცემებზე. ამგვარი წარმოდგენების შექმნაში და დაზუსტებაში დიდ დახმარებას გვიწევს აგრეთვე გეოქიმიური პროცესების ლაბორატორიული მოდელირება.

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ განხილული საკითხები ჯერ კიდევ დაზუსტებული არაა და კვლევის სტადიაში იმყოფება, უნდა ვივარაუდოთ, რომ გეოქიმიურ პროცესებში ქიმიურ ელემენტთა გადატანის ფორმა და მინერალწარმოქმნის პროცესები მეტად მრავალფეროვანია.

**მიწის კერპში მიმდინარე ენდოგენური პროცესების  
გეოქიმია \***

**§ 33. მაგმური პროცესის გეოქიმია**

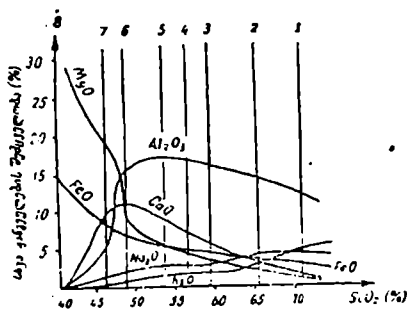
მიწის კერპში მიმდინარე პროცესებს შორის მაგმური პროცესი უმთავრესი და უმნიშვნელოვანესია. მასთან დაკავშირებულია, ერთი მხრივ, ყველა მაგმური ქანის (ინტრუზიული და ეფუზიური) წარმოქმნა და, მეორე მხრივ, პეგმატიტური, პნევმატოლითური და ჰიდროთერმული წარმონაქმნების და ენდოგენური საბადოების ფორმირება. ცხადია, რომ ამ პროცესების გეოქიმიის სათანადო სისტულით განხილვა ჩვენს ზოგად კურსში შეუძლებელია, რის გამოც შეეჩერდებით მხოლოდ ძირითად საკითხებზე.

მაგმური პროცესები უშუალო დაკვირვებისათვის მიუწვდომელია, მის შესახებ მსჯელობა (მეცნიერების თანამედროვე დონეზე) შესაძლებელია მხოლოდ მიახლოებით, მაგმური პროცესების საბოლოო პროდუქტის—ქანების მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული და ქიმიური შედგენილობის შესწავლისა და ვულკანიზმზე დაკვირვებისა და ექსპერიმენტული მონაცემების საფუძველზე.

მაგმის გაცივებისა და კრისტალიზაციის დროს ხდება სხვადასხვა ქანის წარმოქმნა, რომელთა შემადგენელი მინერალების გამოყოფის თანმიმდევრობა ფაზათა წესს ემორჩილება. მაგმის გაცივებისას პირველადი, პომოგენური, წონასწორობაში მყოფი სისტემა მყარი ფაზის (კრისტალები) ანდა ორი შეურევადი მდნარის წარმოქმნის შედეგად გარდაიქმნება დინამიკურ პეტროგენულ სისტემად, სადაც ადგილი აქვს

\* მეტამორფოგენული პროცესების გეოქიმიის ენდოგენური პროცესების გეოქიმიასთან მნიშვნელოვანი მსგავსების გამო და მეტამორფიზმის ზოგიერთი სპეციფიკური პროცესის გეოქიმიის დაუმუშავებლობის გამო მათ განილვაზე ჩვენ არ შეეჩერდებით.

შემდგენელი კომპონენტების გადანაწილებას, გარკვეულ მინერალთა ასოციაციების წარმოქმნას და, ამგვარად, სხვადასხვა შედგენილობის მაგმური ქანების და ხშირად მადნების ჩამოყალიბებას (ნახ. 24). ამ პროცესს მაგმის დიფერენციაცია ეწოდება.



ნახ. 24. უმთავრესი ინტრუზიული ქანების კიმაურა შედგენილობის გამომსატველ ვარიაციული დიაგრამა.

1. გრანიტი; 2. გრანოდიორიტი; 3. კვარციანი დიორიტი; 4. დიორიტი; 5. კვარციანი გაბრო; 6. გაბრო; 7. ვერლიტი; 8. დუნიტი.

მაგმის დიფერენციაციის მოვლენა რთული მოვლენაა, სადაც ბევრი რამ ჯერ კიდევ გაურკვეველია. (ღღისათვის ყველაზე გავრცელებული და გეოლოგთა მიერ გაზიარებულია მაგმის კრისტალიზაციური და ლიკვაციური დიფერენციაციის ჰიპოთეზა. პეტროლოგების უმრავლესობას მიაჩნია, რომ ყველა ქანი ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტი უნდა იყოს, თუმცა საესებით უარყოფილი არც ბუნების ძველი ჰიპოთეზაა, რომელიც უშვებს ორი საწყისი—მყავე (გრანიტული) და ფუქე (ბაზალტური) მაგმის არსებობას. საწყისი ბაზალტური მაგმა რომ დიფერენციაციას განიცდის, ეს აშკარა უნდა იყოს, ვინაიდან, წინააღმდეგ შემთხვევაში მხოლოდ მსგავსი შედგენილობის ქანები გვექნებოდა—სილრმეში გაბრო და ზედაპირზე ბაზალტი. ასე რომ დიფერენციაციის მოვლენა, რაც ატომებისა და მარტივი და რთული მოლეკულების მიგრაციის გამო ნივთიერების დანაწილებას იწვევს, საეკვო არ უნდა იყოს. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ფ. ლევისონ-ლესინგი მაგმის დიფერენციაციის პროცესში, გარდა კრისტალიზაციური და ლიკვაციური დიფერენციაციისა, არჩევს კიდევ ფილტრ-პრესინგის, ასიმილაციის და მაგმების შერევის პროცესებს. ამ პროცესებს შორის,



როგორც ჩანს, ყველაზე მნიშვნელოვანია კრისტალიზაციური დიფერენციაცია, რომელიც ამავე დროს ყველაზე უკეთ არის შესწავლილი და დასაბუთებულია თეორიულად და ექსპერიმენტულადაც. მაგმური პროცესების განხილვისას ძირითადად სწორედ მასზე გვექნება საუბარი, მანამდე კი ორიოდ სიტყვით შევეხოთ დანარჩენ პროცესებს. ლიკვაციური დიფერენციაციის პროცესი ნიშნავს (ლევინსონ-ლესინგი, ნიგლი, დელი) მაგმის გაცივებისას გარკვეულ ტემპერატურაზე მის დაყოფას განსხვავებული შედგენილობის ნაწილებად. პირველ რიგში ამ გზით ხდება მაგმის სილიკატური და სულფიდურა მდგენელების ერთიმეორისაგან დაცილება, რაც ექსპერიმენტულად არის დადასტურებული. უფრო რთულია საკითხი საკუთრივ სილიკატური მდნარის შეურევად ნაწილებად დაყოფის შესახებ, რადგან ამ პროცესს მრავალი ფიზიკურ-ქიმიური ფაქტორი აპირობებს. ამ მიმართულებით ერთ-ერთი პირველი წარმატებითი ექსპერიმენტი ჩატარებულ იქნა ჩვენში 1935—37 წლებში დ. პ. გრიგორიევის მიერ. მან რთული შედგენილობის სილიკატური მდნარის ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  და  $\text{CaF}_2$ )  $1250^\circ$ -ზე დაბლა გაცივების პროცესში მიიღო ორი განსხვავებული შედგენილობის შეურევადი მდნარი:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  და F-ით გამდიდრებული უფრო მსუბუქი და მკავე (რომელიც ზევით მოექცა) და  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  და  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ით გამდიდრებული, შედარებით მძიმე და ფუქე (რომელიც დაიძირა). ამ გზით დამტკიცდა, რომ ამ ორი განსხვავებული შედგენილობის მდნარის ურთიერთშეურევადობა გაპირობებული იყო ფტორით, ვინაიდან მდნარი, რომელიც არ შეიცავდა ფტორს, გაცივების პროცესის ყველა სტადიაზე ინარჩუნებდა ჰომოგენურობას. აქედან აშკარაა, რომ ბუნებრივი სილიკატური მდნარების ლიკვაციური დიფერენციაციისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს აქროლადების არსებობას. მათ რიცხვს, ვარდა ფტორისა—მიეკუთვნება აგრეთვე B,  $\text{H}_2\text{O}$  და სხვა.

გარდა ლიკვაციისა, თხევადი ფაზების გაყოფა შეიძლება განხორციელდეს ე. წ. კონცენტრაციული დიფერენციაციის გზით. რომელიც სორეს წესს ემყარება (კონცენტრაციის ზრდა ხსნარის შედარებით გაცივებულ უბნებში). ამ გზით შედარებით მარტივად იხსნება ზოგიერთი ინტერმედიის კიდური, პერიფერიული ნაწილების განსხვავებული შედგენილობა.

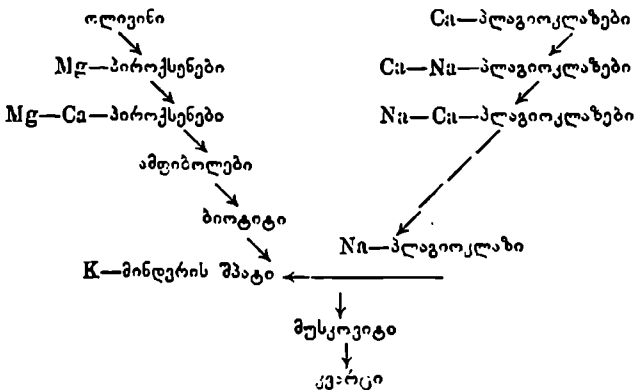
აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ბოჯენი, დელი, ჰარკერი და სხვები მაგმისა დიფერენციაციაში დაღ მნიშვნელობას ანიჭებენ კრისტალიზაციის პროცესში მყოფი მაგმიდან (ნაწილობრივად დაკრისტალებული მაგმიდან) მდნარის გამოწურვას (გამოწურვას), რაც უთუოდ ტექტონიკურ (ოროგენულ) პროცესებს უნდა უკავშირდებოდეს და, რომელიც ფილტრ-პრესინგის პროცესის სახელწოდებით არის ცნობილი.

მაგმის დიფერენციაციაში ნაკლებად სადაოა ასიმილაციის—მაგმის მიერ სხვა ნივთიერების (ტუყვე არსებული ქანების) შთანთქმის როლი. ამის შედეგად იცვლება სისტემის წონასწორობის განმსაზღვრელი ერთ-ერთი ძირითადი ფაქტორი — კონცენტრაცია, რასაც წონასწორობის დარღვევა და ქიმიური რეაქციების მსვლელობის შედეგად ახალი ნაერთების წარმოქმნა და მაგმის კომპონენტთა გადაწეობა მოსდევს.

ზოგიერთ შემთხვევაში, როდესაც გვაქვს ფუქე და მთავე მაგმებს შორის გარდამავალი ტიპები, ბუნუნენის თეორიასაც იშველიებენ, რომელსაც, როგორც ითქვა, საფუძვლად უდევს სხედასხვა შედგენილობის მაგმების არსებობა და მათი ურთიერთშერევიტ ქანების წარმოშობა.

დიფერენციაციის ყველა განხილული ჰიპოთეზა მაგმურ ქანთა მრავალფეროვნების ასახუნელად დიფერენციაციის რომელიმე პროცესს არ ანიჭებს უპირატესობას. მაგრამ, როგორც ითქვა, ყველაზე უნივერსალური კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროცესია, როდესაც ტემპერატურის დაწვეის კვალდაკვალ ხდება ნივთიერების თხევადიდან მყარ ფაზაში გადასვლა.

კრისტალიზაციური დიფერენციაციის ყველაზე დამაკმაყოფილებელი ახსნა მოცემული აქვს ბოუნენს. ჩატარებული ექსპერიმენტების საფუძველზე ის მიღის დასკვნამდე, რომ საწყისი, პირველადი მაგმა ბაზალტური შედგენილობისაა, რომლისგანაც კრისტალიზაციური დიფერენციაციის გზით ხდება ყველა მაგმური ქანის მიღება. მან დაადგინა, რომ მაგმის გაციეების პროცესში მინერალების თანმიმდევრული გამოყოფა წარმოებს ორი ერთმანეთისაგან დამოუკიდებელი რეაქციული რიგის მიხედვით, რომლებიც ბოლო ეტაპებზე ერთდებიან. მაგმის კრისტალიზაციის სქემა ბოუნენის მიხედვით შემდეგია:



ბოუენის რეაქციულ რიგში მარცხენა შტო წარმოდგენილია ძირითად დად ფემური სილიკატებით, რომლებიც არასრული იზომორფიზმით ხასიათდებიან, ხოლო მარჯვენა შტო კი ლეიკოკრატული სილიკატებით (პლაგიოკლაზები). რომლებიც სრული იზომორფიზმით ხასიათდებიან. ამ რიგებში ყოველი ზევით მდებარე მინერალი ქვევით მდებარეზე ადრე გამოიყოფა, მიუხედავად იმისა, თუ როგორია პირველადი მდნარის შედგენილობა. ამავე დროს ადრე გამოყოფილი მინერალები მოძრავ წონასწორობაში იმყოფებიან მდნართან; მათ შორის ადვილი აქვს რეაქციებს და ხდება ახალი მინერალების გაჩენა, ამიტომ რიგში ქვევით მდებარე მინერალები ადრე გამოყოფილისა და მდნარის რეაქციის პროდუქტია. ეს რეაქციები გამოწვეულია სისტემის წონასწორობის დარღვევით მაგმის გაცივების გამო. კრისტალიზაციის პროცესში ადრე წარმოქმნილი მინერალები (მაგ. ოლივინი, ანორთიტი) მაგმიდან შეითვისებენ რა Mg, Fe, Ca გარკვეულ რაოდენობას, ცვლიან მდნარის შედგენილობას, რომელიც რამდენადმე მკავე ხდება. წონასწორობა არსებულ მყარ ფაზასა და მის შემცველ სილიკატურ მდნარს შორის ირღვევა, მაგრამ მდნარს, რომელიც შედგენილობით დიორიტულისკენ იხრება და გაცივების გამო ტემპერატურაც ნაკლები აქვს, უკვე არ ძალუძს ადრე გამოკრისტალებული მინერალების გადნობა, თუმცა კი მინერალსა და მდნარს შორის მიმდინარეობს ქიმიური რეაქციები, რასაც შეიძლება მოჰყვეს რეაქციულ რიგში ზევით მდებარე მინერალების შეცვლა ქვევით მდებარე მინერალებით. იმ შემთხვევაში, როდესაც დიფერენციაციის პროცესი ბოლომდე მიდის, მაშინ საბოლოო მდნარი საწყისისაგან სრულიად განსხვავებული ხდება განსაკუთრებით  $SiO_2$ -ით გამდიდრების გამო. თუ ადრე გამოყოფილი მინერალები რაიმე გზით სილიკატურ მდნარს (მაგმას) ცალკე გამოეყოფიან, მაშინ მათი რეაქციული შეცვლა აღარ მოხდება და ისინი ამ სახითვე დარჩებიან. ამრიგად, ბოუენის რეაქციულ რიგში მინერალების გამოყოფა თანმიმდევრულად წარმოებს, თანაც ადრე გამოყოფილების ასიმილაცია არ ხდება, თუმცა, გვიან გამოყოფილების ასიმილაცია შედარებით ადვილად მიმდინარეობს.

რეაქციული რიგიდან ჩანს, რომ დიფერენციაციის პროცესში მინერალები იმავე თანმიმდევრობით ქრებიან (რეაქციული გარდაქმნების გამო), რა თანმიმდევრობითაც ხდებოდა მათი გამოყოფა. ამ თავისებურებით რეაქციული სისტემა პრინციპულად განსხვავდება ევტიქტიკისაგან, რომლის დროს მინერალების წარმოქმნა (კრისტალიზაცია) ერთდროულია, რის გამოც ევტიქტიკური მინერალები უცვლელი რჩებიან.

ბოუენის რეაქციულ რიგში თავის ასახვას პოულობს ოსვალდის კანონი, რომ ლაბილურიდან სტაბილურ ფორმებში გადასვლისას ისახება ტენდენცია არა ყველაზე მდგრად საბოლოო ფორმაში გადასვლის. არამედ მოცემულ პირობებში ყველაზე ადვილად მისაწვდომში, რომელიც ენერგიის მინიმალური დახარჯვით წარმოიქმნება. მართლაც, ადრე გამოყოფილი მინერალები გარემოს თერმოდინამიკური და ქიმიური პირობების შეცვლის გამო მდნართან რეაქციაში შედიან და იცვლებიან რა თანდათანობით, მოცემულ გარემო პირობებში, სტაბილური მდგომარეობისაკენ ისწრაფვიან. ეს შეცვლა შეიძლება იყოს სრული ან ნაწილობრივი. მაგალითად, გაბროში ან ბაზალტში ჭერ კიდევ შეიძლება გვხვდებოდეს ოლივინი, მაგრამ იგი არ შეიძლება იყოს გრანიტში, სადაც დიფერენციაცია ისე შორსაა წასული, რომ ოლივინი ჭარბ სილიციუმთან მდნარში „ცოცხალი“ ვერ დარჩებოდა და პიროქსენად გარდაიქმნებოდა.

ამრიგად, ბაზალტური მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაცია მისი ევოლუციის შემდეგ ზოგად სურათს იძლევა:

გაბროული მაგმა—ლიორიტული მაგმა—გრანიტული მაგმა—პოსტმაგმური ხსნარები

გრანიტული პეგმატიტები

ზემოთ განხილული საკითხები უფრო ვრცლად და სრულად პეტროლოგიის კურსშია მოცემული, აქ კი გავეცნოთ მაგმური პროცესების გეოქიმიურ თავისებურებებს.

მაგმურ ქანებს, როგორც უკვე აღინიშნა, მიწის ქერქის 95%-ზე მეტი უჭირავთ. წარმოქმნის მიხედვით ისინი იყოფიან ინტრუზიულ და ეფუზიურ ჯგუფებად (გამოჰყოფენ პიპაბისურსაც), რომლებიც თავიანთი ქიმიური შედგენილობით ერთმანეთისაგან თითქმის არ განსხვავდებიან. მაგმური ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა, რომელიც გამოთვლილია კლარკის მიერ და შემდგომში დაზუსტებული ვაშინგტონის და ადამსის მიერ შემდეგი სახისაა (ცხრ. 47).

აღსანიშნავია, რომ ზემოაღნიშნული საყოველთაოდ მიღებული მეთოდი (ქანის ქიმიური შედგენილობის გამოსახვა ქანგეულების წონითი პროცენტების სახით) უშუალოდ ვერ გამოხატავს ქანში ქიმიურ ელემენტთა ურთიერთშემას. რადგან მაგმური ქანები შედგებიან არა ამგვარი ქანგეულების ნარევისაგან, არამედ რთული შედგენილობის სილიკატებისაგან, რომელთა კრისტალურ მესრებში თითოეულ ატომს თავისი გარკვეული ადგილი და კოორდინაცია აქვს. ამიტომაც მკვლევარები ცდილობენ უფრო სრულყოფილი მეთოდების გამოჩახვას და ასეთი ცდები საკმაოდ მრავალრიცხოვანია. მათზე არ შევიჩრდები

მაგმური ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა (კლარკის ვაშინგტონის და ადამსის მიხედვით, 1051 წ.)

კომპონენტები	შემცველობა წონით %-ით	კომპონენტები	შემცველობა წონით %-ით
SiO <sub>2</sub>	59,12	Cl	0,018
TiO <sub>2</sub>	1,050	F	0,030
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,34	S	0,052
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	(Ce, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,020
FeO	3,50	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,055
MnO	0,124	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,029
MgO	3,49	NiO	0,025
CuO	5,08	BaO	0,035
Na <sub>2</sub> O	3,34	SrO	0,022
K <sub>2</sub> O	3,13	Li <sub>2</sub> O	0,007
H <sub>2</sub> O	1,15	Cu	0,010
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,299	Zn	0,004
CO <sub>2</sub>	0,102	Pb	0,002
ZrO <sub>2</sub>	0,059	ჯამი	100,00

და აღნიშნავთ მხოლოდ, რომ ერთ-ერთი ასეთი პეტროქიმიური მეთოდი დამუშავებული აქვს ა. ნ. ზავარიცკის, რომელმაც ქანების ქიმიური შედგენილობა სათანადოდ გამოთვლილი ცხრილებით და ვექტორული დიაგრამებით გამოსახა. ამ მეთოდმა შესაძლებელი გახადა დიდძალი ფაქტიური მასალის ანალიზი და თვალსაჩინო ურთიერთდაპირისპირება. მეთოდით კარგად ვლინდება ქანების გენეტიკური ჯგუფები და ბუნებრივი ასოციაციები, მაგმის ქიმიზმის ევოლუციის მიმართულება და სხვა, რის გამოც მან ფართო აღიარება პოვა.

მაგმურ პროცესში, ჩვეულებრივ, კრისტალიზაციის სამ ეტაპს არჩევენ: ადრეულს ანუ პროტოს, მთავარს ანუ მეზოს და ნაჩენს ანუ ტელეკრისტალიზაციას.

პროტოკრისტალიზაციის ეტაპზე პირველადი ბაზალტური მაგმიდან წარმოიქმნებიან ულტრაფუძე და ფუძე ქანები: პერიდოტიტები, დუნიტები, პიროქსენიტ-ამფიბოლიტები, გაბრო-ნორიტები, ბაზალტური რომლებთანაც მკიდლო სივრცობრივ და გეხეტურ კავშირში იმყოფებიან მთელ რიგ მეტალთა (Fe, Ti, Cr, Pt, Cu, Co, Ni) მაგმური

საბადოები. პროტოკრისტალიზაციის ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა მოცემულია 48-ე ცხრილში.

ცხრილი 48

პროტოკრისტალიზაციის ქანების ქიმიური შედგენილობა  
(დელის და ტრევერის მიხედვით)

კომპონენტი	წილი %	კომპონენტი	წილი %	კომპონენტი	წილი %	კომპონენტი	წილი %
SiO <sub>2</sub>	41,35	MnO	0,25	H <sub>2</sub> O	3,00	CuO	0,06
TiO <sub>2</sub>	1,10	MgO	32,10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	BaO	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	CaO	4,50	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	S	0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	Na <sub>2</sub> O	0,60	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	F	0,01
FeO	7,50	K <sub>2</sub> O	0,50	NiO	0,10	Cl	0,01

აღნიშნულ ელემენტთა ქანგეულების გარდა ეს ქანები შეიცავენ პლატინის ჯგუფის ელემენტებს, კობალტსა და ზოგი სხვა ელემენტის უმნიშვნელო მინარევს.

ა. ე. ფერსმანის მიხედვით პროტოკრისტალიზაციის ელემენტები მიახლოებით შეიძლება დანაწილდნენ ოთხი ჯგუფის ფარგლებში (ცხრ. 49).

ცხრილი 49

პროტოკრისტალიზაციის ქიმიური ელემენტების ჯგუფები (ფერსმანის მიხედვით)

წამყვანი ელემენტები	მთავარი ელემენტები	მეორეხარისხოვანი ელემენტები	აქცესორული ელემენტები
<u>Mg</u> , <u>Si</u> , <u>Ti</u> , <u>O</u> , <u>Fe</u> , <u>Ni</u> , <u>Cr</u>	C, Na, Al, P, S, (Cl), Ca, V, Mn, Co, <u>Pf</u> , <u>Ru</u> , Rh, <u>Pd</u> , <u>Os</u> , Ir,	Sc, (H), Cu, Zn, <u>Ge</u> , As, <u>Pb</u> , (Sn), (Hg), Tl, Ag, Au	<u>K</u> , <u>Sr</u> , <u>Zr</u> , Nb, Ta, <u>W</u> , <u>Hf</u> , (Sn), <u>Mo</u>

შენიშვნა ფრჩხილებში ჩასმულია ელემენტები, რომლებიც მონაწილეობას იღებენ პროცესში, მაგრამ არ განიცდიან კონცენტრაციას; ხაზგასმულია ლუწი რიგითი ნომრის მქონენი.

თუ გადავხედავთ პროტოკრისტალიზაციის ელემენტებს, მათი ატომგულების აგებულების თვალსაზრისით დავრწმუნდებით, რომ მათში ჯარბობს 4q-ს ტიპის ელემენტები, რომელთა ატომური წონა უნაშთოდ

იყოფა 4-ზე და ახასიათებთ საკმაოდ მაღალი კლარკები. ირკვევა, რომ პროტოკრისტალიზაციის ეტაპზე ლუწი რიჯითი ნომრის მქონე ქიმიურ ელემენტებზე მოდის ამ პროცესში მონაწილე ატომების რაოდენობის 97%; თუმცა, პროტოკრისტალიზაციის ზოლო სტადიაზე გარკვეულ მნიშვნელობას იღებენ კენტი რიჯითი ნომრის მქონე ელემენტებიც—Na, Al და K, რომლებიც მონაწილეობენ მინდვრის შენების შენებაში.

პროტოკრისტალიზაციის ელემენტების სიიდან ჩანს, რომ ისინი ძირითადად წარმოდგენილი არიან ~~ლითოფილური და სელენოფილური~~ ელემენტებით, ხოლო რაც შეეხება სხვა გეოქიმიური ჯგუფის ელემენტებს, მათი რაოდენობა უმნიშვნელოა.

ყურადღებას იქცევს ის გარემოებაც, რომ პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტები მრავალ შემთხვევაში შეიცავენ სულფიდებს—კობალტ, ქანებში გოგირდის რაოდენობა  $C, 25\%$  აღწევს, ხოლო განრო-ნორიტებთან კი დაკავშირებულია Cu—Ni—Co სულფიდური ლიკვაციური საბადოები (სედბერი, მონჩე-ტუნდრა, ინცზივა, ბუშეულდი და სხვა). რაც მოწმობს პროტოკრისტალიზაციის პროცესის გვიანდელ სტადიაზე გოგირდის დიდ რაოდენობას და უანგბადის კონცენტრაციის ნაწილობრივ სიმცირეს. ამის საწინააღმდეგოდ, პროტოკრისტალიზაციის ადრინდელ სტადიაზე მკვეთრად ვლინდება უანგბადის, როგორც წამყვანი ანიონის როლი, ვინაიდან ულტრაფუძე ქანებში და მათთან დაკავშირებულ საბადოებში მადნეული მინერალები წარმოდგენილი არიან არა სულფიდების, არამედ უანგეულების სახით (ქრომიტი, მაგნეტიტი, ილმენიტი და სხვ.).

პროტოკრისტალიზაციისათვის დამახასიათებელია აგრეთვე ის გარემოება, რომ ამ პროცესში თავმოყრილია პატარა რადიუსის და მაღალი ვალენტობის მქონე იონები:  $Mg^{+2}$  (0,66 Å),  $Fe^{+2}$  (0,74 Å),  $Ni^{+2}$  (0,69 Å),  $Ti^{+4}$  (0,68 Å) და სხვა. ამითაა გაპირობებული პროტოკრისტალიზაციის მინერალთა კრისტალური მესრის დიდი ენერჯია და აგრეთვე ის, რომ პროტოკრისტალიზაციის სულფიდებში მანძილი  $Me—S$  არ აღემატება 2,45 Å, იმ დროს როდესაც ჰიდროთერმულ სულფიდებში (PbS, ZnS, HgS და სხვ.) ეს მანძილი 3 Å-საც კი აღწევს.

პროტოკრისტალიზაციის პროცესში მინერალთა გამოყოფის თანმიმდევრობა შემდეგია: მაგნეტიტი, პიროტინი, აპატიტი, ილმენიტი, სფენი და ზოგი სხვა აქცესორული მინერალი. ამ მინერალთა კრისტალიზაციას მოჰყვება ოლივინის გამოყოფა, რის გამოც ნარჩენი მდნარი

SiO<sub>2</sub>, Ca, Al და ტუტეებით მდიდრდება და იწყება ფუძე პლაგიო-კლაზების და პიროქსენების კრისტალიზაცია.

პროტოკრისტალიზაციის პროცესში ფართოდაა განვითარებული იზომორფული ჩანაცვლების მოვლენები. ასე მაგალითად, ოლივინის მესერში ხდება მაგნიუმის ჩანაცვლება რკინით, პიროქსენებში (ავიციტში) რკინისა მანგანუმით, ოლივინში რკინისა და მანგანუმისა ნიკელით და კობალტით (იზოვალენტური იზომორფიზმი); პეტეროვალენტური იზომორფული ჩანაცვლებები მიმდინარეობს მაგნეზიალურ სილიკატებში, სადაც ხშირად აღინიშნება სკანდიუმის მაღალი კონცენტრაციები, ან ტიტანის მინერალებში ნიობისა და ტანტალის იზომორფული მინარევები, ტიტანის მინარევები მაგნეტიტში და სხვა შემთხვევები, რომლებზედაც აქ არ გავიჩინებთ, ვინაიდან ისინი განხილულია იზომორფიზმისადმი მიძღვნილ სპეციალურ პარაგრაფში (§ 23).

პროტოკრისტალიზაციის პროცესში მინერალთა გამოყოფის ემპირიულად დადგენილ რიგს კარგად შეესაბამება ამ რიგში მინერალთა კრისტალური მესრის ენერჯის კანონზომიერი შემცირება (ე. ი. იონთა ენერგეტიკული კოეფიციენტის შემცირება). მაგალითად, პროტოკრისტალიზაციის უმთავრეს სილიკატთა კათიონები მათი ენერგეტიკული კოეფიციენტების მნიშვნელობის მიხედვით ქმნიან შემდეგ რიგს:

	Mg <sup>+2</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Na <sup>+1</sup>	K <sup>+1</sup>
ეკ-ი—	2,15	2.12	1,75	0,45	0,36
Ri—	0,66	0,74	0,99	0.97	1,33

პროტოკრისტალიზაციის პროცესის გეოქიმიური თავისებურების განხილვის დასასრულს უნდა აღინიშნოს, რომ ამ პროცესის გარკვეულ სტადიებზე ხშირად წარმოებს სასარგებლო ნამარხთა საბადოების წარმოქმნა. ასე მაგალითად, კრისტალიზაციის საწყის და გვიანდელ სტადიებზე ზოგიერთ შემთხვევაში წარმოიქმნება ქრომის, პლათინის და მისი ჯგუფის მეტალების, ალმასის და ტიტანიანი მაგნეტიტის (სეგრეგაციული ტიპი, პერიდოტიტულ-პიროქსენიტულ-დუნიტურ მასივებთან გენეტიკურ კავშირში და ინექციური ტიპი იგივე ქანებთან და გაბროიდებთან გენეტიკურ კავშირში) საბადოები და აგრეთვე ლიკვაციურ დიფერენციაციასთან დაკავშირებით (რომელიც წინ უძღვის ხოლმე კრისტალიზაციურ დიფერენციაციას) სპილენძ-ნიკელ-კობალტის სულფიდური საბადოები (გაბრო-ნორიტებთან დაკავშირებული ლიკვაციური საბადოები—სედბერის ტიპი).

პროტოკრისტალიზაციას დროში მოჰყვება მეზოკრისტალიზაციის, ანუ მთავარი კრისტალიზაციის ეტაპი. მდნარის კრისტალიზაციის ამ ეტაპისათვის დამახასიათებელია მინდროის შპატების, ქარსების, მრავალრიცხოვანი მეტასილიკატების, კვარცის და მთელი რიგი სხვა ში-



ნერალების დაკრისტალება. მეზოკრისტალიზაციის პროცესს შეესაბამება ბოუნენის მინერალთა რეაქციული რიგის ორივე შტოს შუა და ქვედა ნაწილები. რეაქციული რიგის ამ ნაწილებიდან ჩანს, რომ მეზოკრისტალიზაციის ეტაპზე ხდება პლაგიოკლაზის გამჟღავნება (იზრდება ალბიტის მოლეკულის რაოდენობა) და იწყება კალიუმის გადასვლა მყარ ფაზაში კალიუმის მინდერის შპატების და ბიოტიტის სახით, რომელთა კრისტალიზაცია მიმდინარეობს პლაგიოკლაზის კრისტალიზაციის შემდეგ (ნატრიუმის ნაწილი კალიუმთან იზომორფიზმის გამო მონაწილეობს კალიშპატის შედგენილობაში, მაგრამ დაბალ ტემპერატურაზე გამოიყოფა ალბიტის სახით მყარი ხსნარის დაშლის შედეგად და წარმოქმნის პერტიტულ ჩანართებს კალიშპატში). მაგნიუმი, რომელიც დარჩა მდნარში პროტოკრისტალიზაციის დამთავრების შემდეგ, მეზოკრისტალიზაციის დროს შედის დიოქსიდის, აგეიტის და სხვა პიროქსენების შედგენილობაში. ალუმინი კრისტალიზაციის ამ ეტაპზე ნაწილობრივ შედის პიროქსენის და ამფიბოლის შედგენილობაში, ხოლო მისი ძირითადი ნაწილი კი მონაწილეობას იღებს ალუმოსილიკატების აგებულებაში. ალუმინის სიმციარის შემთხვევაში წარმოიქმნება მელილიტი, ხოლო ტუტეების დიდი რაოდენობისას კი ტუტე პიროქსენები (ეგირინი), სადაც ალუმინი ჩანაცვლებულია რკინით.

რაც შეეხება მაგმის მთავარ კომპონენტს— $\text{SiO}_2$ -ს, საწყის მაგმაში მისი რაოდენობა ბევრად მეტია, ვიდრე მყარ ფაზაში გადასული კათიონების შესაკავშირებლად არის საჭირო. ამიტომ დიფერენციაციის დროს, ჩვეულებრივ, განუწყვეტლივ მიმდინარეობს მდნარში მისი შეფარდებითი რაოდენობის ზრდა, რის გამოც მეზოკრისტალიზაციის პროცესში წარმოქმნილი მინერალები ბევრად უფრო მდიდარი არიან  $\text{SiO}_2$ -ით პროტოკრისტალიზაციის მინერალებთან შედარებით. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს პლაგიოკლაზების რიგში. თუ მდნარში  $\text{SiO}_2$ -ის რაოდენობა მეტია, ვიდრე ეს საჭიროა მასში არსებული კათიონების შესაკავშირებლად, მაშინ პროცესის ბოლოს ხდება თავისუფალი  $\text{SiO}_2$ -ის გამოკრისტალება კვარცის სახით (იმ შემთხვევაში, როდესაც  $\text{SiO}_2$ -ის სიმცირეა, მინდერის შპატების მაგივრად წარმოქმნილიან ფელდშპატოიდები — ლეიციტი  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  და ნეფელინი  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , რომლებიც დამახასიათებელი არიან ტუტე სიენიტებისა და სხვა ტუტე ქანებისთვის).

როგორც ვხედავთ, მაგმური მდნარი მეზოკრისტალიზაციის ეტაპზე პროტოკრისტალიზაციის მთელ რიგ უმთავრეს ელემენტებსაც შეიცავს. ეს გარემოება გამოწვეულია იმით, რომ მოქმედ მასათა კანონის თანახმად მდნარის კრისტალიზაციის პროცესის ყველა ეტაპზე არსებობს

წონასწორობა გამოკრისტალებულ მყარ ფაზასა და მდნარს შორისა ამის გამოა, რომ მაგმის კრისტალიზაციის ცალკეულ ეტაპებზე არა ხდება ამა თუ იმ ელემენტის მთლიანი გამოყოფა მყარ ფაზაში და მდნარში რჩება ამ ელემენტის გარკვეული ნაწილი. ამიტომაც არის, რომ ყველა ქანში შეიძლება პერიოდული სისტემის ყველა ელემენტის აღმოჩენა.

მეზოკრისტალიზაციის ქანების ქიმიური შედგენილობა მოცემულია 50-ე ცხრილში.

ცხრილი 50

მეზოკრისტალიზაციის ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა  
(რ. დელის მიხედვით)

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ჯამი
62,76	0,2	15,96	2,35	3,18	0,11	2,45	4,57	3,59	3,11	1,12	0,23	100,00

გარდა 50-ე ცხრილში მოტანილ ელემენტთა ეანგეულეებისა, ეს ქანები მცირე მინარევს სახით შეიცავენ მთელ რიგ მეტალურ და არამეტალურ ელემენტებს, რომელთა რაოდენობა ზოგიერთ შემთხვევაში მნიშვნელოვან კონცენტრაციებს აღწევს. ასე მაგალითად, მეზოკრისტალიზაციის პროცესში ზოგიერთ შემთხვევაში წარმოიქმნებიან იშვიათი მიწების (მონაციტ-ლოპარიტის), ტანტალის (კოლუმბიტი), რკინის (მაგნეტიტი), ფოსფორის (აპატიტი) და ზოგი სხვა სასარგებლო ნაპარხის საკუთრივ მაგმური საბადოები (სეგრეგაციული და ინექციური საბადოები, დაკავშირებული ტუტე და მუავე ქანებთან).

ისევე, როგორც პროტოკრისტალიზაციის ელემენტები, მეზოკრისტალიზაციის ელემენტებიც პირველი მიახლოებით შეიძლება დანაწილდნენ ოთხი ჯგუფის ფარგლებში (ცხრილი 51).

ცხრილი 51

მეზოკრისტალიზაციის ქიმიური ელემენტების ჯგუფები  
(ა. ფერსმანის მიხედვით)

წამყვანი ელემენტები	მთავარი ელემენტები	მეორეხარისხოვანი ელემენტები	აქცესორული ელემენტები
Si, Al, Na, K, P, OH, Cl, F	Ca, Fe, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Be, B, Ge, Ga, Tl, Zr, Hf, Ta, Nb, U, Th, Sn, Mo, W, TR, Fe	Mg, Zn, Pb, Cu, Bi, As, Sb, Hg, Au, Ag, S, Ti, Ni, Co, Mn, C	Cr, V, Pt, Os, Ir, Rh, Pd

შენიშვნა: ხაზი გასული აქვთ ელემენტებს, რომლებიც ზოგიერთ შემთხვევაში მეზოკრისტალიზაციის პროცესში ქმნიან მნიშვნელოვან კონცენტრაციებს საბადოების სახით.

მოტანილი ცხრილიდან ჩანს, რომ მეზოკრისტალიზაციის ეტაპზე ძირითადად წარმოდგენილი არიან ლითოფილური და ქალკოფილური ელემენტები, ხოლო სიდეროფილურები ასრულებენ აქცესორების როლს.

ყურადღებას იქცევს აგრეთვე კრისტალიზაციის ამ ეტაპზე ადვილად აქროლადი ელემენტების დიდი სიჭარბე (P, Cl, F); ამასთან დაკავშირებით არ შეიძლება არ აღინიშნოს გოგირდის როლის შემცირება პროტოკრისტალიზაციის პროცესთან შედარებით.

პროტოკრისტალიზაციისაგან განსხვავებით, მეზოკრისტალიზაციის პროცესის წამყვანი და ბევრი მთავარი ელემენტი კენტი რიგითი ნომრის მქონეა.

ისევე, როგორც პროტოკრისტალიზაციის პროცესში. მეზოკრისტალიზაციის დროსაც მეტად გავრცელებულია იზომორფიზმის მოვლენები. თუმცა, იზომორფიზმს ნაწილობრივ ზღუდავს ლითოფილური (წამყვანი ელემენტების) და ქალკოფილური (მთავარი ელემენტების) განსხვავებული პოლარიზაციული თვისებები. ამის გამოა, რომ მეზოკრისტალიზაციის პროცესში, მიუხედავად იონთა რადიუსების სიახლოვისა, გამოირიცხულია სპილენძის იზომორფული მინარევების არსებობა პლაგიოკლაზებში ( $\text{Cu}_{Ri}^{\ddagger} = 0,96 \text{ \AA}$ ,  $\text{Na}_{Ri}^{\ddagger} = 0,97 \text{ \AA}$ ), კალითა და მოლიბდენით მაგნიუმის ჰეტეროვალენტური ჩანაცვლება მაგნეზიალურ სილიკატებში ( $\text{Sn}_{Ri}^{\ddagger} = 0,71 \text{ \AA}$ ,  $\text{Mo}_{Ri}^{\ddagger} = 0,70 \text{ \AA}$ ,  $\text{Mg}_{Ri}^{\ddagger} = 0,66 \text{ \AA}$ ). კალციუმის ჩანაცვლება კადმიუმით ( $\text{Ca}_{Ri}^{\ddagger} = 0,99 \text{ \AA}$ ,  $\text{Cd}_{Ri}^{\ddagger} = 0,97 \text{ \AA}$ ) და სხვ. ამავე დროს ფართოდაა გავრცელებული ერთი და იმავე ჯგუფის ელემენტთა ურთიერთიზოვალენტური და ჰეტეროვალენტური ჩანაცვლების პროცესები (ცხრილი 52).

ქალკოფილური ელემენტებით ლითოფილური ელემენტების იზომორფული ჩანაცვლების შეზღუდვა, ამ ელემენტთა იონების განსხვავებული პოლარიზაციული თვისებების გამო, მეზოკრისტალიზაციის ეტაპზე მაგმაში მთელი რიგი ქალკოფილური ელემენტების (Cu, Pb, Zn, Sn, Mo და სხვ.) დაგროვებას და მათ შემდგომ მიგრაციას იწვევს, სანამ არ შეიქმნება მათი მყარ ფაზაში გადასვლისათვის საჭირო ფიზიკურ-ქიმიური პირობები, რასაც ჩვეულებრივ ადგილი აქვს ხოლმე მაგმური პროცესის დასასრულს. იზომორფული ჩანაცვლებების შეზღუდვის გამოა აგრეთვე, რომ ბევრი იშვიათი ელემენტი (Zr, Hf, Ce, Ta, Nb, U, Th და სხვ.) ასევე ვანილიის კონცენტრაციას მდნარში გარკვეულ ზღვრამდე, რომლის მიღწევის შემდეგ იწყება მეზოკრისტალიზაციის ქანების აქცესორული მინერალების — ორთიტის  $[(\text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_2 \text{Si}_2\text{O}_{12} (\text{O}, \text{OH})]$ , მონაციტის —

ზოგიერთი იზომორფული ჩანაცვლების მაგალითები  
მეზოკრისტალიზაციის პროცესში  
(ვ. სობოლევის მიხედვით)

ჩანაცვლებელი იონები			ჩამნაცვლებელი იონები		
იონი	Ri (Å)	კა-ი	იონი	Ri (Å)	კა-ი
Ca <sup>+2</sup>	0,99	1,75	Y <sup>+3</sup>	0,92	2,20
Ni <sup>+2</sup>	0,97	0,45	TR <sup>+3</sup>	0,99--1,22	
K <sup>+1</sup>	1,33	0,36	Ca <sup>+2</sup>	0,99	1,75
Fe <sup>+2</sup>	0,74	2,12	Pb <sup>+2</sup>	1,20	1,95
Ti <sup>+3</sup>	0,65	8,40	Sc <sup>+3</sup>	0,81	4,65
Mg <sup>+2</sup>	0,66	2,10	Nb <sup>+5</sup> (Ta <sup>+5</sup> )	0,69	13,60
Sc <sup>+3</sup>	0,81	4,65	Sc <sup>+3</sup>	0,81	4,65
Mg <sup>+2</sup>	0,66	2,10	Zr <sup>+4</sup> (Hf <sup>+4</sup> )	0,79	7,95
K <sup>+1</sup>	1,33	0,36	Li <sup>+1</sup>	0,68	0,55
Al <sup>+3</sup>	0,51	4,95	Rb <sup>+1</sup>	1,47	0,33
K <sup>+1</sup>	1,33	0,36	Ga <sup>+3</sup>	0,62	5,41
			Tl <sup>+1</sup>	1,47	

(Ce, La) PO<sub>4</sub>, ცირკონის — ZrSiO<sub>4</sub>, ტანტალ-ნიობატების და სხვათა კრისტალიზაცია. ამის გამო ჩამოთვლილი და მათი მსგავსი აქცესორების გამოყოფა დიფერენციაციის ხარისხის ერთგვარი მაჩვენებელიც არის. ამავე მიზნით გამოიყენება Fe და Mg რაოდენობაც ქანში, რომელიც დიფერენციაციის პროცესში თანდათან იკლებს. მაგალითად — დადგენილია, რომ გრანიტებში კასიტერიტი შეიძლება გამოიყოს მხოლოდ მას შემდეგ, როდესაც მაგნიუმის ქანგის რაოდენობა 0,3%-მდე მცირდება, ე. ი. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, როდესაც დიფერენციაცია ძალზე შორსაა. წასულია გავიხსენოთ, რომ MgO-ს საშუალო შემცველობა მაგმურ ქანებში დელის მიხედვით ასეთია: ვაბროში—7,51%, დიორიტში—3,57%, გრანიტში—0,88%. ამგვარ შეფარდებებს გარკვეული მნიშვნელობა აქვს როგორც ქანების გენეზისის გარკვევისათვის, ისე მეტალაგენური თვალსაზრისითაც.

§ 34. პეგმატიზური პროცესების გეოქიმია

საწყისი ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის შედეგად შეიძლება წარმოიშვას რამდენიმე სხვადასხვა შედგენილობის მაგმა, მათ შორის გრანიტულიც, რომელიც საწყისი ბაზალტური მაგმისაგან განსხვავდება კაჟმჟავას, ტუტეების და აქროლადების და ზოგჯერ იშვიათი ელემენტების მაღალი შემცველობით. აქროლადი კომპონენტების სიჭარბე

ხშირად დასაბამს აძლევს მაგმური პროცესის ბოლო სტადიას—ტელეკრისტალიზაციას (პეგმატიტების წარმოქმნა\*) და აგრეთვე მომდევნო პოსტმაგმურ პროცესებსაც (პნევმატოლითურსა და ჰიდროთერმულს).

პეგმატიტები კარგად არის შესწავლილი მთელი რიგი მკვლევარების მიერ. განსაკუთრებით დიდი ღვაწლი მიუძღვის ა. ე. ფერსმანს, რომლის გამოკვლევაც გრანიტული პეგმატიტების შესახებ კლასიკურ შრომად არის მიჩნეული. ფერსმანის მიხედვით გრანიტული პეგმატიტი უმრავლეს შემთხვევაში წარმოადგენს ძარღვულ\*\* სხეულს, რომელიც წარმოიქმნება გრანიტული მაგმის ნარჩენის, ძირითადად ვეტექტიკური კრისტალიზაციის შედეგად 700—350' ფარგლებში.

ფერსმანი ემყარებოდა ცნობილი პეტროლოგების პ. ნიგლის და ს. ფოხტის თეორიულ სქემას, რომლის მიხედვითაც აქროლადები სილიკატურ მდნარში შეუზღუდავი (განუსაზღვრელი) ხსნადობით ხასიათდებიან. მისი აზრით, მაგმის გაცივებისა და დიფერენციაციის შედეგად წარმოიქმნება ნარჩენი ზეკრიტიკულ-ფლუიდური სილიკატური მდნარი, გამდიდრებული აქროლადი კომპონენტებით (წყლის ორთქლი,  $CO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $CO$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $HBO_3$ ,  $H_3PO_4$  და სხვ.), რომელიც დახშულ\*\*\* გეოქიმიურ სისტემას წარმოადგენს და რომლის კრისტალიზაციის შედეგად წარმოიქმნება პეგმატიტები.

ამ შეხედულების დიაგნოზულად საწინააღმდეგო შეხედულება ეკუთვნის ა. ნ. ზავარიცკის, რომელიც უახლეს მონაცემებს ეყრდნობა აქროლადების სილიკატურ მდნარში მეტად შეზღუდული ხსნადობის შესახებ. საკითხი პირველ რიგში ეხება წყალს, რომლის როგორც რაოდენობრივი მხარე, ისე თვისობრივი როლი მაგმაში ჯერ კიდევ ბოლომდე შეუცნობელია.

რ. გორანსონის (1931—38), ი. ფერხუგენის (1949), ჯ. კენედის (1955) და სხვების ექსპერიმენტული და თეორიული მონაცემების მიხედვით დღეისათვის ვარაუდობენ, რომ წყლის (და სხვა აქროლადი კომპონენტების) ხსნადობა მაგმაში (სილიკატურ მდნარში) მეტად მცირეა და მერყეობს ერთი ათეული პროცენტის ფარგლებში. საილუსტრაციოდ შეიძლება მვეიტანოთ გორანსონის

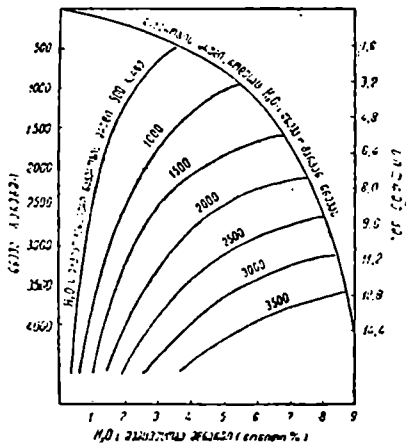
\* გარდა დიდი გავრცელების მქონე გრანიტული პეგმატიტებისა, ცნობილია აგრეთვე სიენიტური და ვაბრო პეგმატიტები.

\*\* ძარღვლის გარდა პეგმატიტებს ახასიათებთ ლინზებრივი, ბულებრივი და უსწორო ფორმის სხეულებიც.

\*\*\* თუ ბუნებრივი ფიზიკო-ქიმიური სისტემის (მაგალითად, ინტრუდიტული მაგმის) კრისტალიზაციის პროცესში არ ხდება გაზური ფაზის მოცილება, ასეთ სისტემას უწოდებენ დახშულს.

ერთ-ერთი ექსპერიმენტის მონაცემები (დედამიწის გრავიტაციული ველის გათვალისწინებით), ნაწილობრივ კორექტირებული ფერხუ-კენის მიერ (ნახ. 25).

ამ მონაცემებიდან ჩანს, რომ წყალი იჩენს მიდრეკილებას მაგმაში განაწილდეს ისეთნაირად, რომ მისი ქიმიური პოტენციალი სისტემის



ნახ. 25. წყლის წონასწორული განაწილება ალბიტის მდნარში მიწის გრავიტაციული ველის პირობებში.

პარციალური წნევა დიდუბის გამო მაგმის შიგნით ერთნაირია, ხოლო გარეშე წნევა, როგორც ამას ბუნებაში აქვს ადგილი, საღრმესთან ერთად იზრდება. ადუბული წნევის ერთეული — 1 ბარი — დაახლოებით 1 ატმოსფეროს უდრის; ხოლო ეს უკანასკნელი ქანების 3,7 მეტრის სიმაღლის სვეტის დაწოლას შეესაბამება.

დიაგრამაზე მარჯვენე დახრილი პარაბოლური მრუდი ალბიტური მდნარის წყლით გაჯერებას გამოხატავს. ის გვიჩვენებს წყლის მქსიშალურ რაოდენობას, რომელიც შეიძლება გახსნილი იყოს მდნარში იმ სიღრმეზე, სადაც გარეშე წნევა უდრის წყლის წნევას მდნარში. ეს წონასწორობა მეტად ცვალებადია და ბუნებრივ პირობებში მისი მეტ-ნაკლებად ხანგრძლივი დროით არსებობა შეუძლებელია, რადგან სიღრმესთან ერთად წყლის პარციალური წნევა მკვეთრად გაიზრდება, მოხდება გაზის დიდუბის ზეითყენი, რაც გაზის დრეკადობის სწრაფ მატებას, ვარეგანი წნევის გადასასვას და ძლიერ აფეთქებას გამოიწვევს.

ვთქვათ, მაგმის ზედა ნაწილი მიწის ზედაპირიდან იძყოფება 7—8 კმ სიღრმეზე. ქანების დაწოლით გამოწვეული გარეშე წნევა ამ სიღრმეზე დაახლოებით 200 ბარს უდრის და, თუ მაგმა წყლით მდიდარია, მის ზედა ნაწილებში  $H_2O$ -ს შემცველობა იქნება დაახლოებით 7,4% (წონით). მაგრამ, სიღრმის ზრდასთან

ყველა წერტილში ერთნაირი იყოს. შეიძლება დავეუშვათ, რომ მაგმური კამერის გარკვეულ ღონეზე წნევა ერთნაირია, მაგრამ ტემპერატურა კი განსხვავებული — პერიფერიებზე ნაკლები, ცენტრში მეტი. ამავე დროს ცნობილია, რომ თანაბარი წნევის დროს გაზის ხსნადობა სისტემის ცივ უბნებში უკეთესია, ვიდრე ცხელში. აქედან გამომდინარე უნდა დავეუშვათ, რომ მაგმის პერიფერიული ნაწილები უფრო მდიდარი იქნება წყლით, ვიდრე შიდა ნაწილები.

მოყვანილ დიაგრამაზე ადუბულია შემთხვევა, როდესაც წყლის

ერთად გარეშე წნევას გახზვას გამო წინასწორებაში მყოფი წყლის რაოდენობა სწრაფად მცირდება. მაგალითად, იგი სულსეხე, სადაც გარეშე წნევა გაიზარდა 3000 ბარსამდე — წყლის რაოდენობა მდინარეში შემცირდება 3,5%-მდე და ცხადია, იგი წყლით უკვე იქნება. ეფრო ღრმად, სადაც გარეშე წნევა 4000 ბარს მიღწევს — წყლის შემცველობა 2%-მდე დავა და ა. შ. მიკრობის ანალიზიდან ჩანს, რომ რაც უფრო ღრმად მიღებოდა მაგმური კერა, მით უფრო ძლიერია წყლის ზედა ნაწილებში კონცენტრაციის ტენდენცია. ვარდა წნევის, ამჟამად მოცულობის აძლიერებს გეოლოგიური ვრდენება სოპროპიანე ზრდა, ვინაიდან წყლის ხსნალობა მდინარე ტემპერატურის უკუპროპორციულია.

ზემოთ თქმულის საფუძველზე შეიძლება კარგად იხსნას მაგმის კრისტალიზაციის მთელი რიგი თავისებური შემთხვევები. მაგალითად, ვულკანიზმის დროს პირველადი აქროლაღებით და წყლის ორთქლით მდიდარი მასალა ამოიფრქვევა, შემდეგ წყლის რაოდენობა კლებულობს და ამოფრქვევაც წყდება მანამ, სანამ სიღრმეში ისევ არ მოხდება ამ კომპონენტების დაგროვება, რომლებიც როგორც კი მიადწევენ გარკვეულ ზღვარს, იწვევენ ხელმეორე აფეთქებას და ასე შემდეგ (ცნობილია, რომ მრავალ ვულკანს განმეორებადი რიტმული ამოფრქვევები ახასიათებს).

განხილული მექანიზმი, როგორც ჩანს, ბელს უწყობს აგრეთვე მადნეულ საბადოთა გენეზისის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი საკითხის ახსნას — აქროლაღებისა და მეტალების კონცენტრაციას მაგმური კერების პერაფერიაში ან მათ მიგრაციას და ნაპრალებში გაღწევას. მადნეული საბადოების მკიდრო სივრცობრივი კავშირი დიდი მაგმური სხეულების ზედა ნაწილებთან დიდი ხანია დადგენილია ბატლერის და სხვათა მიერ.

მიუხედავად იმისა, რომ პეგმატიტებს გენეზისის საკითხები ჭერ-ჭერობით საბოლოოდ გარკვეული არ არის, მათი გეოლოგია, მინერალოგია და გეოქიმია კარგად არის შესწავლული. აქ შემოვიფარგლებით უმუშაოდ გრანიტული პეგმატიტების გეოქიმიური თავისებურებების განხილვით.

უპირველეს ყოვლისა, გავცნოთ გრანიტული პეგმატიტების წარმოშობის ა. ე. ფერსმანის კლასიკურ სქემას<sup>\*</sup>. ფერსმანმა თეორიული

\* გრანიტული პეგმატიტების გენეზისის შესახებ. გარდა ა. ე. ფერსმანის შეხედულებისა. არსებობს როგორც მისი სხვადასხვა მოდიფიკაცია (კ. ა. ვლასოვი), ისევე დამატრულად განსხვავებული შეხედულებაც (ა. ნ. ზაქაროვი). ამ უკანასკნელის მიხედვით გრანიტული პეგმატიტები მეტასომატურ წარმონაქმნებს წარმოადგენენ. გარდა ამისა, უკანასკნელ დროს გამოთქმულ იქნა შეხედულება (ფ. პესი, კ. ლანდესი, დ. კორტინსკი), რომლის მიხედვითაც პეგმატიტების ფორმირების დროს ადგილი ჰქონდა როგორც ნარჩენი სილიკატური მდნარის კრისტალიზაციას, ისევე მოგვიანებით მეტასომატურ პროცესებსაც. რომელსაც უკავშირდება იშვიათ მეტალთა მინერალიზაცია.

და ექსპერიმენტული მონაცემების და გეოლოგიური დაკვირვებების საფუძველზე პეგმატიტური პროცესი 10 გეოფაზად დაჰყო:

A—მაგმური გეოფაზა [900°—800°]—გრანიტის დაკრისტალება—ბოლო სტადიებზე ტურმალინის მზის, მონაციტის და მაგნეტიტის შლირების გაჩენა.

B—ეპიმაგმური ფაზა [800°—700°]—აპლიტური ზონის გაჩენა, რომელიც აპლიტის და პეგმატიტის გამყოფ საზღვარს ქმნის; შეიცავს გრანატებს და მაგნეტიტს.

C—პეგმატიტური ფაზა [700°—600°]—ტიპიური გრაფიკული სტრუქტურის პეგმატიტი (კვარც-მინდვრის შპატის კანონზომიერი შეზრდა).

D—E—პეგმატიოდური ფაზა [600°—500°]—პეგმატიტური ძარღვებისათვის დამახასიათებელი დიდი ზომის კრისტალები (შერლი, მუსკოვიტი, ბერილი, ტოპაზი, რაუხტოპაზი, მინდვრის შპატები და სხვ.).

F—G—ზეკრიტიკული ფაზა [500°—400°]—ტიპიური პეგმატიტითური მინერალების გაჩენა—მწვანე ქარსების, ალბიტის, ლითიუმის მინერალების და სხვების; დამახასიათებელია ადრე წარმოშობილი მინერალების მეტასომატური ჩანაცვლება.

H—I—K—ჰიდროთერმული ფაზა [400°—50°]—ხასიათდება ჯერ მწვანე ქარსების, შემდეგ სულფიდების, კარბონატების და ცეოლითების გაჩენით.

L—ჰიპერგენული ფაზა [50°—0°]—თიხის მინერალების, მეორადი კალციტის, ქალცედონის და სხვ. გაჩენა.

ამ სქემაში თავსდება თითქმის ყველა ცნობილი გრანიტული პეგმატიტი და ამიტომ მისი მნიშვნელობა და პრაქტიკული გამოყენება დიდია.

ყურადღებას იპყრობს გრანიტულ პეგმატიტებში მინერალების სიუხვე—მათში 300-მდე მინერალს აღნიშნავენ. მათი მინერალოგიური თავისებურება, როგორც ეს მოტანილი ცხრილიდან ჩანს (ცხრ. 54), პირველ რიგში გამოიხატება იმაში, რომ პეგმატიტების მრავალი მინერალი სხვა გეოქიმიური პროცესების პროდუქტებში სრულიად არ მონაწილეობენ ან უმნიშვნელოდ გვხვდებიან.

აღსანიშნავია, რომ პეგმატიტებში Y და Ce შემცველი ალუმოსილიკატების რაოდენობა აღწევს 80-ს, ფოსფატებისა 80-ს. ნიობტანტალატების (U, Ti შემცველი)—40-ს, ქანგეულების—27-ს, ჰალოგენიდების—18-ს და ა. შ.

პეგმატიტებში ფართოდაა წარმოდგენილი  $R_2O_3$  და  $R_2O_5$  ტიპის ქანგეულები ( $Al_2O_3$ ,  $B_2O_3$ ,  $Y_2O_3$ ,  $Ce_2O_3$ ,  $Nb_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$ ,  $P_2O_5$  და სხვ.) და აგრეთვე ტუტე მეტალების (K, Na, Rb, Cs) ნაერთები.



პროტოკრისტალიზაციის მინერალებისგან განსხვავებით, პეგმატიტის მინერალები ბევრად უფრო ღია ფერით ხასიათდებიან, თვით პეგმატიტური კრისტალიზაციის მანძილზე აღინიშნება მოშავო, მომწვანო, მოწითლო ფერებიდან (რქატყუარები, ორთიტი, ნიობ-ტანტალატები) უფრო ღია ფერებში — მოვარდისფრო, მოთეთრო, უფეროში გადასვლა (ლეპიდოლოითი, ფლოროტი, კარბონატები, ცეოლითები და სხვ.). ეს აიხსნება პეგმატიტური მდნარის განთავისუფლებით ძლიერ მაპოლარიზებელი იონებისაგან და კეთილშობილი გაზების ტიპის იონთა ნაერთების კრისტალიზაციით.

პეგმატიტების გეოქიმიის განხილვისას, პირველ რიგში ყურადღებას იპყრობს ქიმიური ელემენტების მრავალფეროვნება პროტოკრისტალიზაციის ელემენტთა კომპლექსთან შედარებით. ამავე დროს პეგმატიტებისათვის დამახასიათებელია იშვიათი ელემენტების დიდი რაოდენობა და მათი საკუთარი მინერალების არსებობაც. ასე მაგალითად, პეგმატიტების გეოქიმიურ თავისებურებას ქმნის მათში შემდეგი იშვიათი ელემენტების (ხშირად მაღალი) კონცენტრაციები: Li, Be, Rb, Cs, TR, Sc, Ga, Ge, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Tl, U და Tl. გარდა ამისა, პეგმატიტებში თავს იყრის აგრეთვე მეტალთა საბადოების დამახასიათებელი ელემენტები: Sn, W, Mo და ზოგი სხვა მეტალი.

პეგმატიტებში იშვიათ ელემენტთა კონცენტრაციის საილუსტრაციოდ შეიძლება მოყვანილ იქნეს შემდეგი მაგალითები: Li შემცველობა გაბროებში უდრის  $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ , ხოლო პეგმატიტებში კი  $0,15\%$ , ე. ი. ლითონის რაოდენობა გაზრდილია 100-ჯერ. Ga-ის შემცველობა პერიდოტიტში —  $2 \cdot 10^{-1}\%$ -ია, პეგმატიტებში კი  $3 \cdot 10^{-2}\%$  (გაზრდილია 15-ჯერ); Rb-ის შემცველობა გაბროებში  $= 4,5 \cdot 10^{-3}\%$ , ხოლო პეგმატიტებში კი  $0,18\%$  (გაზრდილია 40-ჯერ); ასევე Ta და Nb-ის შემცველობა პეგმატიტებში ამ ელემენტთა კლარკებთან შედარებით გაზრდილია 150-ჯერ. სხვა იშვიათ ელემენტთა კონცენტრაციებიც პეგმატიტებში კლარკულთან შედარებით მნიშვნელოვნადაა გაზრდილი.

ფერსმანი გრანიტული პეგმატიტების ელემენტებს ანაწილებს ხუთ ჯგუფად (ცხრ. 53).

ამ მონაცემებიდან ჩანს, რომ პეგმატიტებში ძირითადად თავმოყრილია კენტი რიგითი ნომრის მქონე ქიმიური ელემენტები, რითიც ტელურკრისტალიზაცია მნიშვნელოვად განსხვავდება კრისტალიზაციის ადრინდელი ეტაპებისაგან. ამავე დროს კარგად ჩანს, რომ კენტი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტები თავმოყრილია წამყვან და მთავარ

ელემენტთა ჯგუფში, ხოლო ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტები აკრძალულ და შემთხვევით ელემენტთა ჯგუფს უკავშირდება.

ცხრილი 53

ტელურისტალიზაციის ქიმიური ელემენტების ჯგუფები  
(ა. ე. ფერსმანის მიხედვით)

წამყვანი ელემენტები	მთავარი ელემენტები	ნორმალური ელემენტები	შემთხვევითი ელემენტები	აკრძალული ელემენტები
H, Li, Be, O, Si, Al, Na, K, Rb, Cs, TR	B, F, Sc, P, Sn	He, Cl, Ca, Ti, Mn, Ga, Ge, Y, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, W, Re, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U, Ra	N, C, Mg, S, V, Cr, Fe, Cu, Zn, Sr, Sb, Ba	Ne, Ar, Co, Ni, As, Se, Br, Kr, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Os, Ir, Pt, Hg

შენიშვნა: ხაზგასმულია ლუწი რიგითი ნომრის მქონე ელემენტები.

განხილული ცხრილიდან მკაფიოდ ჩანს აგრეთვე, რომ პეგმატი-ტური პროცესის (ტელურისტალიზაციის) წამყვანი ელემენტებია Si, Al, Na, K და O, რომლებიც წამყვანი იყვნენ აგრეთვე პროტო-და მეზოკრისტალიზაციის პროცესებისთვისაც, მაგრამ პეგმატიტებში ამ ელემენტთა გადასვლა მდნარიდან მყარ ფაზაში მიმდინარეობს ვეტექტიკური კრისტალიზაციის გზით და არა რეაქციული კრისტალიზაციით მინერალთა წყვეტილი და უწყვეტი რიგების წარმოქმნით. ვეტექტიკური კრისტალიზაციის პროდუქტს წარმოადგენს კვარც-მინდვრის შპატის კანონზომიერი, გრაფიკული სტრუქტურის მქონე შენაზარდები (დამწერლობითი სტრუქტურები), ფართოდ გავრცელებული პეგმატიტებში. გარდა ამისა, პეგმატიტებში ვხვდებით აგრეთვე პროტო- და მეზოკრისტალიზაციის ტიპიურ ელემენტებს — Ca, Mg, Fe და ზოგ სხვას, მაგრამ ისინი ხასიათდებიან გარკვეულად შეზღუდული კონცენტრაციებით.

განსაკუთრებით ყურადღების ღირსია ის გარემოება, რომ პეგმატიტებში ანიონები ძირითადად წარმოდგენილია კომპლექსიონების სახით, რომელთა აგებულებაში მონაწილეობენ მალაქვალენტოვანი კათიონები, პეგმატიტების უმთავრესი კომპლექსური ანიონებია:  $(BO_3)^{-3}$ ,  $(PO_4)^{-3}$ ,  $(NbO_3)^{-1}$ ,  $(CeO_4)^{-2}$  და ზოგი სხვა; მარტივი ანიონები კი წარმოდგენილია O, F და უფრო იშვიათად Cl. ამ თავისებურებით ტელურისტალიზაციის პროცესი მკვეთრად განსხვავდება პროტო- და მეზოკრისტალიზაციისაგან. ამასთან დაკავშირებით საინ-

ტერესთა, რომ პეგმატიტური პროცესის კათიონების უმრავლესობა ბევრად უფრო მსხვილი ზომისაა, ვიდრე კრისტალიზაციის ადრინდელი ეტაპების კათიონები. ასე მაგალითად, პეგმატიტური პროცესის განსაკუთრებით მსხვილი კათიონებია (ზონები მოცემულია ანგისტრეგებში)  $Cs^{+1}$ —1,67,  $Rb^{+1}$ —1,47,  $K^{+1}$ —1,33,  $Na^{+1}$ —0,97,  $Ba^{+2}$ —1,34,  $Zr^{+1}$ —0,79,  $Hf^{+1}$ —0,78,  $TR^{+2}$ —0,85—1,07 და ზოგი სხვა. თუ ამას დაეუმატებთ იმ გარემოებას, რომ პეგმატიტურ პროცესში ჰარბობს მცირევალენტოვანი იონები (კომპლექსური ანიონების ვალენტობაც ჩვეულებრივ 1-დან 3-მდე მერყეობს) დაგრწმუნდებით, რომ პეგმატიტური პროცესის იონები ხასიათდებიან ენერგეტიკული კოეფიციენტების დაბალი ძნიშვნელობით (დიდი რადიუსი და მცირე ვალენტობა). ფერსმანის მიხედვით გრანიტული პეგმატიტების მინერალების კათიონთა ენერგია კრისტალურ მესერში ორჯერ უფრო მცირეა პროტოკრისტალიზაციის მინერალთა კათიონების ენერგიაზე. ამრიგად, პეგმატიტური პროცესის ენერგეტიკული დონე ბევრად უფრო მცირეა ადრინდელი ეტაპების ენერგეტიკულ დონეზე.

პეგმატიტურ პროცესში მინერალთა გამოყოფის თანმიმდევრობა, ისევე როგორც პროტო- და მეზოკრისტალიზაციისას, ენერგეტიკულ პრინციპს ემორჩილება და მიმდინარეობს მინერალთა კრისტალური მესრის ენერგიის შემცირების მიმართულებით. ეს რიგი სილიკატებისათვის დაახლოებით შემდეგნაირად გამოიყურება: ალუმოსილიკატები და ორთოსილიკატები—მეტასილიკატები—წყლიანი სილიკატები (ეპიდოტი, ქლორიტი და სხვ.)—ცეოლითები და კარბონატები.

იზომორფიზმის მოვლენები ტელეკრისტალიზაციის მინერალებში ფართოდაა გავრცელებული და ძირითადად წარმოდგენილია პეტეროვალენტური იზომორფული ჩანაცვლებებით; მაგალითად: პლაგიოკლასებში  $Na^{+1}$  და  $Ca^{+2}$  შორის, აპატიტში, ეპიდოტში და რქატყურებში  $Ca^{+2}$ -ის იზოვითი მიწებით ( $TR^{+3}$ ),  $Se^{+2}$ — $Hf^{+1}$ — $Zr^{+1}$  შორის ცირკონში და ტორტვეიტიტში,  $Ti^{+1}$ -ის  $Nb^{+5}$  და  $Ta^{+5}$ -ით ტიტანატებში,  $Fe^{+3}$ -ის  $Ti^{+1}$ -ით მაგნეტიტში,  $Ca^{+2}$ — $Ce^{+3}$ — $Th^{+4}$  შორის ფერსმიტში და სხვ.

ყველა ზემოთ აღნიშნული ეხებოდა მხოლოდ გრანიტულ პეგმატიტებს („სუფთა ხაზის“ და „შეჯვარებულს“). მაგრამ არსებობს აგრეთვე შეზღუდული გავრცელების მქონე ტუტე, ფუძე და ულტრაფუძე ქანებთან გენეტიკურად დაკავშირებული პეგმატიტებიც, რომელთა ზოგადი მინერალოგიურ-ქიმიური დახასიათება მოტანილია 54-ე ცხრილში.

განხილულის საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ პეგმატიტებში თავმოყრილია გრანიტული მაგმის მთავარი ელემენტები (O, Si,

პეგმატიტების ზოგიერთი მინერალოგიურ-გეოქიმიური ნიშანი  
(გამოყენებულია ა. ი. გინზბურგის კლასიფიკაცია)

პეგმატიტების პეტროგენეტიური ტიპები და გეოქიმიური სასურბანი	მინერალთა ასოციაცია დამახასიათებელი იშვიათი მინერალებით	გეოქიმიური თავისებურება იშვიათი ელემენტების ასოციაციის მხრივ
1. გრანიტოიდებთან გენეტიურად დაკავშირებული პეგმატიტების ტიპი		
1. მონაციტიანი პეგმატიტები	კვარცი, მინდვრის შპატები, მუსკოვიტი, მონაციტი და ზოგი სხვ.	TR (ყერიუმის ჯგუფის იშვიათი მიწები), Li, Rb, Ga, Tl, Th და სხვ.
2. ორთიტანი პეგმატიტები	კვარცი, მინდვრის შპატები, მუსკოვიტი, ცირკონი, სფერი, ორთიტი, მონაციტი და ზოგი სხვ.	TR (ყერიუმის ჯგუფის იშვიათი მიწები), Th, Be, Nb, (Ta), Zr, Ga, Li, Rb, Tl, Hf, Sc და სხვ.
3. ქსენოტიმ-ციტოლოტ-ურანიტიანი პეგმატიტები	კვარცი, მინდვრის შპატები, მუსკოვიტი, ურანიტი, აპატიტი, ქსენოტიმი (YPO <sub>4</sub> ), ციტოლიტი*. მონაციტი	Y და მისი ჯგუფის იშვიათი მიწები, U, Ta, Nb, Ce, Zr, Hf, Sc, Ga, Li, Rb და სხვ.
4. მეტამიქტური პეგმატიტები ტიტანო-ტანტალ-ნიობატებით	კვარცი, მინდვრის შპატები, მუსკოვიტი, ბიოტიტი, გადოლინიტი (Y <sub>2</sub> , Fe, Be <sub>2</sub> , Si <sub>2</sub> , O <sub>10</sub> ), ფერუსონიტი (Y Er, Ce, U), (Nb, Ta, Ti), O <sub>4</sub> , ექსინიტი (Y, Ce, Ca, (Nb, Ta, Ti) <sub>2</sub> , O <sub>6</sub> ), ტუნგურიტი (Y <sub>2</sub> , Ga, [CO <sub>3</sub> ] <sub>2</sub> , [OH] <sub>2</sub> · 3 H <sub>2</sub> O	Y და მისი ჯგუფის იშვიათი მიწები, Ce, U, Nb, Ta, Ga, Li, Rb, Cs
1. ტუტე გრანიტოიდებთან დაკავშირებული პეგმატიტები		
1. ანტიპლორ-ციტრონიანი, ხშირად ენეიტის შეყვანილი	კვარცი, მინდვრის შპატები, ქარსები, პიროქლორი, ცირკონი, ემანიტი (Ce, Ca, Th) (Ti, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> , ღერსმიტი (Ca, Ce) (Nb, Ti, Fe, Al) <sub>2</sub> (O, OH, F) <sub>6</sub> ჩეკურიტი**	Zr, Hf, Sc, Nb, Ta, Ce და მისი ჯგუფის იშვიათი მიწები, Li, Rb, Cs, Te და სხვ.

\* რადიოაქტიური ელემენტებით მდიდარ ცირკონს ციტოლიტს უწოდებენ.

\*\* ჩეკურიტი უნდა წარმოადგენდეს Th და Fe მდიდარი იტროტანიტის (Ca, Y, Ce) Ti [SiO<sub>4</sub>] O მეტამიქტური დამლის პროდუქტს.

1	2	3
<p>2. პიროქლორ-ილმენიტ-რუტილიანი პეგმატიტები</p>	<p>კვარცი, მინდერის შპატები, ქარსები, ილმენიტი, ილმენორუტილი, პიროქლორი, სფენი და ზოგი სხვ.</p>	<p>Nb, Ta, Ti, Ce და მისი ჯგუფის იშვიათი მიწები, Tl და სხვ.</p>
<p>III. ნეფელინიან სიენიტებთან გენეტიკურად დაკავშირებული პეგმატიტები</p>	<p>ნეფელინი და სხვ. ფელსპატივები, მკავე პლაგიოკლასი, ტუტე პიროქსენები და ამფიბოლები, ზოტიტი, ლეპიდოლითი, აპატიტი, მაგნეტიტი, პიროქლორი — (Na, Ca, Ce...)₂ Nb₂O₆ [F, OH], ეშნიტი, ფერსმიტი, ცირკონი და ზოგი სხვ.</p>	<p>Ce და მისი ჯგუფის იშვიათი მიწები, Zr, Hf, Nb, Ti და სხვ.</p>
<p>IV. ულტრაფუძე-ტუტე შედგენილობის ქანებთან გენეტიკურად დაკავშირებული პეგმატიტები</p>	<p>ფუძე პლაგიოკლასები, ტუტე პიროქსენები და ამფიბოლები, მაგნეტიტი, ლოჯორიტი, რინკლიტი, ველიალიტი (Na, Ca)₈ Zr, Si₆ O₁₇ (O, OH, Cl), ლობანიტი (Na, Ce, Ca) (Nb, Ti)O₃, პიროქლორი და ზოგი სხვ.</p>	<p>Ce და მისი ჯგუფის იშვიათი მიწები, Nb, (Ta), Ti, Zr, Hf, U და სხვ.</p>

Al, K, Na); მცირე რაოდენობით პროტო- და მეზოკრისტალიზაციის ხარხენი ელემენტებიც (Ca, Mg, Fe, P); აქროლადი ელემენტების დიდი რაოდენობა (H, B, C, F, S); ზოგიერთი დიდრადიუსიანი და მცირე ენერჯის მქონე ელემენტი კომპლექსანიონის სახით (BO₃)<sup>-3</sup>, (CO₃)<sup>-2</sup>, (PO₄)<sup>-3</sup>; იშვიათი ელემენტები (Be, Sc, Nb, Ta, TR, Zr, Hf, Rb, Cs, Tl), რომლებიც საწყის მდნარში უმნიშვნელო რაოდენობის გამო ვერ ქმნიდნენ პროტო- და მეზოკრისტალიზაციის ეტაპებზე დამოუკიდებელ მესრებს; მცირე ენერჯის და დიდი რადიუსის მქონე კათიონები (Rb, Cs, Na, K) და რადიაქტიური ელემენტები (Th, U, Ra). თუ ამას დაემატებთ 4q+3 ტიპის ატომების მკვეთრ მატებას 4q — ტიპის (ე. ი. მდგრადი ფორმების) შემცირების ხარჯზე, ადვილად დავინახავთ, რომ ტელეკრისტალიზაციის ეტაპზე

თავს იყრიან ყველაზე ნაკლებად მდგრადი ატომგულების მქონე ელემენტები.

არ შეიძლება ორიოდ სიტყვით არ შევეხოთ პეგმატიტების ტიპომორფებსაც, ვინაიდან ამ ეტაპისათვის ისინი ფრიად დამახასიათებელი წარმონაქმნებია. ტიპომორფული მინერალები ან მინერალთა სახესხვაობები, როგორც ვიცით, კრისტალიზაციის გარკვეულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებს ასახავენ. ისინი გეოქიმიური პროცესის სტადიაზედაც მიუთითებენ და ამ მნიშვნელობით მათ ხშირად ისეთივე როლი ენიჭებათ, როგორც სახელმძღვანელო ნამარხს სტრატეგრაფიაში. უფრო ხშირად ტიპომორფულები არიან არა თვით მინერალები, არამედ მათ სახესხვაობები, რომლებიც რაიმე ტიპურ ნიშანს ატარებენ. ასეთი ნიშნებიდან უმთავრესია მორფოლოგია, მაგრამ ხშირად ტიპომორფულ ნიშნად გამოიყენება შეფერვა, დამრჩობლების ტიპი, ესა თუ ის დამახასიათებელი მინარევი და სხვ. მაგალითად: კასიტერიტი პეგმატიტებში E ფაზის ბოლოს და F ფაზის განმავლობაში კრისტალდება. ე. ი. 500—400° ფარგლებში და უფრო დაბალტემპერატურული ჰიდროთერმული კასიტერიტისაგან განსხვავდება Nb, Ta, Fe მინარევებით. ტოპაზი წარმოშობის მიხედვით იცვლის ფორმას და ფერსაც; D—ფაზაში წარმოშობილებს ტეტრაგონული ჰაბიტუსი და ცისფერი ანასიათებთ, E—F ფაზაზე ჰექსაგონური ჰაბიტუსი და ყვითელი ფერი, ხოლო F—G ფაზაზე დომატური ჰაბიტუსი აქვს და უფეროა და სხვ.

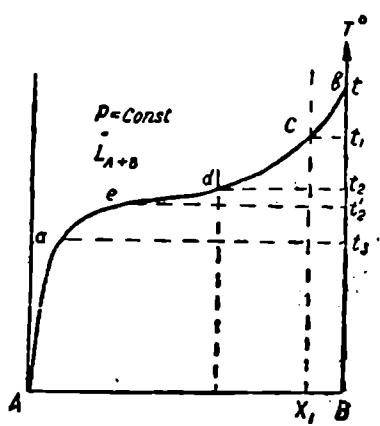
#### § 85. ალსტაგაგური პროცესების გეოქიმიის

გეოლოგიურ მეცნიერებათა განვითარების თანამედროვე დონეზე მკვლევართა უმრავლესობას ეჭვი არ ეპარება იმაში, რომ პოსტმაგმური პროცესები გენეტიკურად მაგმურ პროცესებთან არის დაკავშირებული. პოსტმაგმური პროცესების თეორიული საფუძვლები, ერთი მხრივ, ეყარება აქროლადებით გამდიდრებული ორ- და სამკომპონენტური სისტემების ექსპერიმენტული შესწავლის მონაცემებს და, მეორე მხრივ კი, თანამედროვე ვულკანიზმის რაიონებში ფუმაროლების და სოლფატარების შესწავლას და მრავალრიცხოვანი პოსტმაგმური (პნემატოლითურ-ჰიდროთერმული) საბადოების გეოლოგიური, მინერალოგიური და გეოქიმიური შესწავლის მონაცემებს. ამ სამი მიმართულებით ჩატარებული კვლევის საფუძველზე შესაძლებელი გახდა ისეთი საკითხების ნაწილობრივი გაშუქება, როგორიცაა: მაგმური კერიდან აქროლადი კომპონენტების (ელემენტები და მათი ნაერთები) მოცილების დროის და პირობების, პოსტმაგმური ხსნარების ფიზიკური მდგომარე-

ობის, ნივთიერების გადატანის (მიგრაციის) და გამოლექვის (კონცენტრაციის) საკითხები და სხვ.

მე-20 საუკუნის ორმოციან წლებამდე პოსტმაგმური ხსნარების გენეზისის შესახებ გაბატონებული იყო ი. ფოხტისა და პ. ნიგლის მიერ შემუშავებული ბინარული სისტემის (რომელიმე ალუმოსილიკატი—წყალი) კრისტალიზაციის „ევოლუციური“ ჰიპოთეზა. ამ ჰიპოთეზის მიხედვით ადვილად აქროლადი კომპონენტები (მაგალითად, წყალი) ხასიათდება განუსაზღვრელი ხსნადობით ძნელად აქროლად კომპონენტში (სილიკატური მდნარი), რის საფუძველზედაც ეს შეხედულება მაგმის დიფერენციაციას და კრისტალიზაციას განიხილავდა, როგორც უწყვეტ ევოლუციურ პროცესს. ეს კი ნიშნავს, რომ მაგმის გაცივების პროცესში სილიკატური მდნარი თანდათან გარდაიქმნება წყალხსნარში. ამრიგად, ფოხტ-ნიგლის და მათი თანამოაზრეების ა. ფერსმანის, კ. როსის, კ. შელერის და სხვების მიხედვით, მაგმის დიფერენციაციის და კრისტალიზაციის პროცესში უნდა გავარჩიოთ შემდეგი ოთხი ეტაპი, რომლებიც დროში ერთმანეთს სცვლიან კანონზომიერად: მაგმური ქანების წარმოშობის ეტაპი — პეგმატიტების წარმოშობის ეტაპი — პნევმატოლითური ეტაპი და ჰიდროთერმული ეტაპი; ორი უკანასკნელი ეტაპი ქმნის პოსტმაგმურ პროცესებს. ფოხტ-ნიგლის თეორიული დიაგრამა მოტანილია 26-ე ნახაზზე.

რ. გორანსონის ექსპერიმენტების შემდეგ ფოხტ-ნიგლის ჰიპოთეზამ თავისი უნივერსალობა დაკარგა, ვინაიდან გაირკვა, რომ ადვილად აქროლადის ხსნადობა სილიკატურ მდნარში შეზღუდულია და არ აღემატება სისტემის საერთო მოცულობის



ნახ. 26. ძნელად და ადვილად აქროლადი ორკომპონენტური სისტემის T-X დიაგრამა (პ. ნიგლის მიხედვით)

A—ადვილად აქროლადი კომპონენტი; B—ძნელად აქროლადი კომპონენტი;  $L_{A+B}$  — სილიკატური მდნარი;  $t_1, t_2, \dots$  — ძნელად აქროლადი კომპონენტის კრისტალიზაციის ტემპერატურა; მრუდის ხ-მ ინტერვალ უპასუხებს ინტერზიული ქანის კრისტალიზაციას; e-მ პეგმატიტურ პროცესს, ხოლო e — წერტილიდან ქვემოთ — პოსტმაგმურ პროცესს.

4-9%. ამ ახალი მონაცემების გათვალისწინებით ვ. ა. ნიკოლაევი მაგნიის დიფერენციაციის და კრისტალიზაციის პროცესში არჩევს პოსტ-მაგმური ხსნარების წარმოქმნის შემდეგ სამ შემთხვევას:

1. პოსტმაგმური ხსნარი შეიძლება გაჩნდეს. გაზური ფაზის სახით მაგმის კრისტალიზაციის საწყის მაღალტემპერატურულ ეტაპზე მაგმის დესტილაციის (დულილის) დროს ინტრუზივის შემცველ ქანებში მიგრაციის დროს გაზური ფაზის (ზეკრიტიკული ხსნარის) ქიმიური შედგენილობა მნიშვნელოვნად იცვლება ქანებთან ურთიერთმოქმედების შედეგად და გაცივების გამო გარდაიქმნება ჰიდროთერმულ ხსნარად.

2. პოსტმაგმური ხსნარების წარმოქმნა შესაძლებელია აგრეთვე გაზური ფაზის გაცივების შედეგად მდნარის კრისტალიზაციის დამთავრების შემდეგ (კრისტალიზაციის პროცესში ხდება მაგმიდან გაზური ფაზის თანდათანობით მზარდი რაოდენობით გამოყოფა ადვილად აქროლადი კომპონენტების შეზღუდული ხსნადობის გამო სილიკატურ მდნარში).

3. შესაძლებელია აგრეთვე, რომ პოსტმაგმური ხსნარები წარმოიქმნან მაგმური დესტილაციის პროცესის დამთავრების შემდეგ და წარმოდგენილი იყვნენ ნარჩენი წყალხსნარებით (ე. წ. შერეული ტიპის სისტემების კრისტალიზაციის პროცესი\*).

აღნიშნულიდან ჩანს, რომ ვ. ნიკოლაევის მიხედვით, პოსტმაგმური ხსნარები მაგმას სცილდებიან გაზური ფაზის სახით, რომლის კონდენსაციის შედეგად მიიღება ჰიდროთერმული ხსნარი.

ამრიგად, პოსტმაგმური ხსნარების ფიზიკურ-ქიმიური ბუნების შესახებ მათი გაჩენის მომენტში, გაბატონებულია ორი დიამეტრულად საწინააღმდეგო შეხედულება. პ. ა. ნიკოლაევი და მისი თანამოაზრენი (კ. როსი, რ. შელერი, ლ. გრეიტონი და სხვ.) თვლიან, რომ პოსტმაგმური ხსნარები წარმოადგენენ იონური ტუტე რეაქციის წყალხსნარებს, წარმოქმნილს მაგმის დიფერენციაციის ბოლო ეტაპზე ევოლუციის გზით.

კ. ფენერის, ნ. ბოუენის; ვ. ნიკოლაევის, ს. სპირნოვის და სხვების აზრით კი—პოსტმაგმური ხსნარები წარმოადგენს მტვევ რეაქციის გაზურ ხსნარებს, რომელთა მოცილება მაგმიდან ხდება მაგმური

---

\* ვ. ა. ნიკოლაევის შეხედულება დეტალურადაა განხილული კრებულში: „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях“, Москва, 1955. იხილე აგრეთვე თ. ივანიცის „მეტალთა საბადოების გეოლოგია“, სახელმძღვანელო, თბილისი, 1967.



დესტილაციის და კრისტალიზაციის პროცესის მსვლელობაში\*. ამ გაზური ფაზის კონდენსაციის შედეგად ხდება ჰიდროთერმული ხსნარების გაჩენა.

მოტანილი მონაცემების საფუძველზე ნათელია, რომ პოსტმაგმური პროცესის გეოქიმიური თავისებურებების განხილვისას საჭიროა პნევმატოლითური და ჰიდროთერმული პროცესების გეოქიმიის განხილვა ცალ-ცალკე, ვინაიდან ქიმიურ ელემენტთა ქცევა და ნაწილობრივ პარაგენეზისი გაზურ ხსნარში და წყალხსნარში განსხვავებულია.

პნევმატოლითური პროცესი მაღალტემპერატურული პროცესია, რომლის დროსაც ნივთიერება იმყოფება გაზურ ფაზაში. ამ პროცესის პროდუქტებია მიწის ქერქში ფართოდ გავრცელებული სკარნები და გრეიზენები და მათთან დაკავშირებული მთელი რიგი სასარგებლო ნამარხთა საბადოები (Fe, Cu, Zn, W, Au, Pb, Sn, Be, Nb, Mn, Mo, As, Bi და ზოგი სხვ.). პროცესი მიმდინარეობს მაღალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში ( $200^{\circ}$ — $300^{\circ}$ C) და მისი მსვლელობის გარკვეულ სტადიებზე წარმოიქმნება ზეკონიტოკული ხსნარები — ფლუიდები, რომელთაც გაზურ ფაზასა და წყალხსნარებს შორის შეუღები მდგომარეობა უქირავთ (ფლუიდები წარმოიქმნებიან წყლის კრიტიკულ ტემპერატურის— $374^{\circ}$  ზევით და არსებობენ, როგორც ჩანს, დაახლოებით  $500^{\circ}$ -მდე). პნევმატოლითური პროცესის ტემპერატურული ზღვრებიდანაც აგრეთვე გამომდინარეობს, რომ ამ პროცესის გვიან სტადიაზე ( $374^{\circ}$  ქვემოთ) მნიშვნელოვანი როლი აქვთ წყალხსნარებსაც. ამიტომაც, რომ ძნელია პნევმატოლითურ (სკარნები) და მაღალტემპერატურულ ჰიდროთერმულ პროცესს (გრეიზენები) შორის საზღვრის გატარება შარტო ამ ერთი ნიშნით.

პნევმატოლითური პროცესი ძირითადად დაკავშირებულია ინტრუზიულ მაგმურ აქტივობასთან და ცნობილი უდიდესი სკარნული და გრეიზენული ზონები სწორედ ამგვარი გენეზისისაა. ამავე დროს ზოგჯერ პნევმატოლითური პროცესი თანა სდევს ეფუზიური ქანების წარმოქმნასაც. გაზურ ფაზაში სხვადასხვა ელემენტების და ნერთების გადატანა დღეისათვის ეჭვგარეშეა. ამაზე მეტყველებს როგორც მოქმედ ვულკანებსა და ფუმაროლებზე უშუალო დაკვირვება, ისევე ექსპერიმენტული მონაცემები. ცნობილია, რომ მოქმედი ვულკანებიდან

\* კრისტალიზაციის პროცესში, როგორც ჩანს, გაზური ფაზა გამოიყოფა აგრეთვე რეტროგრადული დუღილის შედეგად. რეტროგრადული დუღილი დუღილის მეორე წერტილია და გაპირობებულია აქროლადი კომპონენტების გამონათვისუფლებით კრისტალიზაციის პროცესში მყოფი სისტემიდან.

ლავსთან ერთად ზედაპირზე ამოდის გაზისებრ მდგომარეობაში მყოფი სხვადასხვა ნივთიერება. წნევისა და ტემპერატურის სწრაფი შემცირების გამო ამ გაზებიდან გამოიყოფა სხვადასხვა მინერალი კრატერის კედლებზე და ნაპრალებში (ხალასი გოგირდი, სასოლინი —  $B(OH)_3$ , ნიშადური  $NH_4Cl$ ,  $AsS$  და სხვ.). კამჩატკის, ალიასკის, ახალი ზელანდიის და ტასმანიის ფუმაროლების მოქმედების მთავარი პროდუქტები შეიცავს მრავალი მეტალს სულფიდებს, მაგნეტიტს, ჰემატიტს, ბორის, ქლორისა და ფტორის ნაერთებს და სხვ.

ფეუზიურ მაგმატიზმთან დაკავშირებულ პნევმატოლითური პროცესის დროს არსებობს მინერალთა წარმოქმნის რამდენიმე გზა:

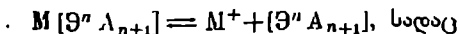
1. მინერალთა წარმოქმნა გაზური ფაზიდან კონდენსაციის შედეგად დაბალა წნევისა და ტემპერატურის პირობებში.

2. მინერალთა წარმოქმნა გაზური ფაზიდან ორი სხვადასხვა გაზის ურთიერთქმედების შედეგად:  $2H_2S + SO_2 = 3S + 2H_2O$ .

3. მინერალთა წარმოქმნა გაზური ფაზიდან გაზისა და წყალხსნარის ურთიერთქმედებისას  $2FeCl_2 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6HCl$  (ამ რეაქციას ვარაუდობენ ფუმაროლებში).

აღნიშნულთან ერთად დღეისათვის დიდძალი ექსპერიმენტული მასალა დაგროვდა გაზურ ფაზაში ნივთიერების გადატანისა და მინერალიზაციის შესახებ. ასე მაგალითად, ს. მორის, ე. ინგერსონის, ნ. ი. ხითაროვის, ფ. ნ. სირომიატნიკოვის და სხვების ექსპერიმენტების საფუძველზე გარკვეულია, რომ გაზურ ფაზაში ნივთიერების გადატანა იზრდება ტემპერატურის და წნევის და გაზურ ფაზაში (ხსნარში) ტუტეების რაოდენობის ზრდასთან ერთად.

მაგმის დიფერენციაციის პროცესში, როგორც ეს უკვე ვიცით, ხდება სილიკატური მინარის გამდიდრება ადვილად აქროლადი კომპონენტებით ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $CO$ ,  $H_2S$ ,  $N_2$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $HBO_3$ ,  $H_3PO_4$  და სხვა), რომლებიც ძნელად აქროლად კომპონენტთან ( $Si$ ,  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $W$ ,  $Mo$  და სხვა), როგორც ჩანს, იძლევიან რთულ კომპლექსნაერთებს და სცილდებიან მაგმას ე. წ. პოსტმაგმური — გაზური ხსნარის სახით. ა. ა. ბეუსის აზრით ზეკრიტიკულ პირობებში ნაერთები ხსნარში წარმოდგენილია მაღალი კოორდინაციის მქონე კომპლექსებით, რომელთა დისოციაციის სქემა რ. ბრუერის მიხედვით შემდეგია:

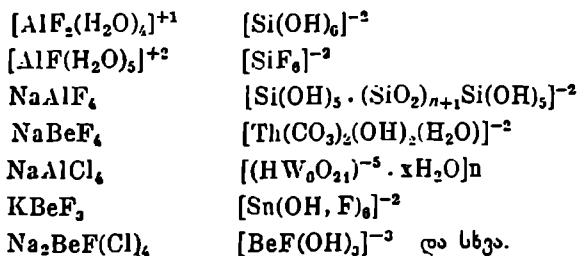


$M$  — მძლავრი ფუძე თვისებების ელემენტი;

$O$  — ამფოტერული ელემენტი ( $Si$ ,  $Al$  და სხვ.);

A—მეავეს ნაშთია; ეს უკანასკნელი ზეკრიტიკულ პირობებში შე-  
ბმულია კომპლექსებში.

სხვადასხვა მკვლევარის მიხედვით პოსტმაგმურ ხსნარებში შესა-  
ძლებელია არსებობდეს შემდეგი კომპლექსური ნაერთები:



კომპლექსური ნაერთების წარმოქმნისათვის და მდგრადობისათვის  
გადატანის დროს დიდი მნიშვნელობა აქვს ხსნარის მეაქვიანობა-ტუ-  
ტიანობას, რაც მინერაგენეზისის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაქ-  
ტორია.

ამრიგად, შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ მაღალტემპერატურულ  
პოსტმაგმურ პროცესში (სკარნირება და გრეიზენიზაცია) მიწის ქერქ-  
ში ხდებოდა გაზურ-თხევადი ხსნარების ცირკულაცია (ფორებში,  
ნაპრალებში). ამ ხსნარებში ნივთიერება იმყოფებოდა როგორც მარ-  
ტივი ნაერთების და შესაძლებელია ელემენტების (აღვლად აქროლა-  
დი), ისევე რთული კომპლექსნაერთების სახით. კომპლექსური ნა-  
ერთების მიერ F, Cl, B და სხვა მინერალიზატორების დაკარგვის  
გამო იწყებოდა პოლიმერიზაციის პროცესი, რასაც თან მოჰყვებოდა  
სხვადასხვა მინერალის კრისტალიზაცია.

პნევმატოლითურ პროცესში მონაწილე ელემენტები პირველი მი-  
ახლოებით შეიძლება დანაწილდნენ სამ ჯგუფად (ცხრილი 55).

### ც ხ რ ი ლ ი 55

#### პნევმატოლითურ პროცესში მონაწილე ელემენტები

მთავარი ელემენტები	დამორჩილებული ელემენტები	იშვითი ელემენტები
O, Si, Al, K, Na, H, F, Cl, Ca, C, S, (H <sub>2</sub> O)	Fe, Mg, Li, B, Sn, W, Mo, P, Be, Cu, Pb, Zn, As, Bi, Ti	TR, Ta, Nb, Th, Zr, Hf, Sc და სხვ.

როგორც ვხედავთ, ელემენტთა კომპლექსი შეტად მრავალფეროვანია და წარმოდგენილია როგორც პეტროგენული, ისევე შეტალოგენური ელემენტებით. ბევრი მათგანი მონაწილეობას იღებდა აგრეთვე პეგმატიტურ პროცესში, თუმცა აქ შეტალოგენური ელემენტების რიცხვი და რაოდენობა ჭარბობს. ცხრილიდან ჩანს, რომ პნევმატოლითური პროცესის ბევრი მთავარი ელემენტი იგივეა, რაც მაგმური და პეგმატიტური პროცესების მთავარი ელემენტები. მაგრამ მაგმური და პეგმატიტური პროცესებისაგან განსხვავებით ამ ელემენტთა მიგრაცია პნევმატოლითურ პროცესში ხდება რთული კომპლექსური ნაერთების სახით, რაც ამ პროცესის გეოქიმიურ თავისებურებას შეადგენს.

ჰიდროთერმული პროცესი პნევმატოლითურთან შედარებით დაბალტემპერატურულია (წყლის კრიტიკული ტემპერატურის ქვემოთ, თუმცა, ჰიდროთერმების მაღალი კონცენტრაციის გამო ამ ხსნარების კრიტიკული ტემპერატურა  $374^{\circ}\text{C}$  აღემატება); გამომდინარე გაზურ-თხევადი ჩანარების ჰომოგენიზაციის ტემპერატურიდან, მადანთა მინერალური პარაგენეზისიდან, მადანმომიჯნე ქანების შეცვლის ხასიათიდან, ექსპერიმენტული მონაცემებიდან და სხვა, ჰიდროთერმული პროცესის ტემპერატურულ ზღვრებად ვარაუდობენ  $50-500^{\circ}\text{C}$ . აქედან გამომდინარე, უნდა ვიფიქროთ, რომ ჰიდროთერმულ პროცესში წყალხსნარებთან ერთად გარკვეული როლი ეკუთვნით აგრეთვე გაზურ ხსნარებს. პროცესი მრავალსტადიურია და დროში უშუალოდ მოჰყვება პნევმატოლითურ ეტაპს (პროცესს).

ა. ე. ფერსმანმა ქალკოკრისტალიზაციის ელემენტებისათვის გამოყო სხვადასხვა ჯგუფები, ე. წ. ღონეები, რომლებიც ტემპერატურის და წნევის ფუნქციას წარმოადგენენ და სხვადასხვა გენეტურ ასოციაციებს ქმნიან. ეს ასოციაციები პნევმატოლითურიდან იწყება და ჰიდროთერმულით თავდება ( $T=600^{\circ}-50^{\circ}$ ).

I. Li, K, Mo, Sn, [W], Bi,  $[\text{SiO}_4]^{-4}$ ,  $[\text{PO}_4]^{-3}$   
(O) (S)

II. [W], As, Au, Fe, Zn,  $[\text{SiO}_4]^{-4}$ ,  $[\text{CO}_3]^{-2}$

III. Cu, Zn, Pb, As, Sb,  $[\text{CO}_3]^{-2}$ ,  $[\text{SO}_4]^{-2}$

IV. Pb, As, Au, Co, Ni  $[\text{As}_2\text{S}_4]^{-2}$ ,  $[\text{Sb}_2\text{S}_4]^{-2}$   
(Te)

V. Sb, As, Hg, F  
(S)

I ტიპი—ჯალა-მოლიბდენ-ვოლფრამიანი—პნევმატოლითურია;

II ტიპი—ოქროსი—გარდამავალია. იგი W-ით I ტიპს უკავშირდება, ხოლო Zn-ით მესამეს.

III და IV ტიპური პოლისულფიდურებია, თანაც შეოთხეში კომპლექსური იონები ქარბობს.

V ტიპი ყველაზე დაბალი წნევისა და ტემპერატურის პირობებში ჩნდება. აქ მინერალები არადისოცირებული ხსნარებიდან გამოიყოფა. რითაც, მაგალითად აიხსნება Sb, Hg, As ხსნარში დიდხანს დარჩენა, მიუხედავად იმისა, რომ მათი კრისტალური მესრის ენერგია მაღალია.

ჰიდროთერმულ პროცესთანაა დაკავშირებული მთელი რიგი სასარგებლო ნამარხთა საბადოების წარმოქმნა და. პირველ რიგში, მეტალთა საბადოებისა (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Mg, Ni Co, Mo, W, Sn, Bi, As, Sb, Hg, Au, Ag და სხვ.).

ჰიდროთერმული პროცესის გეოქიმიის დამახასიათებელი ნიშანია მასში ქალკოფილური ელემენტების წამყვანი როლი. ამ ელემენტთა იონები, როგორც ვიცით ხასიათდებიან მ-ელექტრონიანი კონფიგურაციით და გოგირდთან შეერთების დიდი სწრაფვით, რაც აპირობებს სულფიდური და ანალოგიური ნაერთების დიდ გავრცელებას ჰიდროთერმულ საბადოთა მადნებში.

ამასთან ერთად უნდა აღინიშნოს, რომ ქალკოფილური ელემენტები, ინერტული გაზების ატომების ტიპის იონებთან შედარებით, ხასიათდებიან იონიზაციის პოტენციალის მაღალი მნიშვნელობით (ცხრილი 56), რის გამოც ქალკოფილური ელემენტები ჰიდროთერმული გენეზისის მინერალურ წარმონაქმნებში ხშირად გვხვდებიან ხალას მდგომარეობაში—Au, Ag, Pt, Cu, Hg და ზოგი სხვ. ელემენტი.

ცხრილი 56

ქალკოფილურ და ინერტულ გაზთა ატომების ტიპის ელემენტების იონიზაციის პოტენციალის მნიშვნელობა (ელ. ვოლტ.)

ქალკოფილური	ინერტულ გაზთა ატომების ტიპის	ქალკოფილური	ინერტულ გაზთა ატომების ტიპის
ე რ თ ვ ა ლ ე ნ ტ ო ვ ა ნ ი		ო რ ვ ა ლ ე ნ ტ ო ვ ა ნ ი	
Cu—7,72	K—4,34	Zn—27,24	Ca—17,9
Ag—7,57	Rb—4,18	Cd—25,80	Sr—16,85
Au—9,22	Cs—3,89	Hg—29,06	Ba—15,14
		Pb—22,36	

ჰიდროთერმული პროცესის გეოქიმიის დამახასიათებელი ნიშანია აგრეთვე ის, რომ ამ პროცესის მსვლელობისას, პროტოკრისტალიზაციის პროცესთან შედარებით, ხდება კენტი რიგითი ნომრის მქონე

ელემენტების კონცენტრაცია (დაახლოებით ისევე როგორც პეგმატი-  
ტური პროცესის დროს). ეს გამოწვეული უნდა იყოს კენტი რიგითი  
ნომრის მქონე ელემენტების დიდი მოძრავუნარიანობით და მათი  
დაგროვებით მაგმის გვიანდელ დერივატებში — გაზურ-თხევად ფაზაში.

ქალკოფილური ელემენტების კიდევ ერთი დამახასიათებელი გეო-  
ქიმიური ნიშანია მათი დაბალი კლარკები, ჩვეულებრივად,  $n \cdot 10^{-3}\%$   
ნაკლები, რაც ძირითადად გამოწვეულია დედამიწის ნივთიერების პირ-  
ველადი დიფერენციაციის შედეგად ქალკოფილური ელემენტების კონ-  
ცენტრაციით სიღრმით გეოსფეროში (ქანგულა-სულფიდური გარსი).

ჰიდროთერმულ პროცესში მონაწილე ელემენტები მიახლოებით  
შეიძლება სამ ჯგუფად დანაწილდეს (ცხრილი 57).

ცხრილი 57

ჰიდროთერმულ პროცესში მონაწილე ელემენტები

მთავარი ელემენტები	დამორჩილებული ელემენტები	იშვიათი ელემენტები
Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Sn, Mo, W, Hg, Sb, As, Co, Ni, Fe, Cd, Bi, U, Si, C, S, Se, Te, Ba, Ca, Mg, F, H. (H <sub>2</sub> O)	Ti, Mn, Al, B, Cl, Na, K, O და ზოგი სხვა	Ge, Ga, In, Rb, Tl, Sc, Pt, Os, Ir და სხვა

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ელემენტთა კომპლექსი მრავალფერო-  
ვანია, მაგრამ მეტალოგენურ ელემენტებს წამყვანი მნიშვნელობა აქვთ.  
ჰიდროთერმული პროცესის ბევრი ელემენტი მონაწილეობს პნევმატო-  
ლითურ, პეგმატიტურ და პროტოკრისტალიზაციის პროცესში, მაგ-  
რამ მათი კონცენტრაცია ძირითადად ჰიდროთერმულ სტადიაზე ხდება.

ჰიდროთერმულ პროცესში ელემენტთა მიგრაცია-კონცენტრაციისა-  
თვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ხსნარში ანიონთა რეჟიმს. ასე მაგა-  
ლითად, მკაფიოდ ისახება ტენდენცია, რომ პროცესის განვითარებას-  
თან ერთად ხსნარში მკვეთრად მცირდება ჟანგბადის პოტენციალი და  
იზრდება ვოგირდიონების, სელენის და ტელურის რაოდენობა. ეს  
გამოწვეული უნდა იყოს იმით, რომ ჰიდროთერმული პროცესის ადრეულ  
სტადიებზე ხდება ჟანგბადის დახარჯვა  $SnO_2$ ,  $(Fe, Mn)WO_4$ ,  $Fe_2O_4$   
და სხვა მეტალთა ჟანგულების წარმოსაქმნელად. მაგრამ პროცესის  
სულ გვიანდელ სტადიებზე ხსნარში კვლავ იზრდება ჟანგბადის რაო-

დენობა, რის შედეგადაც ხდება კომპლექსური ანიონების  $(CO_3)^{-2}$ ,  $(SO_4)^{-2}$  და სხვ. წარმოქმნა.

აღნიშნული გარემოების გამო პროცესის განვითარებასთან ერთად ხდება მინერალური პარაგენეზისების კანონზომიერი შეცვლა, რაც დაახლოებით სქემატურად შედეგაირად შეიძლება წარმოვიდგინოთ: მარტავი ქანგეულები → სულფიდები, სულფომარილები, სელენიდები, ტელურიდები → ეანკაბდოვანი კომპლექსანიონის შემცველი ნაერთები.

ჰიდროთერმულ პროცესში მთელი რიგი თავისებური და საინტერესო კანონზომიერებანი ისახება: საჭიროა ზოგიერთ მათგანს მოკლედ შევხვით.

მძიმე მეტალების სულფიდებისათვის დამახასიათებელი ნიშანი ძლიერი პოლარიზაცია, რის გამოც აქ ხშირია იონურიდან ატომური ტიპის მერარებში გადასვლა ( $PbS$ ,  $ZnS$ ,  $HgS$  და სხვ.). ეს მოვლენა გამოძახილს პოულოს მინერალთა ფიზიკურ თვისებებშიაც: ძლიერი მეტალური ელვარება, გაუმჭვირვალობა. ელექტროგამტარობა და სხვ.

კანონზომიერება ისახება ვალენტობის ცვლაშიც. სახელდობრ, პროცესის განვითარებასთან ერთად გამოყოფილი ნაერთების შედგენილობაში მონაწილე მეტალების ვალენტობაში მკაფიოდ ისახება მუხტის შემცირების ტენდენცია. მაგალითად, საწყისი სტადიების ოთხ და ექვსვალენტოვანი მეტალები ( $Mo$ ,  $Sn$ ,  $W$  და სხვ.) იცვლებიან ორვალენტოვანი ქალკოფილური ელემენტებით ( $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Hg$  და სხვ.). სულ ბოლო ეტაპზე ეს კანონზომიერება რამდენადმე ირღვევა, რადგან სამვალენტოვანი ელემენტების ( $As$ ,  $Sb$ ) რაოდენობა იზრდება, რაც ფერსმანის მიხედვით მათი არალისოციკრებული ხსნარებიდან გამოლექვით უნდა აიხსნას.

ვალენტობის შემცირებასთან ერთად ხდება იონური რადიუსების კანონზომიერი ზრდაც. მაგალითად,  $Mo^{+1} = 0,68 \text{ \AA}$ ;  $Sn^{+4} = 0,74 \text{ \AA}$ ;  $Hg^{+2} = 1,12 \text{ \AA}$ ;  $Pb^{+2} = 1,32 \text{ \AA}$  და ა. შ.

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ჰიდროთერმული მინერალების გამოყოფის რიგი სათანადოდ თანხვდება მათი კრისტალური მესრის ენერჯის შემცირების რიგს.

ასეთივე სურათი შეიმჩნევა კრისტალური მესრის სტრუქტურების ტიპების ცვლადობაშიც. პროცესის დასაწყისში იონური და ატომური სტრუქტურები წარმოიქმნება, რომლებიც შემდეგ სულფომარილების რთული შერეული ტიპის და ბოლოს ნახევრად მეტალური სტრუქტურებით იცვლება. ასევე ძარღვის მინერალებშიაც იონური მესრები (სილიკატები,  $SiO_2$ ,  $CaF_2$ ) კომპლექსანიონურით იცვლება (კარბონატები, სულფატები).

**მიწის ჰერაში მიმდინარე ეგზოგენური პროცესების  
გმოქმედა**

ეგზოგენური (ჰიპერგენული ანუ ზედაპირული) პროცესები მიმდინარეობენ მიწის ქერქის ზედაპირულ ნაწილში (ლითოსფეროში) ატმოსფეროს, ჰიდროსფეროს და ბიოსფეროს ზემოქმედებით. ამ პროცესების ენერჯის წყარო მზის ენერჯიაა, რომლის მხოლოდ მცირე ნაწილია აღწევს მიწის ზედაპირს, მაგრამ ისიც საკმარისია დიდი მასშტაბების მქონე მექანიკური, ქიმიური და ბიოქიმიური პროცესების მსვლელობისათვის.

მზის, წყლის, ატმოსფეროს, ორგანული სამყაროს და ტემპერატურის ცვალებადობის ზემოქმედებით, ლითოსფეროს აგებულებაში მონაწილე ქანები და მინერალები განიცდიან დაშლას და გარდაქმნას, რასაც გამოფიტვა ეწოდება. გამოფიტვის პროცესებში მათი მსვლელობის მიხედვით გამოყოფენ მექანიკური და ქიმიური გამოფიტვის პროცესებს. ეს პროცესები მიწის ქერქში ერთიმეორისაგან იზოლირებულად არ მიმდინარეობენ. ვინაიდან მექანიკური გამოფიტვის პროცესი თავისი არსით ფიზიკური მოვლენაა და მდგომარეობს ქანის დამსხვრევა-დაქუცმაცებაში (დეზინტეგრაციაში), რაც არ იწვევს ქანის და მინერალის ქიმიური შედგენილობის ცვლილებას, ძირითადად შეეჩერდება ქიმიური გამოფიტვის პროცესზე, როდესაც აქვს ელემენტთა გადაჯგუფებას და ახალი ნაერთების წარმოქმნას. გამოფიტვის არეში, დედამიწის სიღრმული ზონებისაგან განსხვავებით, ელემენტთა მიგრაციის ფაქტორები ბევრად უფრო მრავალრიცხოვანი და ცვალებადია. ამ ფაქტორებიდან უმთავრესია: თავისუფალი ჟანგბადის კონცენტრაცია, გარემოს pH და Eh, ტემპერატურა, ორგანული სამყაროს მოქმედება, კოლოიდების დიდი გავრცელება და სხვ. თითოეული ამ ფაქტორის მნიშვნელობაზე ქვემოთ შეეჩერებით, ხოლო კოლოიდების ძირითადი თვისებების შესახებ იხ. § 32.



ჰიპერგენული პროცესების კლასიფიკაცია. იმისათვის, რომ ნათლად წარმოვიდგინოთ ზედაპირული პროცესების გეოქიმიური თავისებურებანი, საჭიროა გავეცნოთ ჰიპერგენული პროცესების კლასიფიკაციის ზოგად სქემას ა. ე. ფერსმანის მიხედვით. ამ კლასიფიკაციით ჰიპერგენულ პროცესში გამოიყოფა:

1. საკუთრივ ჰიპერგენეზისი, ანუ ქანებისა და მადნების გამოფიტვა.

2. პედოგენეზისი ანუ, ნიადაგწარმოქმნის პროცესები, სადაც გაერთიანებულია მიწის ქერქის სულ ზედა თხელ ფენაში მიმდინარე ქიმიური, ბიოქიმიური და ფიზიკური პროცესები, რომელთა მსვლელობის შედეგად ხდება ნიადაგების წარმოშობა.

3. სინგენეზისი (სელიმენტოგენეზი) — ნალექთდაგროვება აუზებში.

4. დიაგენეზისი — აუზის ფსკერზე ახლად გაჩენილ ნალექებში მიმდინარე პროცესები, რომლებიც იწვევენ ნალექის ქანად გარდაქმნას.

5. კატაგენეზისი (ეპიგენეზისი) — ქანად გარდაქმნილ ნალექში მიმდინარე პროცესები (მეტამორფიზმამდე).

6. პალოგენეზი — მარილების წარმოშობა.

7. ჰიდროგენეზისი — წყლის ჩალწევა სიღრმეში და ქანების გახსნა (კარსტული მოვლენები).

8. მექანოგენეზი — მინერალების მექანიკური დაგროვება (მაგ. ქვიშრობი).

9. ბიოგენეზისი — ორგანიზმების ცხოველყოფილობით გამოწვეული გეოქიმიური პროცესები.

10. ტექნოგენეზისი — ადამიანის ტექნიკური საქმიანობით გამოწვეული პროცესები.

ჰიპერგენეზისის ყველა ამ ტიპების გეოქიმიის განხილვა სპეციალური კურსის საკითხია და ამიტომ ჩვენ შევეხებით მხოლოდ უმთავრესებს (ქანების და სულფიდურ საბადოთა ჰიპერგენეზისს, ბიოგენეზისს და აგრეთვე სელიმენტოგენეზის ძირითად საკითხებს).

### § 36. ქანების ჰიპერგენეზისი

გამოფიტვის ზონა ე. ვერნადსკის მიხედვით, თავისებური თერმოდინამიკური გარემოა, სადაც პროცესები დაბალი წნევისა და დაბალი ტემპერატურის პირობებში მიმდინარეობს. მისი ქვედა საზღვარი ჟანგბადის ჩალწევის სიღრმემდე ჩადის; იგი დაახლოებით თანხვედრა გრუნტის წყლის დონეს და საშუალოდ 60—100 მ სიღრმეზე მდებარეობს, თუმცა ცალკეულ შემთხვევებში შეიძლება უფრო ღრმაც (მაგალითად, ნაპრალეებში 1500 მეტრზე მეტი) ჩაალწიოს.

გამოფიტვის აგენტებია: წყალი, უანგბადი, ნახშირორჟანგი, არა-ორგანული და ორგანული მკაეები, ცოცხალი ორგანიზმები და ტემპერატურის რყევა. ამ აგენტებს შორის უმთავრესია წყალი, რომელიც ძირითადად მეტეორული წარმოშობისაა. წყალი წარმოადგენს გარემოს, სადაც მიმდინარეობს ნივთიერების ქიმიური გარდაქმნის ყველა პროცესი — დაქანგვა, ჰიდრატაცია, კათიონების გატანა და სხვ. (უწყლო გარემოში ქიმიური გამოფიტვა თითქმის შეუძლებელია). წყალში ქიმიური რეაქციები განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობენ გრუნტის წყლის დონემდე — აერაციის ანუ დაქანგვის ზონაში, სადაც უანგბადით და ნახშირორჟანგით მდიდარი ე. წ. ნიადაგის წყლის ცირკულაცია მიმდინარეობს. გრუნტის წყლის ცირკულაციის ზონაში მიმდინარე რეაქციები ზედაპირულისაგან დიდად განსხვავდება და აღდგენითი რეჟიმით ხასიათდება, ვინაიდან გრუნტის წყალი ღარიბია უანგბადით და ნახშირორჟანგით. ამ ზონაში გამოფიტვისა და დაშლის ნაცვლად ძირითადად ზედა ნაწილებიდან ჩამოკონილი ხსნადი ნივთიერებების ხელახალი გამოლექვა მიმდინარეობს, სხვადასხვა, ეგზოგენურ პირობებში მდგრადი მინერალების სახით. ამიტომაა, რომ გრუნტის წყლის ცირკულაციის ზონას კონცენტრაციის ან ცემენტაციის ზონას უწოდებენ.

მიწის ქერქის ზედაპირიდან სიღრმეში წყლის ჩაღწევისას (ცირკულაციისას) მისი ქიმიზმი თანდათან იცვლება — სუსტად მინერალიზებული უანგბადიანი ჰიდროკარბონატულიდან, უუანგბადო ჰიდროკარბონატულ-სილიკატურ-გოგირდწყალბადიანისა და ქლორიდულისაკენ. ამგე დროს, მის ქიმიზმზე, გარდა არაორგანული ნივთიერების გახსნისა, არსებით გავლენას ახდენს ორგანული ნაერთების გახსნაც.

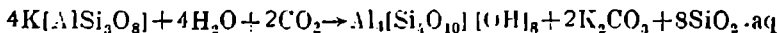
წყალი არა მარტო შლის მინერალებს, არამედ შედის გამოფიტვით მიღებული ნაერთების შედგენილობაში. და იძლევა როგორც მდგრად მინერალებს (თიხები, სხვადასხვა უანგველთა ჰიდრატები), რომლებიც ძირითადად *in situ* (აღვილზევე) რჩებიან, ასევე ხსნად ნაერთებს (კარბონატები, სულფატები და სხვ.). რომლებიც გამოფიტვის ზონიდან გადაადგილდებიან.

უანგბადის უაღრესად დიდი როლი ჰიპერგენეზისის ზონაში მიმდინარე რეაქციებში თვალსაჩინოდ ჩანს დაბალვალენტოვანი ელემენტების, პირველ რიგში კი რკინის დაქანგვაში და მის მაღალვალენტოვან ფორმად გარდაქმნაში. უანგვის რეაქციებში მონაწილეობს ატმოსფეროს უანგბადო, რომელიც წყალშია გახსნილი და რომლის პროცენტული შემცველობა ამ უკანასკნელში მეტია, ვიდრე ატმოსფეროში. მაგალითად, ერთ ლიტრ წვიმის წყალში გახსნილია 25—30 სმ<sup>3</sup> გაზი, საიდანაც 30% მოდის უანგბადზე, 60% აზოტზე და 10% ნახშირორჟანგზე,

ხოლო ატმოსფეროში კი  $O_2 = 23\%$ ,  $N_2 = 75\%$  და  $CO_2 = 0,03\%$ -ს (ამგვარი ანომალია გამოწვეულია წყალში აზოტის ცუდი ხსნადობით).

ნახშირორქანგის, როგორც აღნიშნული იყო, აქტიურად მონაწილეობს ჟანგის პროცესებში და ჟანგბადთან ერთად აქტიური დამყანგველია. მისთვის დამახასიათებელია წყალში ჟანგბადზე ბევრად უფრო კარგი ხსნადობა.

ქანების და მინერალების გამოფიტვის შედეგად სხვადასხვაგვარი გამოფიტვის პროდუქტები მიიღება. საილუსტრაციოდ ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული და კარგად ცნობილი პროცესი—კალინიზაცია შეიძლება მოვიტანოთ:



სქემიდან ჩანს, რომ კალიუმის მინდვრის შპატზე წყლის და  $CO_2$  მოქმედების შედეგად ეგზოგენურ პირობებში მიიღება თიხის მინერალი და ოპალი. თუ ქანმაშენი სილიკატები ან ალუმოსილიკატები შეიცავენ რკინას და მანგანუმს, მაშინ დამატებით ხდება რკინისა და მანგანუმის ჰიდროქსიდების წარმოქმნა. რომლებიც მღვრადებია და უმთავრესად ადგილზე რჩებიან. Fe და Mn ხშირად ჯერ კარბონატებში გადადიან, ხოლო შემდეგ ჭარბი  $O_2$ -ის ზემოქმედებით კვლავ იჟანგებიან სამ- და ოთხვალენტოვან მდგომარეობამდე ( $Fe_2O_3$ ,  $MnO_2$ ). რაც შეეხება ტუტე მეტალთა კარბონატებს და ტუტემიწათა ბიკარბონატებს, ისინი ადვილად ხსნადია და გამოფიტვის არიდან გაიტანებიან.

ჰიპერგენეზისის ზონაში მოქმედი მჟავები ორგანოა: არაორგანული და ორგანული, ისინი გამოფიტვის პროცესების მსვლელობას ხელს უწყობენ და ქიმიური რეაქციების მიმართულებას განაპირობებენ. არაორგანულიდან მთავარია გოგირდის მჟავა, რომელიც ძირითადად სულფიდების ჟანგით ჩნდება, ხოლო ორგანულიდან ჰუმუსოვანი მჟავები, რომლებიც მცენარეულობის ლპობის (ჟანგვის) პროდუქტს წარმოადგენს.

ორგანიზმების როლი გამოფიტვის პროცესებში, ისევე, როგორც სელიმენტოგენეზისში, გაცილებით მეტია, ვიდრე აქამდე ეგონათ. ისინი გვევლინებიან როგორც გამოფიტვის ხელშემწყობი და ეგზოგენური რეაქციების წარმმართველი აგენტები. ჰიპერგენულ პროცესებში ორგანიზმებიდან მთავარი როლი ეკუთვნის მცენარეულობას და ბაქტერიებს. მათი მოქმედება შემდეგნაირად ვლინდება: პირველ რიგში ისინი ატმოსფეროდან ახდენენ ჟანგბადისა და ნახშირორქანგის რეგენერაციას, რითაც გამოფიტვის ზონას ამარაგებენ ამ აგრესიული აგენტებით. მეორე მხრივ თავიანთი სასიცოცხლო პროცესებისათვის საჭიროებენ ე. წ. ბიოგენურ ელემენტებს, რისთვისაც ქანმაშენ კათიონებზე

ცვლიან თავიანთ H-იონებს და ამით ხელს უწყობენ ქანების დაშლისათვის ხელსაყრელი მჟავე გარემოს შექმნას. გარდა ამისა, ორგანიზმებს უნარი აქვთ გარკვეული ელემენტების კონცენტრაციისა, რის შედეგადაც სწორად სხვადასხვა ტიპის საბადოები ჩნდება.

ტემპერატურის ცვალებადობა ზედაპირზე არ არის დიდი (საშუალოდ  $+20^{\circ}$ -დან  $-20^{\circ}$ -მდე), მაგრამ მისი გავლენა გამოფიტვის პროცესზე მეტად მნიშვნელოვანია. ჯერ ერთი, ტემპერატურის მერყეობა ცვლის წყალში გაზების ხსნადობას, რაც თავის მხრივ აპირობებს მინერალთა დაშლის რეაქციების სიჩქარის შეცვლას. ტემპერატურის აწევა, ჩვეულებრივ, ზრდის ქიმიური რეაქციების სიჩქარეს და აძლიერებს ხსნადი ნივთიერების გამოტუტვას. დადგენილია, რომ ტემპერატურის  $10^{\circ}$ -ით გაზრდისას ჰიდროლიზური რეაქციების სიჩქარე 2—2,5-ჯერ იზრდება. განსაკუთრებით დამანგრეველად მოქმედებს დადებითი და უარყოფითი ტემპერატურების მორიგეობა, როდესაც ქანების ნაპრალებსა და პორებში არსებული წყალი გაყინვისას ქანის ინტენსიურ მექანიკურ მსხვრევას იწვევს. რაც შეეხება ქიმიურ დაშლას, პირიქით, ნულ გრადუსს ქვევით ქიმიური რეაქციების სიჩქარე მკვეთრად მცირდება. ამიტომაც არის, რომ მუდმივი მზრალობის ზონა ქიმიური სიმშვიდის ზონაა, სადაც ორგანული ნივთიერების გახრწნასაც კი ათეული ათასობით წლები სჭირდება, მაშინ, როდესაც ჩვეულებრივ პირობებში ეს სწრაფი პროცესია.

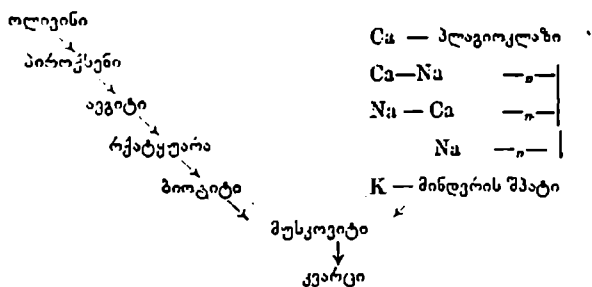
ამრიგად, ქანების ქიმიურ გამოფიტვაში შეიძლება ოთხი ძირითადი პროცესი გავარჩიოთ: 1) დაქანგვა; 2) ჰიდრატაცია; 3) კათიონების გატანა (Na, K, Ca, Mg და სხვ.); 4) ცუდად ხსნადი კომპონენტების (Si, Al, Fe, Mn და სხვა) დაგროვება ადგილზე (ნაშთის გაჩენა).

გამოფიტვის აღნიშნული პროცესების მსვლელობა ძირითადად ჩამოთვლილი თანმიმდევრობით მიმდინარეობს; ამიტომ ამავე თანმიმდევრობით შევეუდგებით მათ განხილვას.

დაქანგვა ზედაპირულ პროცესებში ყველაზე მნიშვნელოვანი პროცესია და პირველ რიგში გაპირობებულია ჰიპერგენეზისის ზონის მაღალი ქანგვითი პოტენციალით, რომელიც სიღრმისკენ სწრაფად მცირდება. ენდოგენურ პირობებში მდგრადი მინერალები და ქანები ევზოგენურ პირობებში მოხვედრისას განიცდიან დაშლას, პირველ რიგში სხვადასხვა დამქანგველების ზემოქმედებით, რომელთაც ქანგბადის გარდა, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, მიეკუთვნება წყალი, ნახშირორჟანგი, მინერალური მჟავები და სხვ. ქანგვის პროცესში ენდოგენური მინერალები, რომლებიც არ შეიცავენ ქანგბადს ან დაბალვალენტოვანი კათიონებით ხასიათდებიან, გადადიან მაღალვალენტოვან ქანგბადოვან

ნაერთებში, რომლებიც ამ პირობებში მდგრადებია. ზედაპირული პროცესები და კერძოდ დაქანგვა გამოწვეულია სისტემის მისწრაფებით წონასწორობისაკენ, რაც ხორციელდება არსებულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში მდგრადი ნაერთების წარმოქმნით ენდოგენური მინერალების დაშლით განთავისუფლებული კომპონენტების ხარჯზე. ამრიგად, გამოფიტვის პროცესი არის არა მარტო მექანიკური ნგრევისა და ქიმიური დაშლის პროცესი, არამედ იგი წარმოადგენს ქიმიური გარდაქმნების და ძველი ნივთიერების ტრანსფორმაციის პროცესსაც.

ცნობილია, რომ ფუქე მაგნეზიალური ქანები უფრო ადვილად და ჩქარა იშლებიან, ვიდრე მეაყე და რკინიანი. გოლდიჩმა მთავარი ქანმაშენი მინერალები განალაგა გამოფიტვის მიმართ მზარდი გამძლეობის მიხედვით.



როგორც ვხედავთ, ეს სქემა ბოუენის რეაქციული რიგის მსგავსია. მართალია, იგი მინერალების მიწის ზედაპირზე შეცვლის სიჩქარეს ასახავს, მაგრამ აქაც კარგად ვლინდება ბოუენის ცნობილი პრინციპი: ადრე წარმოშობილი ადრევე ქრება; გარეშო პირობების ცვალებადობა აისახება ახალი, მოცემული გარემოსათვის უფრო მდგრადი ნაერთების წარმოქმნაში.

ამგვარი თანმიმდევრობის კარგად დასაბუთებულ ახსნას იძლევა უ. კელერი, რომელიც ამ სქემას განსაკუთრებული ყურადღების ღირსად თვლის, რადგან სწორედ ეს თანმიმდევრობა საფუძვლად უდევს მაგმიდან ნივთიერების კრისტალაზაციას (როზენბუში), მაგმასა და მინერალებს შორის მიმდინარე რეაქციებს (ბოუენი), გამოფიტვისადმი გამქლეობას (გოლდჩი) და მინერალების კრისტალურ სტრუქტურებზე დამყარებულ კლასიფიკაციას (შტრენცი). ამ კანონზომიერი თანმიმდევრობის ძირითად მიზეზად კელერი მიიჩნევს სილიკატების წარმოშობის ენერგიას, რომელაც განსაზღვრავს მათი დაკრისტალეობის რიგს და ასევე მათ სტაბილურობას გამოფიტვის მიმართ.

ექსპერიმენტულად დადგენილია, რომ ფუძე მეტალების კავშირი ჟანგბადთან შედარებით დაბალი ენერგიებით ხასიათდება, კავშირი  $Al-O$  — უფრო მაღალით, ხოლო  $Si-O$  შეკავშირების ენერგია მაქსიმალურია. სწორედ ენერგიების ამ განსხვავებას ენიჭება პირველხარისხოვანი მნიშვნელობა როგორც მინერალთა დაკრისტალულების თანმიმდევრობაში, ისე გამოფიტვისადმი მდგრადობაში. თუ დავუყვირდებით  $Si-O$  ხიდების რაოდენობის მატებას კუნძულისებრი სილიკატებიდან (ოლივინი) კარკასულამდე (კვარცი, მინდვრის შპატები), აშკარად დავინახავთ, რომ ამ მიმართულებით მატულობს მათი წარმოშობის ენერგიაც, ე. ი. ოლივინი უფრო ადვილად უნდა გამოიფიტოს, ვიდრე პიროქსენი, რომელიც თავის მხრივ უფრო ადრე უნდა დაიშალოს, ვიდრე ამფიბოლი და ა. შ.

კუნძულისებრი სილიკატებში სილიციუმ-ჟანგბადის ტეტრაედრები ერთმანეთს უკავშირდებიან არა უშუალოდ, არამედ ფუძე ელემენტთა კათიონების საშუალებით ( $Mg, Fe, Ca$ ); ეს კავშირი, როგორც აღვნიშნეთ, სუსტია ენერგეტიკულად და ამიტომაც გამოფიტვისას ადვილად იშლება. კარკასულ სილიკატებში გაცილებით მტკიცედ შეკავშირებული უჯრედებია, სადაც  $Si-O-(Si, Al)$  ტიპის მაღალენერგეტიკული კავშირები გვაქვს, რის გამოც მათი გამძლეობა, ცხადია, მეტი უნდა იყოს. მართლაც, კარგად არის ცნობილი, რომ ალბიტი და ორთოკლაზი გამოფიტვის მიმართ უფრო გამძლეა, ვიდრე ოლივინი, პიროქსენები და სხვ.

კარკასული სილიკატების  $SiO_4$ -ის ტეტრაედრებში სილიციუმის ალუმინით ნაწილობრივი ჩანაცვლებისას (მინდვრის შპატები) კავშირის ენერგია ჟანგბადსა და ალუმინს შორის ბევრად ნაკლებია, ვიდრე ჟანგბადსა და სილიციუმს შორის; ამიტომაც გამოფიტვისას ალუმოსილიკატების ჯაჭვები სწორედ ალუმინის ტეტრაედრებზე წყდება და სტრუქტურების დაშლაც აქ იწყება. აქედან ცხადია, რაც მეტია კარკასულ ტეტრაედრში ალუმინით ჩანაცვლება, მით უფრო ადვილად უნდა დაიშალოს იგი. მართლაც, ანორთიტში  $Al:Si=2:2(Ca Al_2 Si_2 O_8)$ , ხოლო ალბიტში  $Al:Si=1:3(Na AlSi_3 O_8)$ ; ამიტომაც არის, რომ ალბიტი ანორთიტზე უფრო მდგრადია.

ასევე კარგად იხსნება კვარცის მდგრადობაც: კვარცში ხომ მხოლოდ სილიციუმის და ჟანგბადის უშუალო კავშირი გვაქვს ტეტრაედრში, სხვა რომელიმე ელემენტის მონაწილეობის გარეშე. ე. ი. აქ შეკავშირების ენერგია მაქსიმალურია და გამოფიტვისადმი მდგრადობაც მაქსიმალური. ცხადია, ამ საერთო წესიდან გამონაკლისებიც არის, რაც კონკრეტული გარემოს სპეციფიკით აიხსნება.

ჰიდრატაცია ნივთიერების მიერ წყლის შეთვისებაა  $H_2O$ -ს ან  $OH$ -ის სახით. ჰიდრატირებული მინერალები, როგორც წესი, მოცულობაში მატულობენ. წყალი, თუნდაც წვიმის, ინერტული არაა, არამედ ძლიერი ქიმიური რეაგენტი, რომელიც ყოველთვის შეიცავს აქტიურ  $H^{+1}$  და  $OH^{-1}$  იონებს. ამიტომაც იგი ქანმავანი სილიკატების მიმართ აგრესიული. მინერალები ითვისებენ წყალს როგორც სორბციული გზით (ადსორბირებული  $H_2O$ ), ისე კრისტალური მესრის არხებში შესვლის გზით (ცეოლითური  $H_2O$ ), მინერალის სტრუქტურაში მონაწილეობის გზით (ჰიდროქსილური წყალი) და სხვ. ჰიდრატაციასთან ერთად გამოფიტვის პროცესში ხდება მინერალის (ქანის) ჰიდროლიზური დაშლა, დაშლის პროდუქტების ხსნარში გადასვლა და მიგრაცია.

წყლის აგრესიულობა ბევრად იზრდება მასში გახსნილი მჟავების არსებობის დროს. ამ მხრივ პირველ რიგში აღსანიშნავია ნახშირმჟავა, რომელიც წყლებში ჩვეულებრივ, საკმაოდ დიდი რაოდენობითაა. განსაკუთრებით ძლიერია თავისუფალი  $CO_2$ -ის მოქმედება. ნახშირორჟანგით გამდიდრებული წყალი განსაკუთრებით აქტიურად ხსნის კარბონატებს და ალუმოსილიკატებს და უქანასქელები გადაჰყავს უფრო მარტივ ნაერთებში. ამგვარი წყლების მიერ კარბონატული ხსნარების სახით გაიტანება მრავალი ქანმავანი კათიონი —  $K$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$  და სხვ. კარგი ხსნადობის მქონე იონი. ზედაპირული წყლების მიერ ეს ელემენტები ჩაიტანება ზღვიურ აუზებში, სადაც შესაფერის პირობებში შეიძლება მათი დალექვა მოხდეს.

ჩამოთვლილი კათიონებიდან მხოლოდ კალიუმს არა აქვს მიგრაციის დიდი უნარი, რადგან ზედაპირზე არსებული სხვადასხვა არაორგანული და ორგანული კოლოიდები მას სწრაფად შთანთქავენ. როგორც აღნიშნული იყო, გამოფიტვის პროცესებში ტუტე და ტუტე მიწა ელემენტთა კათიონები ადვილად ხსნად ნაერთებს ჰქმნიან და მიგრაციის დიდ უნარს იჩენენ. რაც შეეხება  $Si$ ,  $Al$ ,  $Fe$  და ზოგ სხვა ელემენტს, მათი ნაერთების ძნელადხსნადობის გამო ისინი ძირითადად ადგილზევე რჩებიან და მხოლოდ ნაწილობრივ კოლოიდების სახით ან იონურ-ხსნად მდგომარეობაში (განსაკუთრებულ პირობებში) განიცდიან მიგრაციას. მათი გადატანისათვის შესაფერი გარემოს შექმნა დამოკიდებულია, ერთი მხრივ, ისეთი ძლიერი რეაგენტის, როგორაც გოგირდმჟავაა, და მეორე მხრივ ღრგანული კოლოიდების — ჰუმუსოვანი მჟავების არსებობაზე. გოგირდის მჟავა სულფიდების, ძირითადად  $FeS_2$ -ის დაჟანგვის და ბაქტერიების ცხოველყოფილობის შედეგად წარმოიქმნება.

ჰუმუსოვანი მჟავები, უპირველეს ყოვლისა, მცენარეულობის ლაბით ჩნდება. მათი როლი ჰიპერგენზისის ზონაში ორგვარია: ისინი მონაწილეობენ სილიკატების დაშლაში (საიდანაც კათიონების გამოდევნის უნარი აქვთ) და ახდენენ არამდგრადი კოლოიდური ხსნარების სტაბილიზაციას.

ამრიგად, თუ შევჯამებთ ზემოაღნიშნულს, დაინახავთ, რომ გამოფიტვის შედეგად დაბალვალენტოვანი ელემენტები (K, Na, Ca, Mg) კარგი ხსნადობის და დიდი მიგრაციის უნარის გამო ზღვებსა და ოკეანეებში ჩაიტანება, ხოლო მაღალვალენტოვანი (Si, Al, Fe) ძნელადხსნადი ნაერთების წარმოქმნის გამო ძირითადად ადგილზე რჩებიან. დაბალ და მაღალვალენტოვანი ელემენტების ამგვარი დიფერენციაცია გეოქიმიურად მეტად საყურადღებო მოვლენას წარმოადგენს და კარგად იხსნება გეოენერგეტიკული თვალსაზრისით (მაღალი ეკ-ების მქონე ელემენტები უფრო ადვილად გადადიან მყარ ფაზაში, ვიდრე დაბალეკიანიები).

კლიმატურ-გეოგრაფიული ფაქტორებისაგან დამოკიდებულებით, გამოფიტვის პროცესები გარკვეული სტადიურობით ხასიათდება. შეცვლის ესა თუ ის სტადია გარკვეულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებს პასუხობს, ამიტომ, მდგრადი პროდუქტის ცნება შეფარდებითია; რადგან ერთ გარემოში მდგრადი მინერალი, მეორეში არამდგრადია და იცვლება. სტადიურობის არსი მდგომარეობს შეცვლის სხვადასხვა ინტენსივობაში და თითოეული სტადიისათვის მინერალთა თავისებური ასოციაციის წარმოქმნაში.

ქიმიური გამოფიტვა დასაწყისში ტუტე გარემოში მიმდინარეობს; შემდეგში გარემო თანდათანობით მჟავდება, წარმოებს ნივთიერების გადაჯვუჭება და ფუძეების თითქმის მთლიანად გატანა, რის შედეგადაც ადგილზე რჩება მხოლოდ Fe და Al მარტივი ჰიდროქსიდები (ბოქსიტები, ნონტრონიტები)

სილიკატების ქიმიური გამოფიტვისას ტუტე და ტუტემიწა ელემენტების გამოტუტვის გამო პირველადი მინერალების კრისტალური მესერი იშლება და ახალი ტიპის ნაერთები (სტრუქტურები) წარმოიქმნება. მაგალითად, მინდვრის შპატებში Na და K-ის წყალბადით ჩანაცვლების შედეგად მათი კარკასული სტრუქტურა იშლება, შრეებრივი გადადის და თიხის მინერალები მიიღება. ამ სტადიაზე, მართალია, ჰიდრატაცია სრული არ არის, მაგრამ პირველადი სილიკატების შედგენილობა და სტრუქტურა იცვლება, თუმცა კი გამოფიტვის პროდუქტი ისევ სილიკატი (თიხა), რომლის სტრუქტურაში Si და Al კვლავ ურთიერთშეკავშირებულია; გამოფიტვის ამ სტადიას სიალიტური ეწოდება (Si Al). როდესაც გამოფიტვა უფრო შორს მიდის, რაც ჩვეუ-



ლებრივად ტროპიკული და სუბტროპიკული კლიმატის პირობებში ხორციელდება (სადაც სილიკატების დაშლა ბევრად უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს), სილიკატების სტრუქტურა (ე. წ. კაოლინის ბირთვი) საბოლოოდ იშლება და წარმოიქმნება მარტივი, ეგზოგენურ პირობებში მდგრადი ნაერთები (ქანგები, ჰიდროქსიდები და სხვ.), რომლებშიც Si და Al გათიშულია და თავ-თავის მინერალებს ქმნის ალუმინის ჰიდროქსიდების გაბატონებული რაოდენობით (ჰიდრარგილიტი, დიასპორი და სხვ.); ამ სტადიას ალიტური ეწოდება (Al). სხვაგვარად რომ ვთქვათ, სიალიტური გამოფიტვისას ქანების დაშლით მიღებული პროდუქტები ძირითადად ისევ სილიკატებია (თიხები), ხოლო ალიტური გამოფიტვისას თიხებიც იშლება და მარტივი თავისუფალი ქანგეულები წარმოიქმნება (ბოქსიტები). მთელი ეს პროცესი ხორციელდება არა ერთბაშად, არამედ შუალედი ნაერთების გავლის გზით გამოფიტვის საბოლოო პროდუქტების—მარტივი ქანგებისა და ჰიდროქსიდების წარმოქმნამდე.

რადგან სტადიურობას კლიმატური ფაქტორი საზღვრავს, ყოველ კლიმატურ პირობებში გამოფიტვის შესატყვისი სტადია არის წარმოდგენილი. მაგალითად, უდაბნოში გამოფიტვა მექანიკური დეზინტეგრაციის სტადიაზე რჩება, ხოლო ტროპიკებში სწრაფად აღწევს უკანასკნელ—ალიტურ სტადიას.

ელემენტების მიგრაცია. გამოფიტვის შედეგად მიღებული შუალედი (მუტაბილური) და საბოლოო პროდუქტები ზედაპირული წყლების მიერ გადაიტანება მექანიკური სიმღვრივეების\*, კოლოიდური და იონური ხსნარების სახით. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია გახსნისა და გადატანის ორი უკანასკნელი ფორმა. კოლოიდების სახით გადაიტანება უმთავრესად Si, Al, Fe, Mn და სხვ., რაც შედარებით გვიან სტადიებზე ხორციელდება, ხოლო იონური ხსნარების სახით, შედარებით ადრეულ სტადიებზე, გაიტანება ტუტე და ტუტემიწა და მთელი რიგი სხვა ელემენტი. აღნიშნულის გამო გამოფიტვის ქერქი ღარიბდება ელემენტების ერთი ჯგუფით და შეფარდებით მდიდრდება სხვა ელემენტებით.

ცნობილმა რუსმა ნიადაგმცოდნემ — ბ. პოლინოვმა დაადგინა გამოფიტვის პროცესში გამოტუტული ელემენტების წყალხსნარში გადასვლის სიჩქარე\*\* და მიგრაციის უნარი (ცხრილი 58).

\* სიმღვრივე — წყალში ატივარებული წმინდა დისპერსიული მექანიკური მასალა, წარმოშობილი უმთავრესად ქანების და მადნების უწმინდეს ნაწილაკებად დაქუცმაცების შედეგად.

\*\* შედეგში ა. პერელმანმა ეს მონაცემები დააზუსტა.

გამოტუტული ელემენტების მიგრაციის რიგები (ბ. პოლინოვის და ა. პერელმანის მიხედვით)

რიგითი №	მოდრაქუნარიანობის ხარისხი	ელემენტები	წყალსნარში მიგრაციის კოეფიციენტი
I	ენერგიულად გაიტანებიან	Cl, B, J, S	n 10
II	ადვილად გაიტანებიან	Ca, Na, Mg, K(?), F	n
III	მოდრავნი	SiO <sub>2</sub> , P, Mn, CO,	n · 10 <sup>-1</sup>
IV	ინერტულნი	Ni, Cu Fe, Al, Ti	n · 10 <sup>-2</sup>

თითოეულ რიგში ელემენტები განლაგებულია კლებადი მიგრაციული თვისების მიხედვით. ცხრილში ყურადღებას იქცევს ერთი მომენტი: ელემენტების მიგრაციული თვისებები ყოველთვის არ თანხვდება მათი ხსნადობის უნარს. მაგალითად, თუ მეორე რიგის ელემენტებს ხსნადობის უნარის მიხედვით დავალაგებთ, ასეთ თანმიმდევრობას მივიღებთ—K, Na, Ca, Mg (ადვილად ხსნადიდან უფრო ძნელად ხსნადისაკენ), მაგრამ სინამდვილეში მოძრაქუნარიანობის მიხედვით, როგორც ეს პოლინოვმა გვიჩვენა, პირველ ადგილზე Ca გვევლინება, შემდეგ Na, Mg და ბოლოს K, რომელიც ამ რიგში ყველაზე ხსნადია, მაგრამ, როგორც ვხედავთ, ეგზოგენურ პირობებში შედარებით ნაკლებად მოძრავი.

ამ შეუსატყვისობას ბ. პოლინოვი ხსნის ნიადაგების გავლენით, რომელიც ცვლის ელემენტების მიგრაციულ თვისებებს, რადგან ორგანული ნივთიერება და კოლოიდები დიდი რაოდენობით შთანთქავენ K და Mg-ს და ამით აფერხებენ მათ მოძრაქუნარიანობას.

გამოფიტვის ქერქში განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს მთავარი ელემენტების Al, Si, Fe, Mn, Ca, Mg, Na, K ქცევას; შევჩერდეთ მათ მოკლე დახასიათებაზე.

ალუმინი ყველაზე ნაკლები მოძრაქუნარიანობით ხასიათდება; მის წყაროს ალუმოსილიკატები წარმოადგენენ, რომელთა გამოფიტვის შედეგად სხვადასხვა მეორადი მინერალები წარმოიქმნება. სიალიტური გამოფიტვისას ალუმოსილიკატების ხარჯზე ჩნდება ალუმინის შემცველი თიხის მინერალები—კაოლინი, მონტმორილონიტი, ჰალუაზიტი, ხოლო ალიტური გამოფიტვისას ხდება Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ის სრული გამოთავისუფლება და ლატერიტების სახით მისი დაგროვება. სიალიტური გამოფიტვის დროს არის მკაფიანობის მიხედვით ალუმინის დაგროვება ხდება კაოლინის (pH=3,5—5,7), ან ჰალუაზიტის (pH=5,7—6,5),

ან მონტმორილონიტის სახით ( $pH=7,5-8,5$ ), ხოლო ალიტური გამოფიტვისას კი ალუმინის ჰიდროქსიდების სახით.

სილიციუმი ძნელად მოძრავ ელემენტებს ეკუთვნის. სილიკატების დაშლისას  $SiO_2$ -ის ნაწილი ტუტე გარემოში ხსნარში გადადის (ტუტე მეტალთა სილიკატების სახით). მით უფრო მეტი რაოდენობით. რაც უფრო მაღალია  $pH$  და დაბალია  $CO_2$ -ის შემცველობა, თუმცა  $SiO_2$ -ის ძირითადი ნაწილი ჰიდროზოლსა ქმნის. ასეთი გარემო იქმნება ძირითადად ტროპიკული ჰაეის პირობებში, როდესაც  $SiO_2$  მნიშვნელოვანი რაოდენობით გაიტანება. ყველა სხვა შემთხვევაში სილიკატების გამოტუტვის შედეგად განთავისუფლებული სილიციუმი ჰიდროზოლს იძლევა და ადგილზევე ილექება ძირითადად ოპალის, ქალცედონისა და კვარცის სახით, რომლებიც იწვევენ გამოფიტვის ქერქის სილიფიკაციას (გაკაეებას).

რკინა სუსტად მოძრავი ელემენტია; იგი ქანმაშენი და აქცესორული მინერალების შედგენილობაში შედის. მათი დაშლისას წარმოიშობა ორვალენტოვანი და ძირითადად სამვალენტოვანი რკინის ჟანგის ჰიდრატები, ჰიდროქსიდები (კოლოიდი) და ჟანგები. რკინის ქვეჟანგის ნაერთები ხსნარში რჩებიან, სანამ ხსნარის  $pH \leq 3$ , შემდეგ კი სწრაფად გამოილექებიან. რაც შეეხება რკინის ჟანგის ნაერთებს—ისინი ხსნარში რჩებიან  $5-7$   $pH$ -მდე. გამოფიტვის ქერქის სულ ზედა ზონის  $pH=5$ , ხოლო სიღრმეში იგი თანდათან მატულობს, ამიტომ გასაგებია, რომ როგორც ორ, ისე სამვალენტოვანი რკინის ნაერთები ზედაპირზევე გამოილექება ჟანგეულებისა და ჰიდროქსიდების სახით.

მანგანუმიც სუსტად მოძრავი ელემენტების რიგს ეკუთვნის. ზედაპირულ პროცესებში იგი სამ- და ოთხვალენტოვან ჰიდროქსიდებს და უმთავრესად ჰიდროზოლებს ქმნის. რკინის მსგავსად ისიც დაბალი  $pH$ -ის პირობებში ილექება. მანგანუმის ჟანგის ჰიდრატი წარმოადგენს კოლოიდს, რომელსაც მეტალების შთანთქმის ტენდენცია აქვს, რის გამოც გამოფიტვის ქერქის მარგანეცის მადნებში  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Zn$ ,  $Tl$  და სხვა ელემენტთა შესამჩნევ კონცენტრაციას აქვს ადგილი.

კალციუმი და მაგნიუმი ქანმაშენი მინერალების დაშლისას წარმოქმნიან შედარებით კარგად ხსნად (იონურ-მოლეკულური ხსნარები) ნაერთებს, რომლებიც ადვილად მიგრირებენ ზედაპირულ პირობებში. მათი ნაწილი სიღრმეში ჩაეონავს, სადაც  $pH$  მატულობს და შესაძლოა მეორადი კარბონატების სახით გამოილექოს (ჭერ  $Ca$ , შემდეგ  $Mg$ ).

კალიუმი და ნატრიუმი\* განსაკუთრებით დიდი რაოდენობით მინდვრის შპატიანი ქანების დაშლისას ჩნდება ზედაპირულ წყალში. ისინი მაშინვე ქმნიან ადვილადხსნად ნაერთებს, რომლებიც გაიტანებიან გამოფიტვის არიდან.

ამრიგად, განხილული ელემენტებიდან ქანების გამოფიტვისას ადვილზე რჩება Al, Fe, Mn და ნაწილობრივ Si ნაერთები. ადვილად და დიდი რაოდენობით გაიტანება ტუტეები, საკმაოდ ადვილად კი ტუტე მიწები.

როგორც ვხედავთ, გამოფიტვის შედეგად ხდება ნივთიერების გადანაწილება: ელემენტთა ერთი ნაწილი ადვილზე რჩება და იქ იძლევა მდგრად ნაერთებს, მეორე ნაწილი კი გაიტანება და სხვა ადვილზე და სხვა პირობებში გროვდება ეგზოგენური მინერალების სახით. ადვილზე დარჩენილი მინერალური ასოციაცია წარმოადგენს თავისებურ გეოლოგიურ ფორმაციას, რომელსაც გამოფიტვის ქერქი ეწოდება და, რომელიც მეტად საყურადღებო გეოლოგიურ ობიექტს წარმოადგენს როგორც თეორიული, ისე პრაქტიკული თვალსაზრისით.

### § 37. სულფიდური საბადოების ჰიპოგენეზისი

სულფიდურ საბადოთა (მადნების) შეცვლა ჰიპერგენული პროცესებით განსხვავდება სილიკატური ქანების შეცვლის პროცესებისაგან. ყველა მადანი, განსაკუთრებით კი სულფიდური, ზედაპირზე განიცდის ფიზიკურ და ქიმიურ გამოფიტვას, რომელიც ცვლის მადნის მინერალურ შედგენილობას, ქიმიზმს, ტექსტურებსა და სტრუქტურებს და ხშირად მადნეული სხეულის აგებულებასა და მორფოლოგიასაც.

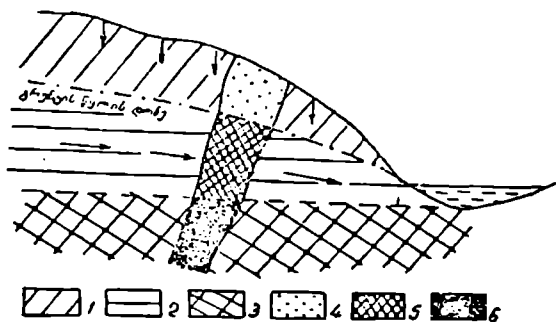
ვინაიდან, სულფიდები ჟანგბადით ღარიბ გოგირდწყალბადიან გარემოში ჩნდებიან, ჰიპერგენეზისის ზონაში—ჟანგბადით მდიდარ გარემოში, ისინი არამდგრადი ხდებიან და გადადიან ზედაპირულ პირობებში მდგრად ნაერთებში—სულფატებში, კარბონატებში, ჟანგებში, ჰიდროჟანგებში და სხვ. გამოფიტვის ძირითად აგენტებს: წყალს, ჟანგბადს, და ნახშირმჟავას ამ შემთხვევაში ემატებათ არანაკლებ აგრესიული შუალედური აგენტები, რომლებიც უკვე სულფიდების ჟანგვის დასაწყისში ჩნდება (სულფატები და სხვ.). სულფიდური მადნების ეგზოგენურ შეცვლაში განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ჟანგბადის ზემოქმედება—ჟანგვითი პროცესები, რომელთა შედეგად სულფიდური საბადოების ზედაპირულ გამოსავლებზე ვითარდება ე. წ. რკინის ქუდები, წარმოდგენილი ძირითადად რკინის ჟანგების და ჰიდროჟანგების (ლიმონიტების) მიწისებრი და ფოროვანი მასებით.

\*. იხ. ელემენტების მიგრაცია, გვ. 229.

სულფიდური საბადოების დაქანგვა ხორციელდება ძირითადად თავისუფალი ქანგბადის მოქმედებით, რომელიც ქანგვის ზონაში ჩაიტანება ზედაპირული წყლების მიერ. მასში თავისუფალი ქანგბადის გარდა ქარბად არის აგრეთვე აგრესიული  $CO_2$ -ც, რომლითაც წყალი მდიდრდება ნიადაგებში ჩაქონვის დროს. სულფიდებზე ქანგბადის მოქმედებისას ხდება მათი დაქანგვა, ჩნდება სულფატები, ხოლო შემდეგ შეიძლება სულფატები  $CO_2$ -ის ზემოქმედებით კარბონატებში გადავიდეს.

სულფიდურ საბადოებს ჰიპერგენეზისის ზონაში ვერტიკალური ზონალობა ახასიათებს. გამოყოფენ სამ მთავარ ზონას (ზევიდან ქვევით): 1. დაქანგვის ზონა; 2. მეორადი სულფიდური გამდიდრების ანუ ცემენტაციის ზონა; 3. პირველადი მადნების ზონა. აღნიშნული ზონების განვითარება და მათი ხასიათი ძირითადად გაპირობებულია მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციით.

მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციის სფეროში ი. ფინჩის მიხედვით, გამოიყოფა სამი ზონა (ნახ. 27).



ნახ. 27. მიწისქვეშა წყლების ცირკულაცია ფოროვან ქანებში და სულფიდურ საბადოში მიმდინარე პროცესების სქემა (ი. ფინჩის მიხედვით): 1. ჩაქონვის ზონა; 2. გაღინების ზონა; 3. შეგულების ზონა; 4. ქანგულა მადნები; 5. მეორადი სულფიდური მადნები; 6. პირველადი სულფიდური მადნები.

ჩაქონვის ზონა ვრცელდება მიწის ზედაპირიდან გრუნტის წყლის დონემდე; ამ ზონაში წყალი გამდიდრებულია ქანგბადით და ნახშირორჟანგით, რის გამოც იგი ქანგვის დიდ უნარს იჩენს. თავის დაღმავალი (გრავეიტაციული) მოძრაობის გზაზე (გრუნტის წყლის დონისაკენ) ის ქანგავს სულფიდურ მადანს და მდიდრდება სხვადასხვა

ადვილად ხსნადი მარილით, რომლებიც ჩააქვს გრუნტის წყალში. ჩაქონვის ზონა წარმოადგენს ქანგვის ზონას.

გადინების ზონა მდებარეობს ჩაქონვის ზონის ქვეშ, მისი ზედა საზღვარი თანხვედრა გრუნტის წყლის დონეს, ქვედა საზღვარი კი წარმოადგენს ჰორიზონტულ ზედაპირს, რომელიც, თავის მხრივ, თანხვედრა გრუნტის წყლის გადინების ჰორიზონტს. გადინების ზონაში წყალი მოძრაობს დაახლოებით ჰორიზონტულად და აქვს ნეიტრალური ან სუსტი ტუტე რეაქცია. ეს წყალი თითქმის არ შეიცავს ქანგბადს, რის გამოც ქანგვის პროცესების მაგივრად ამ ზონაში მიმდინარეობს სხვადასხვა გაცვლითი რეაქცია წყალში არსებულ მარილებსა და სულფიდურ მადნებს შორის, ე. წ. მეორადი სულფიდების წარმოქმნით. ამიტომ გადინების ზონას უწოდებენ ცემენტაციის ან მეორადი სულფიდებით გამდიდრების ზონას.

შეგუბების ზონა მდებარეობს გადინების ზონის ქვეშ; აქ წყალი იმყოფება შეგუბებულ მდგომარეობაში, არ შეიცავს თავისუფალ ქანგბადს და წონასწორობაშია პირველად სულფიდურ მინერალებთან, რის გამოც არ იწვევს მათ შეცვლას; ამიტომ შეგუბების ზონის ფარგლებში გავრცელებულია პირველადი სულფიდური მადნები.

განხილული ზონალობის სქემა გაიდვალებულია, ვინაიდან იგი გულისხმობს წყლების თანაბარ ჩაქონვა-ცირკულაციას ერთნაირ წყალგამტარ ქანებში. ბუნებაში ასეთი იდეალური პირობები არ არსებობს, რის გამოც ზონალობის სქემა ხშირად გართულებულია. ზონალობის სურათს ართულებს აგრეთვე მშრალი და ნოტიო პერიოდების ცვალებადობა და ამის შედეგად გრუნტის წყლის დონის აწევ-დაწევა, ქანების არაერთგვაროვანი ნაპრალიანობა და სხვ. აღნიშნულის გამო, სულფიდური მადნების ქანგვის ზონაში შესაძლებელია პირველადი სულფიდური მადნის რელიქტების არსებობა, ზონების ურთიერთგადახურვა და სხვ.

გარდა მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციისა, ქანგვის ზონის განვითარება და მისი ხასიათი გაპირობებულია აგრეთვე კლიმატური, მორფოლოგიური, ტექტონიკური, მინერალოგიური და სხვა ფაქტორებით. ქანგვის პროცესები განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობს თბილი, ნოტიო ჰაერის პირობებში; ქანგვის პროცესების მსვლელობას ხელს უწყობს აგრეთვე პენეპლენიზებული რელიეფი, მადნის პოლიმინერალური შედგენილობა და განსაკუთრებით კი მკვეთრად განსხვავებული ელექტრული პოტენცილების მქონე მინერალების არსებობა, მადნის ფორიანობა და სხვ.

ჩვენთვის საინტერესოა დაქანგვის ზონა, რომელსაც 4 ქვეზონად ყოფენ (ზევიდან ქვევით):

ა) ზედაპირული ფენა—რამდენიმე ათეული სმ სისქის უალრესად გამოფიტული და გამოტუტული ქერქია, საიდანაც გატანილია ყველაზე ძნელადმოძრავი ნაერთებიც კი, როგორც არის  $PbSO_4$  და  $PbCO_3$ .

ბ) გამოტუტვის ქვეზონა—დაქანგულია, მაგრამ გამოტუტვის გამო მეტალებით გაღარიბებულია;

გ) დაქანგული მადნების ქვეზონა;

დ) მეორადი გამდიდრების ზონის დაქანგული ნაწილი.

განვიხილოთ სულფიდური საბადოების გამოფიტვის მეტად მნიშვნელოვანი საკითხი—ზედაპირული პროცესების ქიმიზმი, რაც დეტალურად შესწავლილი აქვს ს. სმირნოვს. გამოფიტვის აგენტების (წყალი მასში გახსნილი გაზებით,  $H_2SO_4$ ,  $Fe_2(SO_4)_3$  და ნაწილობრივ  $CuSO_4$ ) ზემოქმედებით სულფიდები გადადიან სულფატებში, რომელთა ნაწილი ადგილზე რჩება, ხოლო ნაწილი კი ადვილადხსნადი სულფატების სახით გაიტანება. სულფატები მდგრადი არ არიან და საბოლოოდ იქანგებიან და უფრო სტაბილურ ფორმებში—ქანგებში, ჰიდროქანგებში და კარბონატებში გადადიან. ამის გარდა, დაქანგვის ზონაში შედარებით მცირე რაოდენობით წარმოიშობა აგრეთვე ფოსფატები, ვანადატები, არსენატები, ანტიმონატები, მოლიბდატები, ქრომატები, ვოლფრამატები, ურანატები, სილიკატები და ზოგი სხვ.

სულფიდური მადნების ქიმიური გამოფიტვა ხორციელდება თანდათანობით, რიგი საფეხურების გავლით, რამაც საფუძველი მისცა ს. სმირნოვს, მასში სამი სტადია გამოეყო:

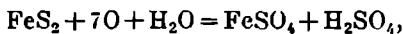
I საწყისი სტადია—იწყება პირველადი სულფიდების ქანგვა. მეორადი (ეგზოგენური) მინერალების რაოდენობა მცირეა და ძირითადად სულფატებითაა წარმოდგენილი; მცირე რაოდენობითაა აგრეთვე ქანგები და ჰიდროქანგები.

II შუალედი სტადია—პირველად მინერალებს კარბობს მეორადები, მაგრამ სულფიდები ჯერ კიდევ არსებობენ. სულფატებთან ერთად ბევრია ქანგები, ჰიდროქანგები. სილიკატები, კარბონატები, ფოსფატები, არსენატები და სხვ. მინერალთა ქანგვის პროცესში, გარდა ქანგბადისა, მონაწილეობს:  $H_2SO_4$ ,  $Fe_2(SO_4)_3$ ,  $CuSO_4$  და სხვ.

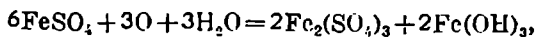
III საბოლოო სტადია—სულფიდები აღარ არსებობს, სულფატებიც ცოტაა,  $SO_4$  ანიონის როლი ხსნარებში შემცირებულია და მთავარი როლი ეკუთვნის  $CO_2$ ,  $SiO_2$ -ს და ზოგ სხვას. აღნიშნულის გამო ამ სტადიაზე ვითარდებიან კარბონატები, სილიკატები და სხვა ეგზოგენურ პირაზებში მდგრადი მინერალები.

მოკლედ განვიხილოთ ზოგიერთი მთავარი სულფიდის ქანგვისა და ჰიდროლიზის პროცესი ქანგვის ზონის ფარგლებში. განსაკუთრებით

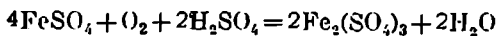
კარგად სულფიდურ მადანთა შეცვლა ჟანგვის ზონაში პირიტის მაგალითზე ჩანს:



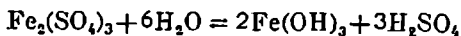
რადგან ორვალენტოვანი რკინის სულფატი არამდგრადია, იგი სწრაფად იცვლება სამვალენტოვანით:



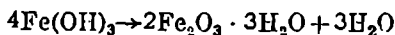
ან



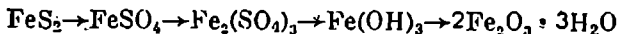
რკინის ჟანგის სულფატი ნეიტრალურ და სუსტად მჟავე არეში არამდგრადია, ჰიდროლიზს განიცდის და საბოლოოდ რკინის ჰიდროჟანგში გადადის:



რკინის ჰიდროჟანგი ილექება გელის სახით, რომლის დეჰიდრატაციის და სტრუქტურისაბაციის შედეგად მიიღება ლიმონიტი:

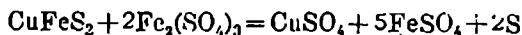
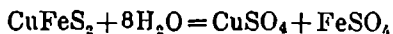


ამრიგად, რკინის დისულფიდის ჟანგვის ზონის ფარგლებში შეცვლის სქემა ასეთია:



როგორც ვხედავთ, პირიტის ჟანგვის გარკვეულ სტადიაზე წარმოიქმნება  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  და  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , რომლებიც აპირობებენ ხსნარების მჟავიანობას და მათ აგრესიულობას.

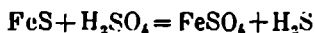
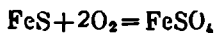
შევჩერდეთ კიდევ რამდენიმე გავრცელებული სულფიდის დაჟანგვის მაგალითებზე; ქალკოპირიტის შეცვლის პროცესი ასე გამოიყურება:



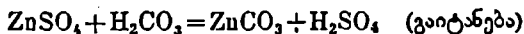
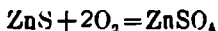
სპილენძის სულფატი ადვილად ხსნადი ნაერთია და მიგრაციის დიდი უნარი აქვს. წყალხსნარებს ის ჩააქვს ცემენტაციის ზონაში და ამ ზონას სპილენძით ამდიდრებს. თუ ეს ხსნარები მიგრაციის გზებზე კარბონატულ ქანებს გაივლიან, მაშინ სპილენძის მეორადი სულფიდების ნაცვლად ჰიდროკარბონატები—მალაქიტი და აზურიტი გამოიყოფა. რაც შეეხება  $\text{FeSO}_4$ -ს, ის როგორც ვნახეთ უძრავ ნაერთში—რკინის ჰიდროჟანგში გადადის და ძირითადად ადგილზევე რჩება.



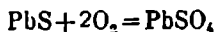
პიროტიანი ძალიან ადვილად და სწრაფად იეანება, განსაკუთრებით პირიტის ხარჯზე წარმოშობილი გოგირდმქეფას მონაწილეობით:



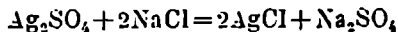
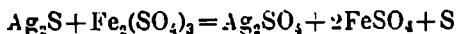
სფალერიტიც ადვილად იეანება და იძლევა მოძრავუნარიან თუთიის სულფატს, რომელიც შორს გაიტანება, მაგრამ თუ ის კარბონატულ გარემოში მოხვდა, გაცვლითი რეაქციების შედეგად სმიტსონიტს იძლევა:



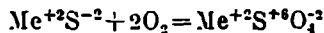
გალენიტი ძნელად იეანება და წარმოქმნის წყალში ცუდად ხსნად ანლგეზიტს და ცერუსიტს, რის გამოც ხდება ამ მინერალთა დაგროვება ჟანგვის ზონის ფარგლებში და ზოგჯერ მათი სამრეწველო კონცენტრაციების გაჩენა:



არგენტიტის დაშლით მიღებული ვერცხლის სულფატი არამდგრადია და სწრაფად აღსდგება ხალას ვერცხლამდე, ხოლო მშრალი და ცხელი ჰაერის პირობებში წარმოიქმნება კერარგირიტი:



როგორც სულფიდების ჟანგვის განხილული მაგალითებიდან ჩანს, მათი შეცვლის ზოგადი სქემა გამოიხატება შემდეგნაირად (სულფიდის გადასვლა სულფატში):



ჟანგბადის ოთხი ატომი სულფიდის ორვალენტოვან გოგირდს ართმევს 8 ელექტრონს და ორვალენტოვანი უარყოფითი ანიონიდან გადაკეცავს იგი ექვსვალენტოვან დადებით კათიონში, რომელიც ქმნის  $[\text{SO}_4]^{2-}$  კომპლექსიონს.

ჟანგვის ზონის დამახასიათებელ ქიმიურ პროცესებს კარგად ასახავს მალაროს წყლების ქიმიზმი, რაც ილუსტრირებულია ხოჯის ცხრილში (ცხრ. 59).

მალაროს წყლების ქიმიზმი (ზოჯის მიხედვით)

გარემოს pH	რეაქციის ხასიათი	ნივთიერების საშუალო შემცველობა %-ში							
		Fe	Zn	Cu	Na	K	Ca	SiO <sub>2</sub>	საშუალო მინერალიზაცია გ/ლ
<7	მჟავე	6	5,6	3,6	1,0	0,7	8,9	2,6	2,96
7	ნეიტრალური	1,3	0,5	0,1	5,7	3,6	15,7	6,3	0,82
>7	ბუბე	0,2	0,1	0,0	11,2	6,1	12,6	8,6	0,66

ცხრილიდან ჩანს, რომ განსაკუთრებით მაღალი მინერალიზაცია მჟავე წყლებს ახასიათებს, დაბალი კი—ტუტეს. ამავე დროს, მადნეული ელემენტების მაქსიმალურ რაოდენობას მჟავე წყლები შეიცავენ, ხოლო არამადნეული ელემენტებისას (Na, K, Ca, SiO<sub>2</sub>) კი ტუტე წყლები.

თუ თვალს გადავავლებთ სხვადასხვა სულფიდის ჟანგვის პროდუქტების ხსნადობას, მიგრაციის უნარს და მათ ქცევას გარემოს pH-თან დაკავშირებით, შეიძლება რიგი საინტერესო გეოქიმიური დასკვნების გაკეთება:

პირველ რიგში ყურადღებას იპყრობს Zn და Pb განსაკუთრებული ქცევა ჟანგვის ზონის ფარგლებში. კერძოდ, მათი სულფატების ხსნადობა და მიგრაციის უნარი დიამეტრულად განსხვავებულია. მაშინ, როდესაც ენდოგენურ (პიდროთერმულ) პირობებში Zn და Pb ხასიათდებიან მსგავსი გეოქიმიური თვისებებით, რაც მათი სულფიდების—სფალერიტის და გალენიტის მჭიდრო პარაგენეზისს აპირობებს. ჟანგვის ზონაში Pb ადვილზე რჩება. ძნელადხსნადი ანგლეზიტის და ცერუსიტის სახით, Zn კი ადვილად გაიტანება მოძრავუნარიანი სულფატის სახით და მხოლოდ კარბონატული გარემოს პირობებში შეიძლება მოხდეს მისი ფიქსაცია სმიტსონიტის სახით. Zn და Pb ურთიერთდაცილება სულფიდური საბადოების პიპერგენეზისის დროს, ამ პროცესის ერთ-ერთი დამახასიათებელი გეოქიმიური თავისებურებაა.

ასევე საყურადღებოა Fe და Cu ბედი ქალკოპირიტის დაჟანგვისას. ორივე ეს მეტალი ჟანგვის ზონაში ხსნად სულფატებს იძლევა. მაგრამ უქანასკნელთა სხვადასხვაგვარი მოძრავუნარიანობის გამო ისინი სწრაფად სცილდებიან ერთმანეთს. FeSO<sub>4</sub> უკვე აღნიშნული გარდაქმნების გზით ლიმონიტში გადადის და ადვილზევე რჩება, ხოლო CuSO<sub>4</sub> კი კარგი მოძრავუნარიანობით ხასიათდება და ჟანგვის ზონას სცილ-

დება. შესაფერ პირობებში იგი იძლევა სპილენძის მეორად სულფიდებს (ცემენტაციის ზონაში) ან ჰიდროკარბონატებს (კარბონატულ გარემოში).

უნგვის ზონაში მეტალების გამოლეკვა ხსნარებიდან (ძირითადად სულფატურიდან) ხორციელდება სხვადასხვა გზით, მრავალი ფაქტორის ზემოქმედებით. ეს ფაქტორები შემდეგია:

1. ხსნარების ურთიერთმოქმედება მყარ ფაზებთან (ქანები და მადნები)—ჰიპერგენეზისის ზონის უმთავრესი პროცესია, ვინაიდან ამ ზონაში მინერალების გამოყოფა გაპირობებულია pH აწევით (მეავე გარემოს შეცვლა ნეიტრალურით და ტუტეათ), რაც ქანებსა და მადნებთან ხსნარების ურთიერთქმედების შედეგია. ს. სპირნოვმა მეავიანობის დაწვევის უნარის მიხედვით ქანების და მადნების მინერალები საპაღ დაჯგუფა:

ა. აქტიურები—კარბონატები, ორთოსილიკატები, პიროტინი;

ბ. ნაბეგრად აქტიურები—ფელდშპატები, პიროქსენები, ამფიბოლები, სილიკატების უმრავლესობა.

გ. ინერტულები—კვარცი, მუსკოვიტი, ფლუორიტი, ბარიტი, ნაწილობრივ პირიტი, მარკაზიტი, არსენოპირიტი, ქალკოპირიტი.

2. სხვადასხვა ხსნარების ურთიერთქმედება. მძიმე მეტალების სულფატური ხსნარები კარბონატულ, ბიკარბონატულ, ფოსფატურ, არსენატულ და სხვა ხსნარებთან რეაქციით იძლევიან ძნელადხსნად ნაერთებს.

3. ხსნარებისა და გაზების ურთიერთქმედება. მაგალითად, გოგირდწყალბადს შესაფერ გარემოში შეეძლოა სულფატები სულფიდებად აღადგინოს.

4. ხსნარების აორთქლება ზოგჯერ იძლევა ისეთ კონცენტრაციებს, რომ მყარი სულფატებიც ჩნდება; მაგალითად; მელანტერატის, ქალკანტიტის და ზოგი სხვა მინერალის წარმოქმნა.

5. ჰიდროლიზი. ჰიდროლიზით დალეკვა განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია სუსტი ფუძეებისათვის ( $Fe^{+3}$ , Al,  $Sb^{+3}$  და სხვ.). მათი სულფატები ნეიტრალურ და სუსტად მეავე ხსნარებში ჰიდროლიზს განიცდიან და მდგრად ნაერთებს იძლევიან. ყველაზე გავრცელებულია ამ მხრივ რკინის უნგვის სულფატის ( $Fe_2(SO_4)_3$ ) ჰიდროლიზი და რკინის ჰიდროქსიდის  $Fe(OH)_3$  გაჩენა.

6. აღსაორბცია. უნგვის ზონა მეტად მდიდარია სხვადასხვა გელეებით, რომელთა უმრავლესობას (თიხები, ჰუმუსები,  $SiO_2$  და სხვ.) უარყოფითი მუხტი აქვს, რის გამოც ადვილად შთანთქავენ კათიონებს.

დასასრულს, საჭიროა კიდევ ერთხელ აღინიშნოს, რომ ჰიპერგენე-

ზისის პროცესში ხდება სულფიდური მადნების ელემენტების ენდოგენური განაწილების მკვეთრი შეცვლა, მათი მეორადი გადანაწილება და ტენდენცია დიფერენციაციისაკენ.

### § 38. დანალექი ქანების გამოქვივის ზოგადი საკითხები

ლითოგენეზისის გეოლოგიური და ფიზიკურ-ქიმიური პროცესების შესახებ დადგალი ლიტერატურა არსებობს. გაცილებით ნაკლებია მასალა ლითოგენეზისის გეოქიმიის შესახებ, თუმცა მთელ რიგ მეცნიერთა შრომებში (ა. ფერსმანი, ა. არხანგელსკი, ნ. კურნაკოვი, ბ. პოლინოვი, ბ. კაზაკოვი, ი. გინზბურგი, ლ. პუსტოვალოვი, ნ. სტრახოვი და სხვ.), დანალექი ქანების გეოქიმიის მრავალი საკითხი ღრმად არის გაშუქებული. ლითოგენეზისის პროცესის გეოქიმიის ცოდნას არა მარტო მეცნიერული, არამედ დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს დანალექი ქანების და საბადოების გენეზისის გარკვევისათვის და ბევრ შემთხვევაში დანალექი საბადოების ძებნა-ძიებისათვისაც.

დანალექი ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა. როგორც უკვე აღნიშნული იყო, დანალექი ქანები მიწის ქერქის მხოლოდ 5% შეადგენენ. ისინი ძირითადად წარმოდგენილი არიან ფიქლებით, ქვიშაქვებით და კირქვებით. კლარკს მიაჩნდა, რომ დანალექი ქანების საშუალო შედგენილობა (კარბონატული ქანების გამოკლებით) უნდა პასუხობდეს მაგმური ქანების საშუალო შედგენილობას და გამოითვალა დასახელებული სამი ძირითადი ტიპის ქანის ურთიერთფარდობა, რომელიც მის მიხედვით ასეთი შეფარდებით გამოიხატება: 16:3:1. უფრო გვიან პეტრიჯონმა გეოლოგიურ დაკვირვებებზე დაყრდნობით იგივე დამოკიდებულება გამოხატა შეფარდებით: 2,9:1:1.

1952 წელს სუიკოვსკიმ პეტრიჯონის მასალებზე დაყრდნობით დაწილობრივ კლარკის მასალების გამოყენებით გამოთვალა დანალექი ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა, სადაც, გარდა ზემოჩამოთვლილი ქანებისა გათვალისწინებულია ევაპორიტები\* და რკინიან-ფოსფორიტინი ქანებიც (ცხრილი 60).

ამავე ავტორმა მოახდინა დანალექი და მაგმური ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობის შედარება, რომელიც მოყვანილია 61-ე ცხრილში. აქ გათვალისწინებულია არა მთელი დედამიწის დანალექი საფარის შედგენილობა, არამედ მხოლოდ კონტინენტებისა, თანამედროვე ოკეანური ნალექების გარეშე.

\* ადეილანსნადი სულფატური და ჰალოიდური მარილები.

დანაღეპი ქანების საშუალო ქიმიური შედგენილობა (ს. სუიკოვსკის მიხედვით)

კომპონენტები	დან. ქანების საშუალო ქიმ. შედგენილ. %	ფიქლები %	ქვაშაქევი %	კირქევი %
SiO <sub>2</sub>	52,65	58,10	78,37	5,19
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,65	0,25	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,64	15,40	4,77	0,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,86	4,02	1,07	0,54
FeO	1,54	2,45	0,30	—
NiO	0,002	—	—	—
MnO	0,056	—	—	0,05
MgO	1,56	2,44	1,16	7,89
CaO	13,93	3,11	5,50	42,57
BaO	0,05	—	—	—
SrO	0,03	—	—	—
K <sub>2</sub> O	2,55	3,24	1,31	0,33
Na <sub>2</sub> O	1,56	1,30	0,45	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,08	0,04
S	0,40	—	—	0,09
C	0,54	0,80	—	—
CO <sub>2</sub>	11,44	2,63	5,03	41,54
Cl	0,38	—	—	0,02
H <sub>2</sub> O	—	5,00	1,63	0,07
სხვა ელემენტები	0,062	—	—	—
ჯამი	100,00	100,00	100,00	100,00

მაგური და დანალექი ქანების ხაზულ კიბურ შედგენილობათა შორის სხვაობა  
(ს. სუიკოვსკის მიხედვით)

კომპონენტები	მაგური ქანი %	დანალექი ქანი %	სხვაობა %	კომპონენტები	მაგური ქანი %	დანალექი ქანი %	სხვაობა %
SiO <sub>2</sub>	59,80	59,16	-0,34	CaO	5,14	15,60	+10,46
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,60	-0,46	BaO	0,06	0,06	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	10,90	-4,60	SrO	0,022	0,03	+0,008
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,053	0,04	-0,013	K <sub>2</sub> O	3,16	3,07	-0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	3,10	-0,01	Na <sub>2</sub> O	3,88	2,27	-1,61
FeO	3,54	1,74	-2,10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,20	-0,10
NiO	0,025	0,002	-0,023	Cl	0,04	0,15	+0,41
MnO	0,28	0,06	-0,22	სხვა ელემენტები	0,21	0,35	+0,14
MgO	3,52	1,96	-1,55	ჯამი	100,00	100,00	—

შენიშვნა: გამოთვლების დროს გამოიყენებოდა იუ S, C და CO<sub>2</sub>

როგორც ცხრილიდან ჩანს, დანალექ ქანებში თითქმის ყველა ძირითადი კომპონენტის დანაკარგი არის, გარდა კალციუმისა. რომელიც მაგურ ქანებთან შედარებით 10,5 %-ით მეტია. უარყოფითი სხვაობებიდან საყურადღებოა აგრეთვე Al და Fe<sup>+2</sup> მნიშვნელოვანი შემცირება დანალექ ქანებში.

როგორც აღვნიშნეთ, განხილულ ცხრილებში არ არის შესული თანამედროვე ოკეანურ ნალექთა კიბური შედგენილობა. რომელიც თავისთავად ინტერესს მოკლებული არაა და ამიტომ საჭიროა ორიოდ სიტყვით მასზედაც შევიჩრდეთ. ოკეანური ნალექები უდიდესი გავრცელებით სარგებლობენ დაწყებული შელფის ზონიდან ოკეანურ ღრმობებამდე. მათში არჩევენ ცისფერ, მწვანე და წითელ შლამს და თიხებს, რომლებიც ძირითადად არაორგანული წარმოშობისაა და გლობიგერინებთან, კტეროპოდებთან, კოკოლატებთან, რადიოლარიებთან და დიატომეებთან შლამებს, რომლებიც ძირითადად ბიოგენური გენეზისისაა. შლამების ფერს აპირობებს ესა თუ ის მინარევი. მაგალითად, ცისფერი გამოწვეულია ორგანული ნივთიერების და რკინის სულფიდის წმინდა დისპერსიული მინარევით; მწვანე ფერი—გლაუკონიტის არსებობით; წითელი ფერი—სამვალენტიანი რკინით და სხვ. (ცხრ. 62).

თანამედროვე ოკეანური ნალექების საშუალო ქიმიური შედგენილობა  
(კლარკის, სტივერის, შიურეის, რენარის და ხხვათა მიხედვით)

კომპონენტები	კისფერი და მწვანე შლამი	წითელი თისა	გლობიფერენებისათვის შლამი	რადიოლარიების შლამი	ლიატომებიანი შლამი
SiO <sub>2</sub>	57,05	56,70	51,76	52,86	69,72
TiO <sub>2</sub>	1,27	0,91	0,65	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,22	17,35	15,52	22,28	0,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,07	8,93	9,03	7,50	0,39
FeO	2,30	0,81	—	—	—
MnO	0,12	1,21	0,59	—	—
MgO	2,17	3,62	4,53	3,34	1,13 - MgCO <sub>3</sub>
CaO	2,04	2,91	4,76	1,85	19,29 - CaCO <sub>3</sub>
Na <sub>2</sub> O	1,05	5,34	7,50	1,65	—
K <sub>2</sub> O	2,25	2,78	2,13	0,39	—
H <sub>2</sub> O	7,17	7,04	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,48	0,54	—	0,41 - Ca <sub>3</sub> P <sub>4</sub> O <sub>8</sub>

ასეთი არის მოკლედ ის ძირითადი მომენტები, რომლებიც სელიმენტაციის გარემოს ქიმიზმის თავისებურებებს ეხება. ახლა ვადავიდეთ ეგზოგენურ პირობებში ნივთიერების ქიმიური ლიფერენციაციის განხილვაზე, რომელიც კარგად არის შეაწავალია ჩვენში მრავალი მკვლევარის და განსაკუთრებით ლ. პუსტოვალოვსა და ნ. სტრახოვის მიერ.

ნივთიერების ქიმიური ლიფერენციაცია ზედაპირულ პირობებში

გამოფიტვით მიღებული მასალის დიდი ნაწილი გადაიტანება ზედაპირული წყლების მიერ მექანიკურ, ქიმიურად გახსნილ და კოლოიდურ მდგომარეობაში. კლასტურა მასალის (დაწებული ლოდებიდან დამთავრებული პელიტური ნაწილაკებით) გამოლეკვა მიმდინარეობს მექანიკური ლიფერენციაციის კანონების თანახმად (გრანულომეტრიული და გრავიტაციული პრინციპის მიხედვით). რაც შეეხება იონურ ხსნად მდგომარეობაში მყოფ ნივთიერებას, მისი გამოლეკვა ემორჩილება ქიმიური ლიფერენციაციის კანონებს და მიმდინარეობს მდინარეებში, ზღვებსა და ტბებში. ქიმიური ლიფერენციაციის თეორია ყველაზე სრულყოფილად დამუშავა ლ. პუსტოვალოვმა, რომელმაც მისი განზოგადებული სქემა ჩამოაყალიბა:

ლ. პუსტოვალოვის მიხედვით ნივთიერების ქიმიურ დიფერენციაციას წყლის აუზებში ორი ძირითადი ფაქტორი განაპირობებს: ზედაპირული წყლების წყალბად-იონთა კონცენტრაცია (pH) და ნალექთდაგროვების ზონის უანგვითი პოტენციალი (Eh).

ზედაპირულ წყლებს სხვადასხვა pH ახასიათებს, რომელიც მარილიანობასთან ერთად იზრდება. მოყვანილ ცხრილში (ცხრ. 63) ჩანს მისი განაწილება სხვადასხვა ტიპის წყალში.

ც ხ რ ი ლ ი 63

ზედაპირული წყლების pH-ის მნიშვნელობა

წყლის ტიპები	pH
კარსტული ტბის წყალი	4,5
ტორფნარის წყალი	4—4,5
წვიმის წყალი	5,9
მდინარის წყალი	6,5—7
ზღვის წყალი	8,1—8,4
მლაშე ტბის წყალი	10,0

ექსპერიმენტულად დადგენილია აგრეთვე მეტალთა ჰიდროქსიდების ზედაპირული წყლებიდან გამოლექვის რიგი ხსნარის pH-ის სიდიდის მიხედვით, რომელიც 64-ე ცხრილშია მოცემული.

ცხრილიდან კარგად ჩანს, რომ pH-ის მნიშვნელობა მატულობს გამოფიტვის არიდან ზღვიური აუზისაკენ. ამის გამო, ზედაპირული წყლებიდან pH-ის გარკვეული მნი-

შენელობის დროს ხდება ამა თუ იმ ნივთიერების თანმიმდევრობითი გამოლექვა, როგორც ეს პუსტოვალოვის სქემაზეა მოცემული (ნახ. 28).

როგორც აღნიშნული იყო, წყალბად-იონთა კონცენტრაციასთან ერთად სხვადასხვა ნაერთის კანონზომიერი გამოლექვისთვის დიდი მნიშვნელობა აქვს უანგვით პოტენციალს (Eh), რომელიც აქტიური უანგბადის რაოდენობით ისაზღვრება და რომელიც, როგორც ეს პუსტოვალოვის სქემაზე არის ასახული, pH-ის საწინააღმდეგო მიმართულებით (ზღვიდან ხმელეთისაკენ) იზრდება. მისი მნიშვნელობის საილუსტრაციოდ შეიძლება ორიოდე მაგალითზე შევჩერდეთ.

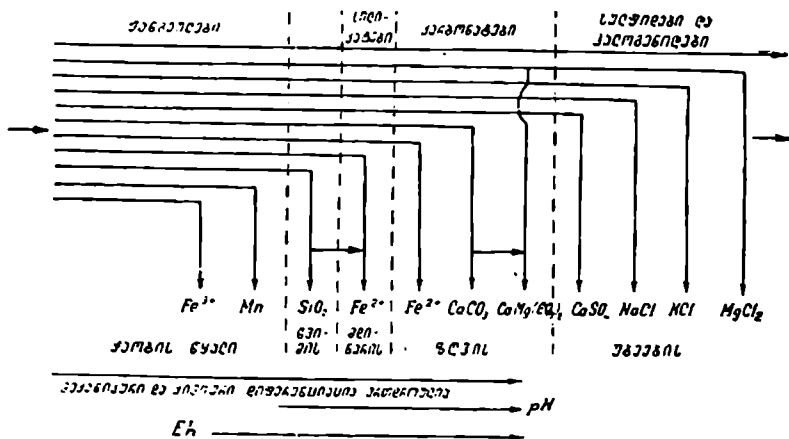
ც ხ რ ი ლ ი 64

სხვადასხვა ჰიდროქსიდების გამოლექვის რიგი pH-ის მნიშვნელობის მიხედვით.

ჰიდროქსიდები	pH
$Fe(OH)_3$	2,0
$Al(OH)_3$	4,1
$Cu(OH)_2$	5,3
$Fe(OH)_2$	5,5
$Pb(OH)_2$	6,0
$Ni(OH)_2$	6,7
$Mn(OH)_2$	8,5—8,8
$Mg(OH)_2$	10,5



$\text{Fe}(\text{OH})_2$ -ის გამოლექვისათვის საჭირო  $\text{pH} = 5.5$ -ია, ამიტომ ეს ნაერთი უნდა დაილექოს მხოლოდ მდინარეების სუსტად მჟავა წყალში, მანამდე კი ის ხსნარში უნდა რჩებოდეს. მაგრამ,  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ -ის გამოსალექად, გარდა გარკვეული  $\text{pH}$ -ისა, აუცილებელია მეორე პირობაც—გარემო არ უნდა იყოს ენგბადით მდიდარი, წინააღმდეგ შემთხვევაში (მაღალი ენგბითი პოტენციალის დროს) რკინის ქვეყანგი სწრაფად განიცდის დაქანგვას და გადადის სამვალენტოვან ფორმაში, რომელიც მყისვე გამოილექება (მისი გამოლექვისათვის საჭირო  $\text{pH} = 2$ ). მანგანუმის შემთხვევაში შემდეგნაირი სურათია: ორვალენტოვან ფორმას საკმაოდ დიდი მიგრაციის უნარი აქვს და ტუტე გარემოში ილექება. მაგრამ აქაც მანგანუმის გადატანა ენგბადით ღარიბ არეში უნდა ხდებოდეს. საკმარისია  $\text{Mn}(\text{OH})_2$  მაღალი ენგვის პოტენციალის გარემოში მოხედეს, ის სწრაფად დაიქანგება და  $\text{Mn}^{+1}$  ნაერთების სახით დაილექება უკვე უფრო დაბალი  $\text{pH}$ -ის პირობებში.



ნახ. 28. ნივთიერების დალექვის ქიმიური დიფერენციაციის სქემა (ლ. ე. პუსტოვალოვის მიხედვით).

პუსტოვალოვის სქემიდან კარგად ჩანს, რომ დაბალი  $\text{pH}$ -ის და მაღალი  $\text{Eh}$ -ის მქონე ხსნარიდან ყველაზე ადრე ილექება მაღალვალენტოვანი და ძნელადმოძრავი ელემენტები:  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Mn}^{+1}$ ,  $\text{Si}^{+4}$ , რომლებიც, როგორც უკვე გვქონდა აღნიშნული, ნაწილობრივ გამოფიტვის ადგილზევე რჩებიან, ნაწილი კი შესაბამისი პირობების შემთხვევაში გადაიტანება და ზღვის სანაპირო ზოლში ილექება ენგულთა კოლოიდების სახით. მაგრამ  $\text{Si}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$  მთლიანად როდი ილექე-

ბა კოლოიდების სახით სანაპირო ზოლის ფარგლებში; მათი ნაწილი (დაბალვალენტოვანი ფორმები) იონურ ხსნად მდგომარეობაში მოძრაობს აუზის ღრმა ნაწილისაკენ და უფრო გვიან და მეტ სიღრმეში სხვა ტაპის მინერალებს იძლევა: სილიკატებს (შამოზიტი, ტიურინგიტი და გლაუკონიტი), კარბონატებს (სიდერიტი, როდოქროზიტი), გოგირდწყალბადიან გარემოში სულფიდებსაც კი (პირიტი, მარკაზიტი). ამ მომენტიდან მექანიკური დიფერენციაცია აუზში აღარ მიმდინარეობს, იწყება ხსნარის კონცენტრაციის გაზრდა, რასაც მოჰყვება ქიმიურ ნალექთწარმოქმნა. ჯერ ილექება Ca და Mg კარბონატები, შემდეგ სულფატები და ბოლოს Na, Ca, Mg ჰალოგენიდები. ამრიგად, მსუბუქი მეტალები, რომლებიც კარგი ხსნადობით და დიდი მოძრავუნარიანობით ხასიათდებიან, ხსნარში ყველაზე დიდხანს რჩებიან.

პუსტოვალოვის სქემა წყლის აუზებში ნივთიერების ქიმიური დიფერენციაციის მიმართულებას და ფიზიკურ-ქიმიურ მხარეს ასახავს. მაგრამ, როგორც გამოიჩვენა, ბუნებაში მიმდინარე ნალექთდაგროვების რთული და მრავალფეროვანი პროცესების ასახსნელად ის არ კმარა. უფრო სწორად. მასში გეოლოგიური მოვლენების თავისებურებები არ არის გათვალისწინებული და ამიტომაც მისი გამოყენება შეზღუდულია. პუსტოვალოვის სქემის არსებითი კრიტიკა (რომელზედაც არ შეეჩერდებით) მოცემულია ნ. მ. სტრახოვის შრომებში. სტრახოვმა თავისი ლითოგენეზისის თეორია ჩამოაყალიბა, რომელიც ბუნებრივი ფიზიკურ-ქიმიური და გეოლოგიური პროცესების განზოგადებას წარმოადგენს. ქვემოთ მოკლედ შეეჩერდებით მის ძირითად არსზე და გეოქიმიური საკითხების გაცნობაზე.

### დანალექი ქანების წარმოშობის პირობები

დანალექი ქანები, როგორც ვიცით ეგზოგენური წარმონაქმნებია, რომელთა წარმოშობა ხდება მაგმური და მეტამორფული ქანების გამოფიტვის (მექანიკური და ქიმიური) შედეგად. გამოფიტვის პროდუქტების ზედაპირული წყლების მიერ გადატანისა და ამ მასალის ზღვებში, ოკეანეებსა და ტბებში მოხვედრისა და სხვადასხვა გზით გამოლექვის შედეგად, ხდება მექანიკური, ქიმიური და ბიოქიმიური დანალექი ქანების წარმოქმნა. დანალექი ქანის ჩამოყალიბების რთულ პროცესში ნ. სტრახოვი სამ ეტაპს არჩევს: სელიმენტოგენეზს, ლიაგენეზს და კატაგენეზს.

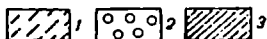
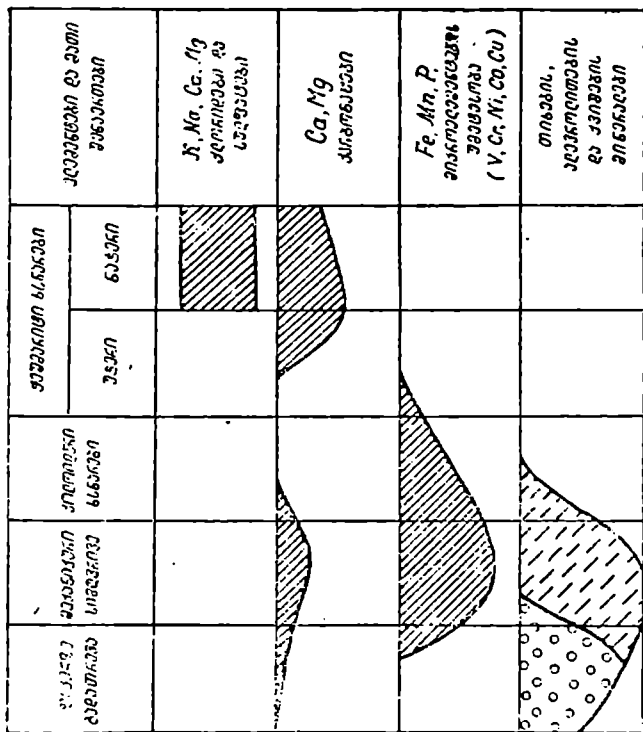
სელიმენტოგენეზის ეტაპი სამ სტადიად იყოფა: ა) გამოფიტვის ქერქში ნივთიერების მობილიზაცია; ბ) მასალის გადატანა და გ) სელიმენტაცია.

ა) ნივთიერების მობილიზაცია გამოფიტვის ქერქში ხორციელდება ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვის ერთობლივი მოქმედე-

ბით, გარკვეული კლიმატური და ტექტონიკური რეჟიმის პირობებში (რომელიმე მათგანის გაბატონებით). ვინაიდან, გამოფიტვის პროცესებს ზოგადად უკვე გავეცანით, შეიძლება პირდაპირ გადავიდეთ სელიმენტოგენეზის შემდეგი სტადიის—მასალის მიგრაციის განხილვაზე.

ბ) ნივთიერების გადატანა ძირითადად ხორციელდება მდინარეების მიერ იონური, კოლოიდური და მექანიკურად ატივარებული მასალის სახით; გარკვეულ როლს ასრულებს აგრეთვე მასალის ფსკერზე გადათრევაც.

მცირე გამონაკლისის გარდა, ნაერთების უმრავლესობისათვის მიგრაციის 2 ან 3 ფორმაა დამახასიათებელი. ეს კარგად არის ილუსტრირებული მოტანილ დიაგრამაზე, სადაც მოძრაუნარიანობისა და მიგ-



ნახ. 29. მასალის გადატანის ფორმები მდინარეებში (ნ. სტრახოვის მიხედვით) 1—თიხის მინერალები; 2—ქიშხის მინერალები და ქანის ნატეხები; 3—დანარჩენი კომპონენტები.

რაციის ქიმიურ-მექანიკური ფორმების მიხედვით ოთხი ჯგუფია გამოყოფილი (ნახ. 29).

პირველ ჯგუფს შეადგენს ადვილადხსნადი მარილები:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{CaCl}_2$ , რომლებიც მხოლოდ იონური ხსნარების სახით გადაიტანებიან, მაგრამ მდინარეების წყლის მარილურ შედგენილობაში მათ მეორეხარისხოვანი მნიშვნელობა აქვთ.

მეორე ჯგუფში შედის  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  და აგრეთვე  $\text{SiO}_2$ . ყველა ისინი უმთავრესად იონური ხსნარების სახით გადაიტანებიან, მაგრამ მათი ნაწილი და პირველ რიგში  $\text{SiO}_2$  კოლოიდურ მდგომარეობაში და წმინდა დისპერსიული სიმღვრივის სახითაც განიცდის მიგრაციას.

მესამე ჯგუფს  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{P}$  და მინარევი ელემენტების ( $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$ , და სხვ.) ნაერთები ქმნის. ისინი წყალში ძნელადხსნადი არიან და იონურ ხსნარებს უმნიშვნელო რაოდენობით იძლევიან. სამაგიეროდ მათ მიდრეკილება აქვთ წარმოქმნან კოლოიდური სისტემები, განსაკუთრებით რკინას, რომელიც გადაადგილდება  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  ზოლის სახით დამცველი კოლოიდების გარემოცვაში ან რკინის ორგანული კოლოიდების— $\text{Fe}$  ჰუმატების სახით.

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ამ ჯგუფში დიდ როლს თამაშობს მექანიკური გადატანაც, ძირითადად სიმღვრივის სახით, რასაც ნ. სტრახოვი განსაკუთრებულ მნიშვნელობას ანიჭებს.

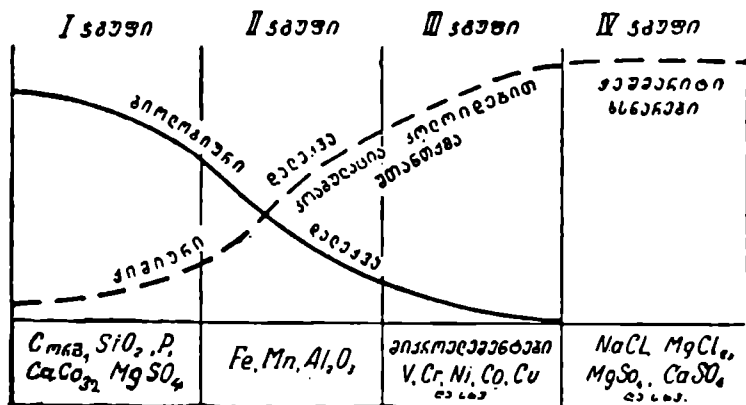
მეოთხე ჯგუფი ძირითადად მექანიკური ნალექებია, სადაც შედის კვარცი, თიხის მინერალები, სხვადასხვა სილიკატები და ალუმოსილიკატები, ქანის ნატეხები.

ნ. სტრახოვი აღნიშნავს, რომ რაც უფრო ძნელად ხსნადია ნაერთი. მით უფრო მეტ როლს თამაშობს მის მიგრაციაში მექანიკური გადატანა და პირიქით. ამავე დროს ქიმიურად გახსნილი ნივთიერება პრაქტიკულად მთლიანად ჩაიტანება აუზებში, მექანიკური კი—ნაწილობრივ. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ელემენტების გეოქიმიური აქტივობა ცვალებადია და დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ გარემოზე, პირველ რიგში კი კლიმატურ ფაქტორზე და ტექტონიკურ რეჟიმზე.

გ) ს ე დ ი მ ე ნ ტ ა ც ი ა ხორციელდება მექანიკური, ქიმიური და ქიმიურ-ბიოლოგიური პროცესებით.

მექანიკური დიფერენციაცია, რომელიც ძირითადად მასალის სიმსხოს და სიმძიმის მიხედვით წარმოებს, ხორციელდება ლეღვის, მოქცევა-უკუქცევისა და ღინებების საშუალებით. მაშინ, როდესაც მსხვილი მასალა რამდენიმე წუთში ილექება, წმინდა დისპერსიული ნაწილაკები წლების განმავლობაში წყალში ტივტივებს.

ქიმიურად გახსნილი ნივთიერების დალეკვა ხდება ქიმიურ, ბიოგენური და კოლოიდური (კოაგულაცია) გზით. სხვადასხვა ნივთიერებისათვის დალეკვის გზები სხვადასხვაა, რაც ილუსტრირებულია ნახ. 30-ზე.

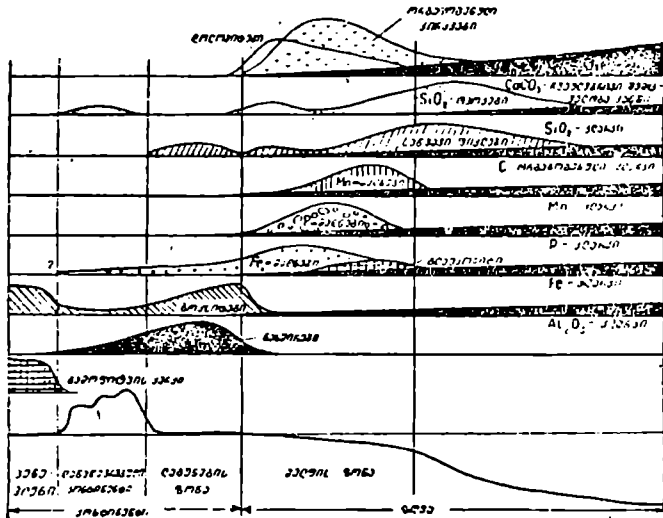


ნახ. 30. გახსნილი ნივთიერების დალეკვის სქემა თანამეროვე ზღეებში (ნ. სტრახოვის მიხედვით).

სქემაზე თვალსაჩინოდ ჩანს, რომ ნივთიერების ქიმიურ-ბიოგენური დალეკვა, რომელიც ორგანიზმების მიერ ელემენტების შერჩევითი შეთვისების შედეგად ხდება, ორგანული ნივთიერების, კარბონატების, ფოსფატების და კაჟმეავას დაგროვებას იწვევს. ნივთიერების კოლოიდური ნალექის სახით დალეკვა კოაგულაციის გზით რკინას, მანგანუმსა და ალუმინს ახასიათებს, ხოლო კოლოიდური სორბციის გზით— ხსნარში მცირე რაოდენობით არსებულ ელემენტებს. იონურ-მოლეკულური ხსნარებიდან ძირითადად ქლორიდები და სულფატები ილეკება.

სხვადასხვა ნაერთის მოძრავუნარიანობა განაპირობებს სხვადასხვა მინერალების გარკვეული თანმიმდევრობით დალეკვას აუზში (ანუ ქიმიურ დიფერენციაციას), რომელიც განსხვავებულია სხვადასხვა კლიმატური ზონისათვის. მათ შორის უმთავრესის—ჰუმიდური ზონის ფაციალური პროფილი 31-ე ნახაზზეა წარმოდგენილი. მასზე კარგად ჩანს, რომ ყველაზე ადრე და ნაპირთან ახლოს გროვდება ნახშირი, შემდეგ ბოქსიტები, რკინის მადნები, ფოსფორიტები, მარგანეცი, ორგანოგენული კირქვები და დოლომიტი, ყველაზე შორს—საწვავი ფიქლები და კაჟმეწიანი ნალექები.

დიაგენეზისი წყლით გაფლენილი და ბაქტერიებისა და მინარევი ელემენტების შემცველი, აუზის ფსკერზე დაღეჭილი შლამის ქანად გადაქცევის ეტაპია. ეს პროცესი ზღვის ფსკერიდან პირველი ათეული მეტრების სისქის ნალექს მოიცავს. ამ დროს ადგილი აქვს ფიზიკურ-ქიმიური წონასწორობის დამყარებას შლამის არამდგრად ფაზებს და შლამსა და აუზის წყალს შორის.



ნახ. 31. ჰუმიდური ზონის ფაქიალური პროფილი ელემენტების გაფანტული და კონცენტრირებული მდგომარეობისათვის. (ნ. სტრასოვის მიხედვით).

დიაგენეზისის პროცესში სამი სტადია გამოიყოფა: პირველ სტადიაზე ნალექის სულ ზედა ნაწილში დამყარდა არეში ხდება Fe და Mn ნაერთების კონკრეტების გაჩენა. მეორე სტადიაზე, რომელიც მთავარია. ორგანიზმების მიერ ქანგბადის შთანთქმის და ამის შემდეგ  $Fe^{+3}$ ,  $Mn^{+1}$  ჰიდროქსიდების და სულფატების  $(SO_4)^{-2}$  რედუქციის შედეგად დამყარდა გარემოს აღდგენითი შეცვლა ხდება. ორგანული ნივთიერების ზრდა, რომელიც აქ ინტენსიურად მიმდინარეობს, იწვევს გაზების დაგროვებას.  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$  და სხვ. გაზები და შლამის წყალში გახსნილი  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Mn^{+2}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $SiO_2$  P ვანიცლიან მიგრაციას და ადგილი აქვს ნივთიერების (ხსნარისა და გაზის სახით) აქტიურ გაცვლას შლამსა და ფსკერისპირა წყლებს შორის. ამ

დროს მიმდინარეობს ნივთიერების გადანაწილება და ტუტე რეაქციის მქონე ალდგენით გარემოში მდგრადი აუტიგენური ნაერთების წარმოქმნა. ასე უნდა წარმოიქმნებოდეს სიდერიტ-შამოხიტის დიაგენეტური მადნები, როდოქროზიტ-როდონიტის კონკრეციები, ფოსფორიტის მარგულები, დანალექი Cu, Pb, Zn-ის ჩაწინწყლულ-ძარღვაკული ლარიბი მადნები და ზოგი სხვა.

მესამე სტადიაზე ხდება აუტიგენურა მასალის გადანაწილება, კრისტალიზაციის ცენტრების ირგვლივ ნივთიერების კონცენტრაცია და კონკრეციების გაჩენა, ჩანაცვლებითი რეაქციები და სხვ. ამ დროს ლოკალურ უბნებში ხშირად ელემენტების კონცენტრაცია ძლიერ იზრდება.

კატაგენეზის ეტაპზე ნალექების რაჰდენიმე ასეულ მეტრზე დაძირვისა და შესაბამისად წნევისა და ტემპერატურის მატების გამო, ხდება ნალექის ქანად გადაქცევა—ლიტიფიკაცია. რომელსაც შედარებით ნაკლები მინერალური ცვლილებები ახლავს თან. ამ დროს ნალექში არსებული წყლის ჰიმიზში იცვლება, მინერალიზაცია მკვეთრად იზრდება, ადგილი აქვს მეორადი ცემენტაციის მოვლენებს და აგრეთვე ორგანული ნივთიერებიდან გამოყოფილი გაზების შემცველ ქანებზე ზემოქმედებით ნავთობის ექსტრაგირებას და შემდეგ მის აღმავალ მიგრაციას.

გეოქიმიური ფაციისები. მიწის ზედაპირზე ნალექთდაგროვების თითოეულ არეს სპეციფიკური ფიზიკურ-ქიმიური თავისებურებები ახასიათებს. იგი თავის გამოხატულებას პოულობს სინგენეტურ მინერალთა ასოციაციაში, რომელიც გარემოს ინდიკატორია. ამის საფუძველზე ლ. პუსტოვალოვმა (1940) გამოჰყო გეოქიმიური ფაციესები, რომელთა ძირითადი ტიპებას მოკლე დახასიათება მოცემულია ქვემოთ.

1. გოგირდწყალბადიანი ფაციესი. მთავარი რეაგენტია  $H_2S$ ; ბევრია ორგანული ნივთიერება; გარემო მკვეთრად ანაერობულია და ეანგვა-ალდგენითი რეაქციების ზონის საზღვარი გადის ფსკერიდან ბევრად ზევით. ხდება  $CaSO_4$  გაძლიერებული ალდგენა, კარბონატების გახსნა და პირიტ-მარკაზიტის და ზოგი სხვა სულფიდის დაგროვება.

2. სიდერიტული ფაციესი. მთავარი რეაგენტია  $CO_2$ ; ბევრია ორგანული ნივთიერება; გარემო ანაერობულია; ეანგვა-ალდგენითი რეაქციების ზონის საზღვარი ფსკერს ზევითაა, მაგრამ მისგან ახლოს.  $H_2S$  არსებობს მცირე რაოდენობით. ხდება Ca და Mg კარბონატების გახსნა და Fe კარბონატების დალექვა. ფაციესს ახასიათებს მუქი ნაცრისფერი და შავი ფერის ნალექები სიდერიტით, კოლჩედანებით და ნახშირით.

3. შამოზიტური ფაციესი. ხასიათდება ნახშირორქანგის, ქანგბადის და ორგანული მასალის მცირე რაოდენობით. იზრდება თავისუფალი კოლოიდური  $\text{SiO}_2$ -ის აქტივობა. ქანგვა-აღდგენითი რეაქციების საზღვარი ფსკერის ზედაპირამდეა დასული, მაგრამ მას ჯერ კიდევ არ ეხება. ამ პირობებში ვითარდება შამოზიტის ტიპის სილიკატები.

4. გლაუკონიტური ფაციესი. რამდენადმე გაზრდილია ქანგბადის კონცენტრაცია, მაგრამ ორგანული მასალის არსებობა ჯერ კიდევ აღდგენითი პროცესების მსვლელობას უწყობს ხელს (აღვლი აქვს ქანგვითი და აღდგენითი პროცესების კიდილს). ქანგვა-აღდგენითი პროცესების საზღვარი თანხვედრა ფსკერის ზედაპირს—ხან შლამშია, ხან ზევით. გროვდება ორ- და სამვალენტოვანი რკინის ნაერთები (გლაუკონიტი და სხვ.); ხდება ნალექის მიერ ტუტე მეტალების აღსორბცია; შესაძლებელია მოხდეს ფოსფორიტის დაგროვებაც.

5. ფოსფორიტული ფაციესი მსგავსია გლაუკონიტურისა, მაგრამ მისგან განსხვავებით უფრო სანაპირო, მარჩხ ადგილებს უკავშირდება. წყალში  $\text{P}_2\text{O}_5$ -ის კონცენტრაციის გაზრდის შემთხვევაში მყავე არეში ილექება ფოსფორიტები, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია ფიტოპლანქტონის არსებობა.

6. ქანგვითი ფაციესი ხასიათდება აქტიური ქანგბადის სიჭარბით და ორგანული ნივთიერების თითქმის სრული მოსპობით (დაქანგვის გამო); ქანგვა-აღდგენითი რეაქციების საზღვარი გადის თვით ნალექში; ბატონდება ქანგვითი პროცესები; გროვდება რკინის და ნაწილობრივ მარგანეტის ქანგები; ქვექანგები თითქმის ქრებიან.

7. ულტრაქანგვითი ფაციესი ხასიათდება ძლიერ მაღალი ქანგვის პოტენციალით; გროვდება მანგანუმის ზექანგი— $\text{MnO}_2$ , რომლის გამოლექვას სუსტად ტუტე გარემო სჭირდება  $\text{pH} = 8,5 - 8,8$ .

8. დოლომიტური ფაციესი. ხასიათდება მაღალი მარილიანობით, როდესაც ილექება კირქვის შლამი და ხსნარში არსებულ  $\text{Mg}$  მარილებთან რეაქციის გზით ჩნდება დოლომიტი. შეიძლება დოლომიტთან ასოციაციაში დაილექოს ფლუორიტიც, ან ცელესტინი და თაბაშირი.

9. ლატერიტული ფაციესი ხასიათდება ნეიტრალურ ან სუსტად ტუტე არეში ქანგბადით და ნახშირორქანგით მდიდარ გარემოში შედარებით მაღალი ტემპერატურისა და დიდი სინესტის დროს ალუმოსილიკატების ენერგიული ქიმიური დაშლით და Fe და Al ქანგველთა პიდრატებისა და ოპალის გამოყოფით (ორგანული მასალა თითქმის მთლიანად დაქანგულია).

10. უდაბნოს ფაციესი ხასიათდება წყლის (სინესტის) დიდი დეფიციტით, რაც მაღალი ტემპერატურას პირობებში ხსნარების კაპილა-



რულ აწევას და ამ გზით სიღრმიდან ზედაპირისაკენ ელემენტების (V, U, Fe, Mn, S, Ni, Cu და სხვ.) საგრძნობ მიგრაციას იწვევს; ჩნდება უდაბნოს ქერქი  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ -ს გამოლექვით.

11. ნახშირიანი ფაცივის თავისებურებას შეადგენს მკვეთრად აღდგენითი გარემოს პირობებში ორგანული მასალის დიდი კონცენტრაცია აუზში—ნახშირდაგროვება და ხშირად  $\text{FeS}_2$ -ის და სიდერიტის წარმოშობაც.

განხილული ფაცივებიდან 1—8 ზღვიურს მიეკუთვნება, ხოლო 9—11 კი კონტინენტურს.

### § 39. ლითოგენეზის ტიპები და მათი ზოგადი გეოქიმიური დახასიათება

ნ. სტრახოვის ლითოგენეზის თეორიაში დეტალურადაა განხილული არა მარტო დანალექი ქანების გენეზისის საკითხები. არამედ დიდი ყურადღება აქვს დათმობილი დანალექი ქანების გეოქიმიასაც. სწორედ ამ უკანასკნელზე მოკლედ შევაჩერებთ მკითხველის ყურადღებას.

დანალექი ქანების ჩამოყალიბება. რასაც მრავალი პროცესის მსვლელობა აპირობებს (ნივთიერების მობილიზაცია—გადატანა-დალექვა-ქანად ქცევა), მიწის სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობს. აღნიშნულის საფუძველზე ნ. სტრახოვი ლითოგენეზის ოთხ ერთმანეთისაგან განსხვავებულ ტიპს გამოჰყოფს: ჰუმიდურს, არიდულს, გლაციალურს და ეულკანოგენ-დანალექს. პირველი სამი კლიმატური ფაქტორითაა გაპირობებული, მეოთხე კი ძირითადად ეულკანიზმით. თუმცა, როგორც ვნახავთ, კლიმატური ფაქტორი მასზედაც გარკვეულ გავლენას ახდენს.

ჰუმიდური ლითოგენეზისი ხორციელდება ნესტიანი ჰავის პირობებში, როდესაც ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა აღემატება აორთქლებას, ხოლო ტემპერატურა წელიწადის თბილ დროს მინც უზრუნველყოფს წყლის თხევად მდგომარეობაში არსებობას. ჰუმიდური ნალექთდაგროვების პროცესი ყველაზე მნიშვნელოვანი და ფართოდ გავრცელებულია. მას უკავშირდება ნახშირების, საწვავი ფიქლების, ბოქსიტების, რკინა-მარგანცის, ფოსფორიტების, თიხების და კირქვების საბადოების წარმოქმნა. სილიკატური ქანებისა და მადანთა საბადოების გამოფიტვის პროცესები, რაზედაც უკვე გვქონდა საუბარი, არსებითად ჰუმიდური ზონისთვის არის დამახასიათებელი.

#### ჰუმიდური ზონის მთავარ მინერალთა და ელემენტთა ასოციაციები

1. სანაპირო ზოლის ტერიგენული ფაცივები. ამ ფაცივების წარმოქმნა მექანიკურ დიფერენციაციას უკავშირდება და

მათთვის დამახასიათებელ ელემენტთა ასოციაციები განსაკუთრებით კარგად ქვიშრობებშია წარმოდგენილი, სადაც სამი ტიპის მინერალთა ასოციაციებს (ფაქიალურ პროფილს) არჩევენ.

პირველ ტიპს მიეკუთვნება ნაკლებად ტრანსპორტაბელური მინერალები, რომლებიც ან დიდი ხვედრითი წონით და მცირე სიმკვრივით, ან მცირე ხვედრითი წონით და ქიმიური არამდგრადობით ხასიათდებიან. ამიტომ ისინი დედაქანებიდან ახლოს გროვდებიან მდინარეთა ალუვიონში და უმნიშვნელო რაოდენობით აღწევენ ზღვის ნაპირებს, ასეთებია ხალასი Cu, Ag, ქსენოტიმი, კოლუმბიტ-ტანტალიტი, პიროქლორი, სამარსკიტი და სხვ.

მეორე ასოციაცია, რომელიც შედგება Au, Pt, ალმასის და სხვა ძვირფასი მინერალებისაგან, ხასიათდება დიდი სიმძიმით და გამოფიტვისადმი გამძლეობით. ისინი საკმაოდ ტრანსპორტაბელური არიან და დედა ქანებისა და მადნების სიახლოვეში კი არ გროვდებიან, არამედ თავს იყრიან ალუვიონში და სანაპირო ქვიშრობებში.

მესამე ჯგუფს ეკუთვნის მრავალი იშვიათი ელემენტის მინერალი: ცირკონი, რუტილი, მონაციტი, სპოდუმენი, ქსენოტიმი და სხვები. ამ ჯგუფის ყველა მინერალი მსუბუქი და ქიმიური და მექანიკური გამოფიტვისადმი გამძლეა. ისინი ყველაზე ტრანსპორტაბელური არიან და მაქსიმალურ დაკროვებებს იძლევიან ზღვებისა და ოკეანეების გაშლილ სანაპიროებზე.

ამრიგად, კარგად შეიმჩნევა მინერალთა სხვადასხვა მოძრავენარიანობა. რაც აპირობებს მათ პარაგენეტულ ასოციაციებს და ქიმიურ ელემენტთა გარკვეულ კომპლექსებს ქვიშრობთა სხვადასხვა ტიპებში.

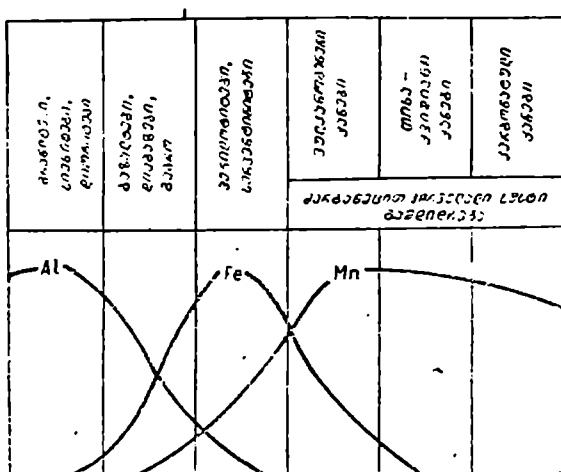
აქვე უნდა დავძინოთ, რომ მართალია ქვიშრობებში მასალის მექანიკური დაგროვება ხდება, მაგრამ ამ მასალის მობილიზაციისათვის მარტო მექანიკური გამოფიტვა საკმარისი არაა და საჭიროა კიდევ ინტენსიური ქიმიური დაშლა.

ამრიგად, ტერიგენი ფაქციებს ხასიათდებიან ქიმიურ ელემენტთა გარკვეული ასოციაციით და ზოგიერთი მათგანი ხშირად მადნულ კონცენტრაციებსაც კი ქმნის.

ელემენტთა ასოციაციები, ერთის მხრივ გენეტურ კავშირშია დედა ქანებთან. მაგალითად, გრანიტოიდულ ფორმაციებს უკავშირდება Ti (რუტილი, ილმენიტი), Zr (ციროკონი), Be (ბერილი), Ce, La (მონაციტი); გრანიტულ პეგმატიტებს—Sn (კასიტერიტი), W (ვოლფრამიტი), Ta—Nb (ტანტალიტი და კოლუმბიტი), Th (თორიტი) და სხვ. ამავე პეგმატიტებს, სკარნებს და ჰიდროთერმულ საბადოებს უკავშირდება—Au, Hg, Fe, W, Sn; პიროქსენიტულ ფორმაციებს უკავშირდება Pt, Ir, Ti; პერიდოტიტულს—C (ალმასი), Ti

Cr და ა. შ. მეორეს მხრივ კლიმატურ, გეოლოგიურ-გეომორფოლო-  
გიურ და მინერალოგიურ-გეოქიმიურ ფაქტორებზე დამოკიდებულებით  
ჩნდება ელემენტთა მეორადი მადნეული ასოციაციები, რომლებიც ხში-  
რად კონცენტრაციებსაც იძლევიან. ასე მაგალითად, ალუვიური ქვიშ-  
რობებისათვის დამახასიათებელია Au, Pt, Sn, Nb, Ta, C (ალმასი)  
დაგროვებები; ზღვის სანაპირო ქვიშრობებში თავმოყრილია Ti; Zr,  
Th, Ce, Su, C შემცველი მინერალები და ა. შ.

2. Al—Fe—Mn მადნეული კონცენტრაციები. პელი-  
ტურ-ქემოგენურ ფაციესებში განსახილველ ელემენტთა ნაერთები წყალ-  
ში საკმარისი ხსნადობით ხსიათლებიან და მთელ რიგ მეტალებთან



ნახ. 32. Al, Fe, Mn დან. ლექი საბადოების წყაროები  
(ნ. სტრაზოვის მიხედვით).

შედარებით მოქრავნი არიან. ამ ელემენტთა შეფარდებითი მოძრავუნა-  
რიანობის ზრდა ხდება Al—Fe—Mn-ის რიგში. აღსანიშნავია, აგრეთ-  
ვე, რომ განსხვავებულია ამ ელემენტთა დანალექი მადნეული კონცენ-  
ტრაციების მომკემი დედა ქანებიც (ნახ. 32).

ალუმინის მადნეული კონცენტრაციების კონტინენტებზე წარმოქმნის  
გარკვეული ტენდენცია. აშკარაა და ჩვენს მიერ უკვე განხილულია (§ 36).  
მეორეს მხრივ Al განსაკუთრებით დიდი რაოდენობით ზღვებსა და  
ტპებში დალექილ ბოქსიტებშია თავმოყრილი. აქ იგი სანაპირო ფა-

ციესებში გვხვდება და, როგორც წესი, კირქვებზეა განლაგებული. ტბიურ ნალექებში Al ჰიდრარგილიტითაა წარმოდგენილი, ზღვიურში კი დიასპორით. არ შეიძლება არ აღინიშნოს, რომ ამ ფაციესებში აშკარად ვლინდება  $Al_2O_3$  და  $TiO_2$  კონცენტრაციათა შორის პირდაპირი კორელაციების მოვლენა.

რკინა, რომელსაც ორ- და სამვალენტოვანი ფორმები ახასიათებს, ალუმინთან შედარებით უფრო მოძრავუნარიანია და მისი ფაციალური ტიპები შედარებით გადაწეულია კონტინენტებიდან ზღვისაკენ. რკინა გამოფიტვის ქერქში გროვდება მაშინ, როდესაც დედა ქანი მდიდარია არა მარტო რკინით, არამედ Ca და Mg-ით, რომლებიც ტუტე გარემოს ხანგრძლივად ინახავენ გამოფიტვის ზონაში და ამით ხელს უწყობენ Fe გამოლექვას. მაგრამ რკინის მადნეული კონცენტრაციების გავრცელების ძირითადი არე მაინც ზღვიური აუზებია, სადაც უმთავრესად ხდება მისი დაგროვება. რკინის მადნეული კონცენტრაციები ლითოლოგიურად ტერიგენ ნალექებს და კირქვებს უკავშირდება და მეტწილად ოლითურია, რაც მათ ქემოგენურ წარმოშობაზე მიუთითებს. გარდა ქემოგენურისა (კოლოიდების კოაგულაცია), გარკვეული როლი ბიოგენურ დალექვასაც უნდა ჰქონდეს (მიკროორგანიზმების ზოგიერთი ჭგუფი თავისი ცხოველმყოფელობისათვის საჭიროებს რკინას). საინტერესოა აღინიშნოს, რომ სტრახოვმა რკინის დანალექი მადნეული და კლარკული კონცენტრაციების განაწილების კანონზომიერება ახლებურად წარმოგვიდგინა. მის მიხედვით რკინის მიგრაციის მთავარი ფორმაა წვრილდისპერსიული მექანიკური სიმღვრივე. ზღვიურ ნალექებში რკინის განაწილების შესწავლის საფუძველზე იგი მიდის დასკვნამდე, რომ რკინის შეფარდებითი რაოდენობა უკუპროპორციულია კლასტური მასალის საშუალო დიამეტრისა. ე. ი. სანაპირო ზოლში რკინა პროცენტულად ნაკლებია (0,38%), ხოლო პელიტურ ფაციესში ბევრად მეტი (4,05%). მაგრამ თუ ავიღებთ რკინის აბსოლუტურ რაოდენობას დაინახავთ, რომ სანაპირო ზოლში რკინა გაცილებით მეტი ილექება, ვიდრე სილრმეში. ეს მიუთითებს იმაზე, რომ რკინის გადატანა და დალექვა ძირითადად მექანიკური დიფერენციაციის კანონებს ემორჩილება. ის ფაქტი, რომ რკინა სანაპირო ზოლში აბსოლუტურ მასებში ბევრია, მაგრამ პროცენტულად ცოტა, ხოლო სილრმეში კი პირიქით, კარგად აიხსნება ნაპირიდან სილრმისკენ რკინასთან შედარებით მექანიკური მასალის ბევრად უფრო სწრაფი კლებით, რაც იწვევს ამ ელემენტით ღრმა ნაწილების შედარებით გამდიდრებას. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, მექანიკური მასალის განმაზავებელი მოქმედება რკინის დაგროვებაზე სანაპირო ზოლში ინტენსიურია, რკინა „იკარგება“ დიდძალ ტერიგენ

მასალაში, ხოლო სიღრმისკენ, სადაც მექანიკური მასალა შეუღარებლად ცოტა აღწევს და ისიც პელიტური ფრაქციის სახით, რკინის პროცენტული შემცველობა აწეული გამოდის.

ამრიგად, რკინის კლარკული შემცველობა ნაპირიდან სიღრმისაკენ იზრდება, ხოლო მდინეული კონცენტრაციები პირიქით—სიღრმიდან ნაპირისაკენ (იხ. ნახ. 31).

მანგანუმის ნაერთების მოძრავუნარიანობა რკინასთან შედარებით მეტია. მსგავსად რკინისა, მანგანუმიც ტეროგენულ და კარბონატულ ფაციესებში გროვდება, მაგრამ რკინასთან შედარებით მაინც რამდენადმე უფრო ღრმა ზღვის ფაციესებში. ამის გამოა, რომ მისთვის დამახასიათებელია ასოციატია  $\text{SiO}_2$ -თან, რომელიც, როგორც ქვევით დავინახავთ, პელიტური ნალექების პერიფერიულ ნაწილებს უკავშირდება.

მანგანუმის მდინეული კონცენტრაციები თავისი გავრცელებით რკინისას ბევრად ჩამოუვარდება. მისი საბადოებისათვის დამახასიათებელია მინერალოგიური ზონალობა, რაც გაპირობებულია აუზის სიღრმის ცვლასთან ერთად ხსნარის pH და Eh-ის შეცვლით. კერძოდ, სანაპირო ზოლში წარმოიქმნება პიროლუზიტ-ფსილომელან-მანგანიტური მდნები, რომლებიც სიღრმის ზრდასთან ერთად კანონზომიერად იცვლებიან როდოქროზიტ-მანგანოკალციტურით.

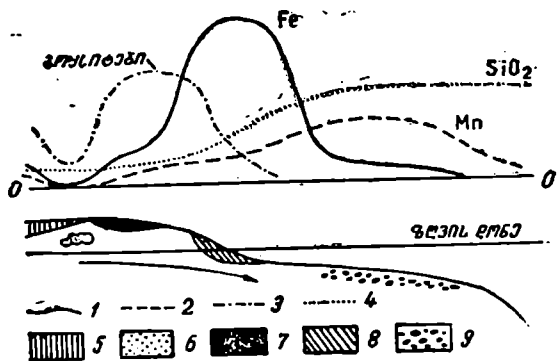
ბოლო წლებში მანგანუმის საბადოთა გენეზისის საკითხები სხვაგვარ ასპექტში დაისვა (გ. ძოწენიძე). პირველ რიგში ეს შეეხო ისეთ ცნობილ საბადოს როგორც კიათურისაა, რომელიც აქამდე კლასიკურ დანალექ საბადოდ მიაჩნდათ. გ. ძოწენიძემ Mn-ის მიგრაციის ფორმების, მანგანუმიანი წყების ლითოლოგიური შედგენილობის, ფაციესების განაწილების და დიაგენეტური გარდაქმნების შესწავლის საფუძველზე და პალეოგეოგრაფიული პირობების გათვალისწინებით, კიათურის (და მისი მომიჯნავე რაიონების) საბადოსათვის Mn-ის წყაროდ პალეოგენური პოსტელკანური პროცესები მიიჩნია. მისი შეხედულებით ჰიდროთერმები და ფუმაროლ-სოლფატარები ოლიგოცენურ ზღვიურ აუზს უხვად ჰკვებავდნენ მდინეული ნივთიერებით (Mn). ეს უკანასკნელი კი შესაფერ ფიზიკურ-ქიმიურ, ჰიდროდინამიკურ და ბიონომიურ ვარემოში Mn-ის მდინეულ კონცენტრაციებს იძლეოდა.

გახსნილი Fe ძირითადად გადაიტანება  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  ზოლის სახით ორგანული კოლოიდების ან  $\text{SiO}_2$ -ის ზოლის გარემოცვაში; მისი მცირე ნაწილი  $\text{Fe}^{+2}$  და  $\text{Fe}^{+3}$ -ის ორგანული ნაერთების სახით და სულ მცირე ნაწილი  $\text{Fe}^{+2}$ -ის კარბონატების, ბიკარბონატების, სილიკატების და ქლორიდების ქემარტი ხსნარების სახით. Mn-ის მიგრაცია ხორ-

ციელდება  $Mn^{+2}$ -ის ბიკარბონატის და ზოლების სახით, ხოლო Al გადიტანება  $Al^{+3}$ -ის კოლოიდებისა და ფუძე მარილების სახით.

ინტერესს მოკლებული არაა თანამედროვე ოკეანეების ფსკერზე, გაფანტული რკინა-მანგანუმის კოლოიდური მარგულები და კოშტები, რომლებიც მომავლის პოტენციურ მადნებს წარმოადგენენ და კოლოსალური მარაგით ხასიათდებიან; მათი შედგენილობა ასეთია (%-ში):

	საშუალო
Mn— 8—50	24
Fe— 2,5—27	14
Co—0,014—2,3	0,35
Ni—0,16 —2	0,99
Ti—0,11—1,7	0,67
V—0,021—0,11	0,054
Cu—0,023—1,6	0,53
Mo—0,01—0,15	0,05



ნახ. 33. Al, Fe, Mn მადნების ფაციალური პროფილი (ნ. სტრაზოვის მხედვით).

1—რკინის მადნების განაწილება რკინის შემცველ სხვადასხვა ფაციესებს შორის. 2 — მანგანუმის მადნების განაწილება მანგანუმის შემცველ სხვადასხვა ფაციესებს შორის. 3—ბოქსიტების განაწილება სხვადასხვა ფაციესებს შორის. 4— $SiO_2$ -ის განაწილება სხვადასხვა დანალექ ფაციესებს შორის. 5 — გამოფიტვის ქერქის ფაციესები. 6 — ვალოზური წყლების ღრმა ცირკულაციის ზონის მადნები. 7 — ტბიური და ქაობის მადნები. 8 — პარალური ნახშირიანი აუზების სიდერიტული მადნები. 9 — შეღვის ქვემო (თიხიანი). ზონის სიდერიტები..

ამრიგად, Al, Fe და Mn-ის ნაერთებს, როგორც ეს მოცემულ დიაგრამაზე ჩანს (ნახ. 33), მიგრაციის სხვადასხვა უნარი გააჩნიათ.

3. P (ფოსფორიტების) —  $\text{Ca}(\text{CaCO}_3)$  —  $\text{Mg}(\text{MgCO}_3)$  —  $\text{Si}(\text{SiO}_2)$  კონცენტრაციები დანალექ წყებებში. განსახილველ ელემენტთა კომპლექსი ზემოაღნიშნული ტრიადის (Al—Fe—Mn) მსგავსად გენეტურად ერთ ჯგუფს წარმოადგენს, მაგრამ მისგან მკაფიოდ განსხვავდება ჯერ ერთი, მაღალი მოძრავუნარიანობით და მეორეს მხრივ, გადატანის ფორმით და კლარკული მდნეული კონცენტრაციების წარმოქმნის მექანიზმით. გეოქიმიურად მზარდი მოძრავუნარიანობის მიხედვით ეს ელემენტები ქმნიან შემდეგ რიგს:  $\text{P} \rightarrow \text{Si} = \text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$ . დიდი მოძრავუნარიანობის გამო ისინი გამოფიტვის ქერქში და მიგრაციის გზებზე თითქმის არ ჩერდებიან და მთლიანად ზღვებსა და ოკეანეებში ჩაიტანებიან. ფოსფორის (ფოსფორიტების სახით) 95% ზღვიურ ნალექებს უკავშირდება. ჰუმიდურ ზონაში იგი ძირითადად მარგულების ტიპის ლარიბი დანაგროვების სახით გვხვდება, რომლის კონცენტრაციები ბევრად ჩამოუვარდება არიდულს. Ca-ის ( $\text{CaCO}_3$ -ის სახით) დაგროვებაც უმთავრესად ზღვიურ აუზებს უკავშირდება. პირველ რიგში იგი ილექება თბილი და ცხელი კლიმატის არეებში, სადაც ნაპირიდან შედარებით დაცილებულ უბნებში გროვდება.

Mg-ის ნაერთები მეტად მცირე კონცენტრაციებს იძლევა ჰუმიდურ ზონაში, და როგორც ჩანს, მისი მყარ ფაზაში გადასვლა (დოლომიტის სახით) ხორციელდება ძირითადად მხოლოდ ბიოგენური გზით.  $\text{SiO}_2$ -ის გეოქიმიური მოძრავუნარიანობა Ca-სას არ ჩამოუვარდება, მაგრამ მათი განაწილება აუზებში განსხვავებულია.

თუ თვალს გადავაკლებთ P, Si, Ca, და Mg-ის ნაერთების შემცველი წყებების ფაქტურ პროფილს (ნახ. 31), დაეინახათ, რომ Al, Fe, Mn-გან განსხვავებით, სადაც თითოეული ელემენტის მოძრავუნარიანობა ზუსტად აისახებოდა მის ფაქტურ განაწილებაში, აქ თანმიმდევრობა დარღვეულია. მიგრაციული თვისებების მიხედვით სანაპიროსთან უნდა დალექილიყო P, შემდეგ ერთნაირ პირობებში Ca და Si და ყველაზე შორს ნაპირიდან Mg. სინამდვილეში Si ( $\text{SiO}_2$ -ის სახით) უფრო ნაპირასკენ არის გადაწეული, ვიდრე Ca, ხოლო Mg აუზის ღრმა ნაწილების ნაცვლად ნაპირთან ყველაზე ახლოს ილექება. ამგვარი შეუსაბამობა შედარებით კარგად იხსნება ნ. სტრაზოვის მოსაზრებების საფუძველზე. სტრაზოვი როგორც თანამედროვე, ისე გეოლოგიური წარსულის ნალექების შესწავლით მივიდა დასკვნამდე, რომ აღნიშნულ ელემენტთა მიგრაციასა და კონცენტრაციაში გადამწყვეტ როლს თამაშობს ბიოგენური ფაქტორი, რაც ცვლის ამ ელემენტთა

მოდრავუნარიანობის საფუძველზე მოსალოდნელ ფაციალურ პროფილს. მართლაც,  $\text{CaCO}_3$  ფოსფორზე მოძრავუნარიანია, მაგრამ ბენტოსურ ორგანიზმთა ჭარბი განვითარება კირქვის შლამს ნაპირისკენ გადაადგილებს იმდენად, რომ იგი არა მარტო ემთხვევა ფოსფატების ზონას, არამედ კიდევ სცილდება მას და ხმელეთისკენ არის გადაწეული.

$\text{SiO}_2$  ისეთივე მოძრავუნარიანია როგორც  $\text{CaCO}_3$ , მაგრამ კაჟიანი ნალექები უფრო თხელი ზღვისკენ არიან გადანაცვლებული, ვიდრე კირქვები, რასაც სანაპიროებთან დიატომების გავრცელებით ხსნიან. მეორეს მხრივ რადიოლარიები პელაგურ ნაწილებში ცხოვრობენ. რაც იწვევს  $\text{SiO}_2$ -ით გამდიდრებული ლოკალური უბნების არსებობას კირქვა-პელიტოლითების გავრცელების არეალებში.  $\text{CaCO}_3$ -ის გამოლექვის მიდრეკილება დაბალ განედებში, ხოლო  $\text{SiO}_2$ -ის კი მაღალ განედებში ისევე გაპირობებულია კირქვიანი ორგანიზმების სითბოს, ხოლო კაჟიანის კი სიცივის მოყვარულობით (არის გამონაკლისებიც).

$\text{MgCO}_3$  გეოქიმიურად ყველაზე მოძრავუნარიანია, მაგრამ, რადგან  $\text{Mg}$ -ის ამთვისებელი ორგანიზმები მხოლოდ მარჩხწყლიანი ფორმებია, მისი დალექვა (დოლომიტი) სანაპირო თხელ წყალში ხდება.

ამრიგად, ჰუმიდურ ზონაში ბიოგენური ფაქტორის ზეგავლენით ფაციალურ პროფილები არ ემორჩილებიან ელემენტთა გეოქიმიური მოძრავუნარიანობიდან გამომდინარე დასკვნებს და ასახავენ, პირველ რიგში, ორგანიზმთა აუზში განაწილების ბიოლოგიურ კანონზომიერებებს.

აქ საშუალება არა გვაქვს ჰუმიდური ლითოგენეზისის ყველა ფაციალური სახეობის გეოქიმიის განხილვისა, აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ ჰუმიდური ლითოგენეზისის გეოქიმიისათვის ბიოგენური ფაქტორის როლი, ზოგიერთ შემთხვევაში, უაღრესად დიდია.

არიდული ლითოგენეზისი. არიდული ზონების სპეციფიკურ თავისებურებას წარმოადგენს მაღალი ტემპერატურა და სინესტის დეფიციტი. ეს განაპირობებს არიდული ნალექთდაგროვების ძირითად მიმართულებას და გეოქიმიურ თავისებურებებს. ამ ზონებში ჰიმური გამოფიტვის შესუსტების გამო, ნივთიერების მიგრაცია ხსნარების სახით თითქმის არ ხდება, რაც იწვევს ელემენტთა მოძრავუნარიანობის ძლიერ დაქვეითებას.

არიდული აუზები მაღალი მარილიანობით ხასიათდება, რაც იწვევს ორგანიზმთა თითქმის მთლიანად მოსპობას და ბიოგენური ფაქტორის ნაცვლად გეოქიმიური ფაქტორის როლის გაზრდას. აუზებში მარილების კონცენტრაციის აწევის შედეგად იწყება  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaSO}_4$  და სხვა მარილების დაგროვება მხოლოდ ფიზიკურ-ქიმიური კანონების შესაბამისად; არიდული ნალექთდაგროვების გეოქიმიურ სპე-



ციფიკას ქმნის ელემენტთა დიდი კომპლექსი: Na, K, Ca, Mg, S, Sr, Rb, Cs, F, B, Br, რომელთა გამოლექვაც ძირითადად სულფატებისა და ჰალოგენიდების სახით ხდება. ამ პირობებში სელიმენტაცია სტადიურია: ჯერ ილექება ძნელადხსნადი კომპონენტები, შემდეგ სულფატები და ბოლოს ძალიან მაღალი კონცენტრაციისას NaCl და K—Ca—Mg-ის კომპლექსური მარილები.

არიდული ზონების მშრალი კლიმატი გამოიხატება Al—Fe—Mn კონცენტრაციებს, თუმცა ზოგიერთი მკვლევარის აზრით აქ ხდება Cu, Pb, Zn მნიშვნელოვანი კონცენტრაციის წარმოქმნა.

ვარაუდობენ, რომ ტერიგენულ-კარბონატულ ფაციესებთან დაკავშირებული სტრატეგორმული სპილენძის და ტყვია-თუთიის საბადოები დანალექი წარმონაქმნებია (ყარათაუს ქედის საბადოები, მანსფელდის საბადო, მისისიპი-მისურის საბადო, ბრძიზხა-ძიშრის საბადოები საქართველოში და სხვ.).

ვარაუდობენ აგრეთვე, რომ ვერტიკალური კლიმატური ზონალობის პირობებში ჰუმიდურ არეებში ხდებოდა ამ ელემენტების სულფიდებით შედარებით გამოიდრებული პირველადი ქანების გამოფიტვა და მადნეული ელემენტების მიგრაცია სულფატების სახით. ეს ხსნარები ხვდებოდნენ სელიმენტაციის აუზებში, რომლებიც არიდულ ზონაში მდებარეობდნენ და კარბონატული შედგენილობით, მაღალი pH-ით და შედარებით დაბალი ჟანგვითი პოტენციალით ხასიათდებოდნენ. მათში სულფატები კარბონატულ მარილებად იქცეოდნენ და შემდეგ, ნალექში მიმდინარე დიაგენეტური გარდაქმნებით, ისევ სტაბილურ მინერალებს იძლეოდნენ Cu, Pb და Zn-ის სულფიდების სახით.\*

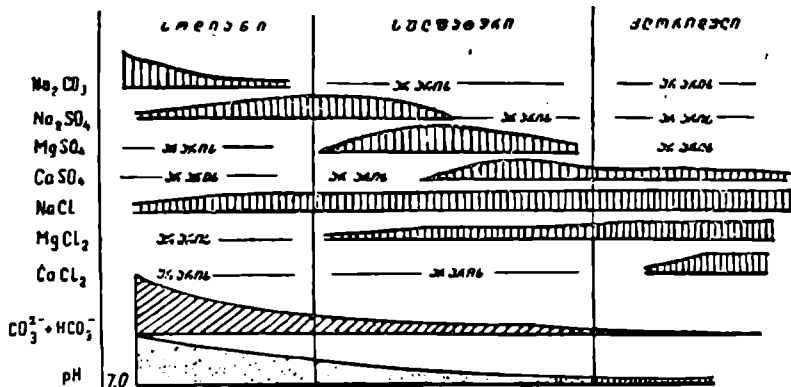
უკვე აღწერილ ელემენტთა კომპლექსი — P (ფოსფორიტი) — Ca (CaCO<sub>3</sub>) — Mg (MgCO<sub>3</sub>) — Si (SiO<sub>2</sub>) — ბიკლიმატურია. იგი გარდა ჰუმიდურისა გვხვდება არიდულ ზონებშიც, სადაც მას სხვაგვარი სელიმენტაცია ახასიათებს. უპირველეს ყოვლისა, აღსანიშნავია არიდულ ზონაში ამ კომპონენტების დალექვის ინტენსიფიკაცია—ისინი გაცილებით მეტი და უფრო სუფთა სახით ილექებიან, ვიდრე ჰუმიდურ არეებში და მეორე—ორგანიზმების დაკნინება-მოსპობის გამო დალექვის წმინდა ქიმიური ფორმა ახასიათებს.

ამრიგად, ჰუმიდურ ზონაში სელიმენტაციის მიმართულებას ხშირად განსაზღვრავენ ორგანიზმები, რის გამოც მისი გეოქიმიური მაჩვენებლები მეტწილად შიჩქმალულია, არიდულ ზონაში კი ელემენტთა კონ-

\* არსებობს საწინააღმდეგო შეხედულებებიც, რომელთა მიხედვითაც ასეთი საბადოები ტელეთერმული წარმოშობისა უნდა იყოს.

ცენტრაციების წარმოქმნა ფიზიკურ-ქიმიურ კანონებს ემორჩილება და მათზე „ბიოგენური ანომალიები“ არ მოქმედებენ.

არიდული კლიმატური ზონის განსაკუთრებით სპეციფიკურ სედიმენტაციის არეებს მარილიანი აუზები (ტბები, უბეები, ლაგუნები) წარმოადგენენ. აქ მარილთა დალექვა ფიზიკურ-ქიმიურ კანონზომიერებებს ემორჩილება, რაც, სხვა მრავალ ფაქტორთა გარდა დამოკიდებულია ხსნარების ჰიდროქიმიზმზე, როგორც ეს მოტანილი დიაგრამიდან ჩანს (ნახ. 34).



ნახ. 34. მარილების განაწილება სხვადასხვა ჰიდროქიმიური ტიპის აუზებში (ნ. სტრახოვის მიხედვით).

ზღვებისა და ოკეანეების წყალში ვ. ვერნადსკის გამოთვლებით განსნილია 22 მლნ კმ<sup>3</sup> მარილები. ისინი რომ მყარი სახით გამოილექონ, შეიძლებოდა მიწის მთელი ზედაპირის 42 მ სისქის ან ოკეანის ფსკერის 60 მ სისქის მარილის ფენით დაფარვა. მარილთა ამ მასიდან ა. გრებოს გამოთვლებით NaCl-ზე მოვა 47,5 მ, MgCl<sub>2</sub>-ზე— 5,8 მ, MgSO<sub>4</sub>-ზე— 3,9 მ, CaSO<sub>4</sub>-ზე— 2,3 მ და სხვა დანარჩენებზე—0,5 მ.

მარილების დაკრისტალების თანმიმდევრობა დამოკიდებულია ხსნარის საწყის შედგენილობასა და კონცენტრაციაზე, ტემპერატურასა და აორთქლების ხანგრძლივობაზე. ეს საკითხები დეტალურად შესწავლილ იქნა ი. ვან ტ-ჰოფის და ნ. კურნაკოვის მიერ; ვანტ-ჰოფმა ლაბორატორიული გამოკვლევების საფუძველზე მარილთა გამოლექვის შემდეგი თანმიმდევრობა დაადგინა:

1. Ca და Mg კარბონატები	$\text{CaCO}_3, \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
2. თაბაშირი	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
3. ჰალიტი თაბაშირით	$\text{NaCl} + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
4. ჰალიტი ანჰიდრიდით	$\text{NaCl} + \text{CaSO}_4$
5. ჰალიტი პოლიჰალიტით	$\text{NaCl} + 2\text{CaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
6. ასტრახანიტი და ეპსომიტი	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + \text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
7. K და Mg სულფატები	$\text{K}_2\text{SO}_4, \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
8. კაინიტი	$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
9. კარნალიტი	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
10. ბიშოფიტი	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

აღსანიშნავია, რომ კურნაკოვმა ბუნებრივ პირობებში ზღვის წყლის აორთქლებით მიიღო უფრო მარტივი თანმიმდევრობა: თაბაშირი, ჰალიტი, ეპსომიტი, K და Mg სულფატები, კარნალიტი, ბიშოფიტი.

მარილთა საბადოების წარმოშობის თეორია ოქსენიუსს ეკუთვნის და ბარების ჰიპოთეზის სახელით არის ცნობილი. ამ თეორიის განხილვაზე არ შეეჩერდებით, ვინაიდან იგი სასარგებლო ნამარხთა საბადოების საკითხია და აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ მისი ძირითადი არსი მდგომარეობს იმაში, რომ მარილების დალექვა ხდება ნახევრადიზოლირებულ თხელ ლაგუნებში და უბებებში, რომლებიც გაშლილი ზღვიდან გამოყოფილი არიან წყალქვეშა ზღურბლით—ბარიით. ეს უბნები ტექტონიკურად ლაბილურ ზონებს—მთისწინეთებს და მთათაშუეთებს უკავშირდება და მიწის ქერქის დაღმავალი მოძრაობებით ხასიათდება, რაც მარილთა საბადოების დიდ სისქეებს განაპირობებს (სოლიკამსკი—700 მ, სტრასფურტი—800 მ და სხვ.).

დასასრულს საჭიროა აღინიშნოს, რომ ევაპორიტების ნივთიერი შედგენილობიდან და გეოლოგიური და გეოქიმიური თავისებურებებიდან გამომდინარეობს დასკვნა, რომ მარილთა საბადოების წარმოშობის დროს პირველ რიგში ილექება ყველაზე ნაკლებადხსნადი და ნაკლებმოძრავი კომპონენტები (P,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ), ხოლო ბოლოს კი ყველაზე ადვილადხსნადი და ყველაზე მოძრავი ელემენტები (K და Mg სულფატები და ქლორიდები).

გლაციალური ლითოგენეზისი. დაბალი ტემპერატურა და  $\text{H}_2\text{O}$ -ს ყინულის სახით არსებობა იწვევს ქიმიური გამოფიტვის პროცესების და ორგანიზმების ცხოველმოქმედების უაღრეს დაკნინებას, ამ დროს მასალის მობილიზაცია და მიგრაცია—დალექვა უმთავრესად მექანიკური გზით მიმდინარეობს, რის გამოც გეოქიმიური თვალსაზრისით გლაციალური ლითოგენეზისი ნაკლებად საინტერესოა.

ვულკანოგენურ-დანალექი ლითოგენეზისი. განხილული ლითოგენეზისის ტიპების კვების წყაროს ზედაპირული გამოფიტვის პროდუქტები წარმოადგენენ. ამისაგან განსხვავებით ვულკანოგენ-დანალექი ლითოგენეზისის კვების წყარო ძირითადად წყალქვეშა ვულკანური აქტივობის პროდუქტებია (ლავა, პიროკლასტები) ექსპლანაციებით და ჰიდროთერმებით გამოტანილი ნივთიერება. ამ მასალის აუზში განაწილება-დალექვა ძირითადად სელიმენტაციის კანონებს ემორჩილება. როგორც ცნობილია ვულკანიზმის დროს, გარდა ლავისა და პიროკლასტური მასალისა, დიდი რაოდენობით ხდება გაზების (ექსპლაციები) და ცხელი წყლების (ჰიდროთერმები) გამოყოფაც. ექსპლაციებს ტემპერატურის და შედგენილობის მიხედვით შემდეგნაირად აჯგუფებენ: 1. ფუმაროლები მაღალტემპერატურული სტადიის ( $500-200^{\circ}\text{C}$ ) პროდუქტებია; წარმოადგენენ მრავალკომპონენტის გაზურ-თხევად წყალხსნარებს, რომელთა შედგენილობაშიც მონაწილეობენ:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{S}_2$ , და სხვ. განსაკუთრებით ჭარბობს  $\text{HCl}$  და  $\text{HF}$ .

2. სოლფატარები შედარებით დაბალტემპერატურული —  $200-80^{\circ}$  სტადიის პროდუქტებია; სოლფატარებში ჰალოიდები თითქმის აღარ გვხვდება და ბატონდება გოგირდოვანი გაზები:  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ .

3. მოფეტები სულ დაბალტემპერატურული ( $100-20^{\circ}\text{C}$ ) სტადიის პროდუქტებია; მოფეტებში გოგირდოვანი ნაერთებიც აღარაა და რჩება მხოლოდ  $\text{CO}_2$ , რომელიც პროცესის ბოლოს წყლის ორთქლით იცვლება.

ექსპლაციების გარდა, ვულკანიზმს თან ახლავს თერმული წყალხსნარების გამოყოფა, რომლებიც საკმაოდ მაღალი ტემპერატურით ( $100-270^{\circ}\text{C}$ ), მაგრამ დაბალი მინერალიზაციით ხასიათდება.

ჰიდროქიმიურად თერმები სამ ტიპად იყოფა:

1. მეავე ქლორიდული და სულფატ-ქლორიდული თერმები, ხასიათდება დაბალი pH-ით და მაღალი ტემპერატურით. ისინი ლოკალიზებული არიან ვულკანური აპარატის სიღრმეში.

2. სულფატური თერმები—წინასაგან განსხვავებით, ვულკანური აპარატის ზედაპირულ ნაწილებში გვხვდება. ხასიათდებიან დაბალი ტემპერატურით ( $30-70^{\circ}\text{C}$ ) და  $\text{H}_2\text{SO}_4$ -ის მაღალი შემცველობით.

3. ტუტე ქლორიდული აზოტ-ნახშირმჟავა თერმები უკავშირდება ვულკანების პერიფერიებს, აქვთ მეტწილად მაღალი ტემპერატურა ( $100-300^{\circ}\text{C}$ ) და ზედაპირზე ამოღწევისას იძლევიან ცხელ წყაროებს და ჰეიზერებს. მათი დებიტი წინა ორი ტიპის დებიტზე გაცილებით მეტია, შედგენილობითაც მათგან მკვეთრად განსხვავდება: ხა-

სიათღებთან დაბალი მინერალიზაციით, მაღალი pH-ით (8—9) და ჰარბად შეიცავენ  $\text{Cl}^-$ -ს და ნაკლები რაოდენობით  $\text{HCO}_3^-$ : Fe და Al პრაქტიკულად არ არსებობენ, სამაგიეროდ ტუტეები და ტუტემწებები დიდი რაოდენობით არის Na-ის გაბატონებით. ახასიათებს კაემეიას მაღალი შემცველობა.

ვარაუდობენ, რომ ტუტე ჰიდროთერმების წყალი ვადოზური\* წარმოშობისაა, ანიონები კი—იუვენულიური (ექსპლაციების წყალში გახსნის შედეგი).

ცხადია, პოსტულკანური პროცესებით ნივთიერების გამოტანის მასშტაბები გრანდიოზულია\*\*, მაგრამ ამა თუ იმ ელემენტის გადატანის ფორმა, მათი ნაერთების დაგროვების პირობები და სხვა—მრავალფაქტორზეა დამოკიდებული, რომელთა სრულად გათვალისწინება ჩვენი ცოდნის თანამედროვე დონეზე ჯერ კიდევ ძნელია. ამ საკითხების გარკვევა ხდება როგორც ძველი, ისე თანამედროვე ვულკანიზმის შესწავლით და უკვე გვაქვს არაერთი მეცნიერულად დასაბუთებული შედეგი, რომლებიც მოწმობენ, რომ ვულკანიზმს ნალექდაგროვებაში ბევრად მეტი წვლილი მიუძღვის, ვიდრე აქამდე ვგონათ (ნ. სტრაზოვი. გ. ძოწენიძე). მოკლედ შეგვირდებით მხოლოდ მთავარ ელემენტთა და მათი ნაერთების ქცევაზე, რაც ძველი და თანამედროვე ვულკანიზმის შესწავლის საფუძველზეა გამოვლინებული (გ. ძოწენიძე).

$\text{SiO}_2$ -ის წყაროს, როგორც ეს უკვე ითქვა (§ 36), ძირითადად ზედაპირული გამოფიტვა წარმოადგენს, მაგრამ მეორეს მხრივ კარგად არის ცნობილი, რომ კაემიწიანი ნალექები ხშირად ვულკანოგენურ ფორმაციებს უკავშირდებიან.  $\text{SiO}_2$ -ის იმ უზარმაზარი რაოდენობიდან, რასაც ვულკანიზმი იძლევა, მეტი ნაწილი იფანტება ჰიდროსფე-

---

\* პუმდურ მხარეებში ხდება ჰარბი ატმოსფერული ნალექების მიწის ქერქში ღრმა ჩაფენვა და გათბობის შემდეგ მათი აღმავალი ცირკულაცია ჰიდროთერმების სახით. ამ საინტერესო მოვლენას ნ. სტრაზოვი მიაქცია ყურადღება. მანვე გაუსვა ხაზი, რომ ვულკანურ აპარატში და ვულკანოგენურ წყებებში ცირკულაციისას თერმებს გამოტუტვის გზით უამრავი მასალა გამოაქეთ, რომლის რაოდენობა თერმების სიუხვის პირდაპირპროპორციულია, ე. ი. ტროპიკულ მხარეებში გამოტანა მაქსიმალური იქნება, ზომიერ სარტყლებში—ნაკლები და არიდულში—მინიმალური.

\*\* „ათათასი კვამლის ველის“ (ჩრდილო ამერიკა) ფუმაროლების მიერ მარტო 1919 წელს ზედაპირზე გამოტანილი იყო 1 მილიონ 250 ათასი ტონა HCl და დაახლოებით 200 ათასი ტონა HF. ვულკან კოპიაპოს (ჩილი) ხალასი გოგირდის საბადოს მარაგი 10 მლნ ტონას უდრის. ხორობუეს საბადოზე (იპანია), რომელიც მოთავსებულია ეულკანის კრატერში (წარმოიშვა კრატერულ ტბაში გოგირდის გამოლქვით), ორი ძირითადი ბუდობის სიმძლავრე აღწევს 25 მეტრს, ხოლო ერთ-ერთი მდნეული სხეულის (მატუო) განივი კვეთი 700 მეტრს უდრის.

როში და მხოლოდ მცირე ნაწილი ილექება შესაფერ პირობებში ქემო-გენური ან ბიოგენური გზით. ჭესპილიტების და იასპისების გენეტური კავშირი ვულკანიზმთან უკვე ექვს არ იწვევს, მაგრამ ირკვევა, რომ ისეთი ნორმული დანალექი სილიციტებიც კი, როგორცაა ოპოკები, სპონგოლი-თები და დიატომიტები, კავშირს მტყილად პოსტვულკანური თერმე-ბიდან ლებულობენ. თანამედროვე დიატომური ფლორის გავრცელების არეალებიც ვულკანურ მხარეებს უკავშირდება. როგორც ჩანს, ოკეანეში დიატომური პლანქტონის კოლონიების განვითარება განისაზღვრება ოკეანის ლოკალური უბნების ვულკანური წარმოშობის  $SiO_2$  ით გამ-დიღრებით.

საინტერესოა კირქვების წარმოქმნის გარკვეული მიზეზობრივი კავშირი ვულკანიზმთან\*. წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევებისას ზღვის წყალი ვულკანების რაიონში შესამჩნევად თბება, რაც იწვევს  $CO_2$ -ის დაკარგვას და  $CaCO_3$ -ის დალექვას; კერძოდ, რიფული კუნ-ძულების წარმოშობაში ეს პროცესი, როგორც ფიქრობენ, შეიძლება მთავარი იყოს.

ვულკანიზმის დროს დიდი რაოდენობით გამოიტანება მეტალებიც —  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Ti$  და სხვები, რომლებიც ქვეყანგურ ფორმებში ქლო-რიღების, კარბონატების და სხვათა სახით ჭარბი  $CO_2$ -ის გარემოცვაში გადაადგილდებიან. ამგვარად დატვირთული ჰიდროთერმები ზღვის წყალში მოხვედრისთანავე კარგავენ  $CO_2$ -ს, რაც იწვევს  $FeCO_3$ ,  $MnCO_3$ ,  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ -ის გამოლექვას. ამავე დროს, ჰიდროთერმე-ბის გაცივების გამო მათში გახხნილი  $SiO_2$ -ის მიმართ ისინი უკერი ბნარადან ნაჯერში გადადიან, რის გამოც ხდება თავისუფალი  $SiO_2$ -ის გამოყოფა. ამასთან ერთად  $SiO_2$ -ის ნაწილი უკავშირდება  $Fe(Al)$ -ს და იწყება შამოზიტის ტიპის სილიკატების წარმოქმნაც. გაცივითი რეაქციების გზით, გოგირდწყალბადოვან გარემოში უნდა ხდებოდეს სულფიდების და, პირველ რიგში პირიტის დალექვა.

ვულკანოგენურ-დანალექი სელიმენტოგენეზისის დამახასიათებელ ნიშ-ნად შეიძლება ჩაითვალოს ჩვეულებრივ სელიმენტაციასთან შედარებით აღდგენითი პირობები. ამის გამოა, რომ ვულკანიზმის გამოვლინებისას სანაპირო ზოლის პირობებში იქმნებოდა აღდგენითი გარემო, რის გა-

\* ა. რონომა დიდძალი ფაქტიური მასალის შესწავლის შედეგად გამოთქვა აზრი, რომ კარბონატოგენეზისი პირდაპირ კავშირშია ვულკანიზმთან. შემდეგში ნ. სტრა-ხოვმა და გ. ძოწენიძემ ნათლად დაგვანახეს, რომ ასეთი უშუალო კავშირი მათ შო-რის არ არსებობს. პირიქით, ვულკანური აქტიუობისას გამოყოფილი  $CO_2$ -ის დიდი რაოდენობა ხელს უნდა უშლიდეს კარბონატების ლექვას. მხოლოდ გარკვეული დრო-ის შემდეგ, როდესაც ჭარბი  $CO_2$  ათვისებული იქნება ორგანიზმების მიერ, შეიძლე-ბა დაიწყოს კარბონატების გამოყოფა.

მოც თავდაპირველად ხდებოდა Fe და Mn-ის ქვეყანგური ნაერთების (კარბონატები, სილიკატები) გამოლეკვა, ხოლო უფრო გვიან და ნაპირიდან შორს—ქანგულა ნაერთებისა. ამაში მდგომარეობს ვულკანოგენურ დანალექი წყებებისათვის ზოგჯერ დამახასიათებელი შებრუნებული ზონალობის სურათი. ამ მხრივ მეტად საინტერესო და თვალსაჩინოა კიათურის საბადო (გ. ძოწენიძე). აქ, სანაპიროსთან, როგორც ჩანს, პიდროთერმების მოქმედების არეში აღდგენითი გარემო იყო გაბატონებული და ამიტომ კარბონატული მადნები ილეკებოდა, ხოლო აუზის შიდა ნაწილებში კი ქანგვითი გარემო არსებობდა და ქანგულა მადნების წარმოქმნა ხდებოდა.

#### § 40. ბიოგეოქიმიური პროცესები

ბიოგეოქიმიის ზოგადი მიმოხილვა. ბიოგეოქიმიურ პროცესებს შეისწავლის გეოქიმიის ერთ-ერთი დარგი—ბიოგეოქიმია, რომელიც ჩამოყალიბდა ვ. ი. ვერნადსკის იდეების საფუძველზე. ბიოგეოქიმია შეისწავლის ცოცხალი ორგანიზმების (ორგანული სამყაროს) და მათი ცხოველმყოფელობის პროდუქტების ქიმიას და მათ როლსა და გავლენას ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციაზე, კონცენტრაციაზე და განაწილებაზე მიწის ქერქში. აქედან გამომდინარე ნათელია, რომ ბიოგეოქიმია ბიოლოგიურ, ქიმიურ და გეოლოგიურ მეცნიერებათა შორის მოსაზღვრე დარგია და მას უალრესად დიდი მნიშვნელობა აქვს ორგანული და არაორგანული სამყაროს ქიმიური ურთიერთქმედების საკითხის გასარკვევად.

ცოცხალი ორგანიზმების (ორგანული სამყაროს) გავრცელების არე დედამიწაზე მოიცავს ატმოსფეროს ქვედა ნაწილს (ტროპოსფეროს), მთელ პიდროსფეროს, ლითოსფეროს სულ თხელ პერიფერიულ ნაწილს და ნიადაგებს და იწოდება ბიოსფეროდ (ტერმინი ბიოსფერო გეოლოგიაში შემოიტანა ე. ზიუსმა). ორგანული სამყარო წარმოდგენილია ცხოველებით და მცენარეულობით, რომელთა აქტივობა გაპირობებულია მზის სითბური ენერგიით. ორგანული სამყარო აგროვებს და გარდაქმნის მზის სითბურ ენერგიას სხვადასხვა სახის თავისუფალ ენერგიად, რომლის ხარჯზედაც ეგზოგენურ პირობებში ბიოსფეროში მიმდინარეობს სხვადასხვა ბიოგეოქიმიური პროცესები.

ბიოსფეროში არსებული ცოცხალი ნივთიერების მასა მიწის ქერქის მასასთან შედარებით უმნიშვნელოა. წონით იგი შეადგენს მიწის ქერქის მხოლოდ 0,001%. ცოცხალი ნივთიერების მასის უდიდეს ნაწილს ქმნის ზღვიური ფიტოპლანქტონი, ტყეები და ხმელეთის ბალახეული საფარი. ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ ცოცხალი სამყაროს

შემადგენელი კომპონენტების მასა მათი ბიოგეოქიმიური მნიშვნელობის განმსაზღვრელი არ არის, ვინაიდან ცოცხალი ნივთიერების ისეთი უმნიშვნელო მასის მქონე კომპონენტები, როგორიცაა უმდაბლესი წყალმცენარეები, მიკროორგანიზმები და სხვა, ბიოგეოქიმიური პროცესებისათვის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია.

ყოველი ორგანიზმი თავის სიცოცხლის პროცესში გარემომცველი სამყაროდან ითვისებს ამა თუ იმ ქიმიურ ელემენტს, რომელიც შემდეგ კვლავ უბრუნდება გარემოს ორგანიზმების სიცოცხლის პერიოდში ან მათი სიკვდილის შემდეგ. ამაში გამოიხატება ძირითადად ცოცხალი და არაორგანული ნივთიერების ურთიერთქმედების პროცესი. მაგალითად; ვარაუდობენ, რომ ორგანიზმები 13 წლის განმავლობაში თავის ორგანიზმში ატარებენ ნახშირბადის ისეთ რაოდენობას, რომელიც 10-ჯერ აღემატება მიწის ქერქში მის რაოდენობას. არ შეიძლება არ აღინიშნოს, რომ ვ. ი. ვერნადსკის მიხედვით ატმოსფეროს შედგენილობაში არსებული ქანგბადი მთლიანად ცოცხალი ორგანიზმების ცხოველყოფელობის პროდუქტია. თუმცა, აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ამ შეხედულებას ყველა არ იზიარებს, ვინაიდან თვლიან, რომ ქანგბადი დედამიწის დეგასაციის პროდუქტსაც წარმოადგენს. ორგანული და არაორგანული სამყაროს ურთიერთქმედების პროცესში ქიმიურ ელემენტთა ბრუნვაში აღინიშნება ზოგიერთი მათგანის ცოცხალ ორგანიზმებში კონცენტრაციის პერიოდები, რაც საბოლოო ჯამში ვლინდება ბიოგენური და ბიოქიმიური გენეზისის სასარგებლო ნამარხთა საბადოების წარმოქმნაში. ასე მაგალითად, ბევრი ცოცხალი ორგანიზმი Fe, Mn, Cu, V, P, Ca, Si, S და სხვა ელემენტების კონცენტრატორია, ამიტომ მათი დაღუპვის შემდეგ ხდება მიწის ქერქის ლოკალური უბნების გამდიდრება ამ ელემენტებით და ზოგჯერ საბადოების წარმოქმნა. საყოველთაოდ ცნობილია, რომ ფოსფორიტის, კირქვის, ვანადიუმის და გოგირდის ბევრი საბადო, ქვანახშირის და ტორფის, ალბათ ნავთობის, რკინის, მანგანუმის\* და მრავალი სხვა სასარგებლო ნამარხის საბადო ბიოგენური და ბიოქიმიური გენეზისისაა. ასევე ნიადაგების წარმოქმნაში ცოცხალი ორგანიზმების და ქანების ურთიერთქმედების პროცესს უაღრესად მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის.

ამრიგად, მოტანილი ზოგადი ცნობებიდან მკაფიოდ ჩანს, თუ რა

---

\* მანგანუმის კონცენტრაციას ცოცხალ ორგანიზმებში ზოგი მკვლევარი ექვის ქვეშ აყენებს.



დიდი მნიშვნელობა აქვს ბიოგეოქიმიურ პროცესებს მიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების მიგრაციასა და კონცენტრაციაში.

ცოცხალი ორგანიზმების ქიმიური შედგენილობა. ცოცხალი ორგანიზმები შედგებიან მრავალი ორგანული (ნახშირწყალბადები, ცხიმები, ცილები და სხვ.) და მეტალო-ორგანული ნაერთებისაგან, რომელთა შედგენილობაშიც მონაწილეობენ სხვადასხვა ქიმიური ელემენტები. ზოგიერთი ქიმიური ელემენტი ცოცხალ ორგანიზმებში იმყოფება დიდი რაოდენობით, ზოგი კი მცირე და ისიც არა ყოველთვის. დიდი რაოდენობით არსებული ელემენტები იწოდებიან ბიოგენურ ელემენტებად, ვინაიდან ისინი, როგორც ჩანს, ასრულებენ სხვადასხვა სასიცოცხლო ფიზიოლოგიურ ფუნქციას. ბიოგენურ ელემენტებს წარმოადგენენ: O, C, H, N, P, S, Ca, K, Fe, Cl და ზოგი სხვა ელემენტი.

როგორც აღნიშნულიდან ჩანს, ცოცხალ ორგანიზმებში ძირითადად თავმოყრილია ისეთი ელემენტები, რომლებიც ძირითადად გვხვდებიან გაზობრივ მდგომარეობაში ატმოსფეროში ( $O_2$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ , N) ან ქმნიან წყალში კარგად ხსნად ნაერთებს, რის გამოც სხვადასხვა ანიონების და კათიონების სახით დიდი რაოდენობით იმყოფებიან ჰიდროსფეროში, როგორც მაგალითად:  $(OH)^{-1}$ ,  $(HCO_3)^{-1}$ ,  $H^{-1}$ ,  $(NO_3)^{-1}$ ,  $Cl^{-1}$ ,  $(SO_4)^{-2}$ ,  $(PO_4)^{-3}$ ,  $K^{+1}$ ,  $Na^{+1}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Ca^{+2}$  და ზოგი სხვ. ყველა სხვა ელემენტი, მათ შორის იშვიათი ელემენტებიც, ცოცხალ ორგანიზმებში იმყოფება მეტად მცირე რაოდენობით. ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ ქიმიური ელემენტის კლარკის სიდიდე არ განაპირობებს მისი კონცენტრაციის ხარისხს ცოცხალ ორგანიზმებში. მაგალითად, Al, Ti და ზოგი სხვა შედარებით მაღალი კლარკის მქონე ელემენტის კონცენტრაცია ცოცხალ ორგანიზმებში მეტად უმნიშვნელოა და არ აღემატება  $n \cdot 10^{-4}\%$ . ამავე დროს დაბალი კლარკების მქონე ელემენტების, როგორცაა C, N, P და სხვათა კონცენტრაცია ცოცხალ ორგანიზმებში, როგორც ირკვევა, აღწევს  $n \cdot 10^{-2}$  და  $n \cdot 10^{-1}\%$ . აღნიშნული გარემოება გამოწვეულია იმით, რომ ცოცხალი ორგანიზმები ძირითადად ითვისებენ იმ ელემენტებს, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია ზიოსფეროში ადვილად ხსნადი ნაერთების არსებობა.

სხვადასხვა ქიმიურ ელემენტთა კონცენტრაცია ცოცხალ ორგანიზმებში ცვალებადობს ათეული პროცენტებიდან (U, H) —  $n \cdot 10^{-12}\%$  -მდე (Ra, Ru). ცოცხალი ორგანიზმების საშუალო ქიმიური შედგენილობა ა. პ. ვინოგრადოვის მიხედვით მოცემულია 65-ე ცხრილში.

ცოცხალი ორგანიზმების საშუალო ელემენტური შედგენილობა  
(ა. პ. ვინოგრადოვის მიხედვით)

ელემენტთა ჯგუფები შემცველობის მიხედვით	კონცენტრაცია წონით %	ელემენტები
მაკროელემენტები	10 <sup>1</sup> 10 <sup>0</sup> —10 <sup>1</sup> 10 <sup>-1</sup> —10 <sup>0</sup> 10 <sup>-2</sup> —10 <sup>-1</sup>	O, H C, N, Ca S, P, K, Si Mg, Fe, Na, Cl
მიკროელემენტები	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>-2</sup> 10 <sup>-4</sup> —10 <sup>-3</sup>	Zn, Br, Mn, Cu J, As, B, F, Pb, Ti, V Cr, Ni, Sr
ულტრამიკროელემენტები	10 <sup>-5</sup> —10 <sup>-4</sup> 10 <sup>-6</sup> —10 <sup>-5</sup> 10 <sup>-11</sup> —10 <sup>-5</sup> 10 <sup>-12</sup> —10 <sup>-11</sup>	Ag, Co, Ba, Th Au, Rb Hg Ra, Rn
ქიმიური ელემენტები, რომელთა არსებობა ცოცხალ ორგანიზმებში დადგენილია, მაგრამ ოდენობა ჯერ განსაზღვრული არაა		Li, Be, Se, Ga, Ge, W, Ar, Sc, Mo, Rh, Pt, Pd, Cd, Sn, Cs, Te, Sb, Bi, U, La, Ce

როგორც მოტანილი ცხრილიდან ჩანს, ცოცხალ ორგანიზმებში ხდება მთელი რიგი ქიმიური ელემენტების კონცენტრაცია, რასაც ზოგიერთ შემთხვევაში სამრეწველო მნიშვნელობაც კი შეიძლება ჰქონდეს. ასე მაგალითად, ცნობილია, რომ ნამარხ ნახშირებში (ზოგიერთი საბადო) აღგილი აქვს Ge, Ga, Co, Ni — და ზოგი სხვა ელემენტის საკმაოდ მნიშვნელოვან კონცენტრაციას, რასაც სამრეწველო მნიშვნელობაც კი აქვს. ვარაუდობენ, რომ ნახშირებში ეს ელემენტები მცენარეულ ნაშთს უკავშირდება, ვინაიდან მცირე ნაცრიანი ნახშირები ყოველთვის უფრო მდიდარი არიან აღნიშნული ელემენტების მინარევით. ვ. მ. გოლდშმიდტის მიხედვით ნამარხი ნახშირების ნაცარში ზოგიერთი ელემენტის შემცველობა და კონცენტრაციის ხარისხი ლითონფეროს კლარკთან შედარებით შემდეგია (ცხრილი 66).

ცოცხალი ორგანიზმების მიერ ელემენტთა კონცენტრაციის კარგი მაგალითია ვანადიუმის კონცენტრაცია ზღვიურ ორგანიზმებში — ასცი-

ზოგიერთი ქიმიური ელემენტის შემცველობა ნამარხი ნახშირების ნაცარში  
(ვ. გოლდშმიდტის მიხედვით)

ელემენტები	საშუალო შემცველობა ნახშირის ნაცარში %-ში	კონცენტრაციის გაზრდა ლითონფეროსთან შედარებით
Fe	0,63	30--150.
Sc	0,003	10--20
Co	0,03	30
Ga	0,01	7 — 10
Ge	0,05	70--120
Mo	0,02	13
Zn	0,02	4

დიებში. ამის საფუძველზე იაპონიაში გაშენებულია ამ ცხოველების წყალქვეშა პლანტაციები და წარმოებს ვანადიუმის ექსპერიმენტული მოპოვება.

ცოცხალი ორგანიზმების მიერ ზოგიერთი ელემენტის კონცენტრაციის საკითხის განხილვისას საჭიროა გავიხსენოთ, რომ ელემენტოდაგროვება მთელ რიგ ცხოველებში ხდება არა რბილ ქსოვილში, არამედ სკელეტსა და ნიჟარაში. სკელეტის და ნიჟარის აგებულებაში მონაწილე ელემენტებია: Ca, Mg, Sr, Ba, Si, P, Fe, Al, Mn და ზოგი სხვა მცირე კონცენტრაციით არსებული ელემენტი.

ცოცხალი ორგანიზმების, როგორც ქიმიური ელემენტების კონცენტრატორების როლი კიდევ უფრო ნათელი გახდება, თუ შევადარებთ ორგანიზმებში ამა თუ იმ ელემენტის საშუალო შემცველობას ამ ელემენტის შემცველობას იმ გარემოში, რომელშიც ცოცხალი ორგანიზმი ცხოვრობს. ვ. ი. ვერნადსკის მონაცემების მიხედვით ზღვიურ ორგანიზმებში ზღვის წყალთან შედარებით ხდება ელემენტთა მნიშვნელოვანი კონცენტრაცია:

F, B, K, S—ათჯერად ( $n \cdot 10^1$ )

Fe, Br, Sr, As, Ag—ასჯერად ( $n \cdot 10^2$ )

Si, P—ათასჯერად ( $n \cdot 10^3$ )

Cu, J—ათიათასჯერად ( $n \cdot 10^4$ )

Zn, Mn—ასიათასჯერად ( $n \cdot 10^5$ )

დედამიწის განვითარების ხანგრძლივი ისტორიის მანძილზე ცოცხალ ორგანიზმებსა და მათ გარემოს შორის მყარდებოდა გარკვეული ბიოქი-

მიუღრის თანაფარდობა. ეს, პირველ რიგში, გამოიხატებოდა ორგანიზმების ადაპტირებით (შეჩვევით) გარემოს გარკვეულ ქიმიურ შედგენილობასთან. ასე მაგალითად, ქიმიური ელემენტები და მათი ნაერთები, რომლებიც დიდი რაოდენობით არიან ცოცხალი ორგანიზმების გარკვეულების არეში ( $K, Na, Ca, (SO_4)^{-2}, (SO_3)^{-2}, (PO_4)^{-3}$  და სხვა), ორგანიზმებზე უარყოფითად არ მოქმედებენ, მიუხედავად მათი მაღალი კონცენტრაციისა ცოცხალ ორგანიზმებში. მაგრამ მიკრო- და ულტრამიკროელემენტების კონცენტრაციის გაზრდა ცოცხალ ორგანიზმებში უპრავლეს შემთხვევაში იწვევს მათ დაღუპვას, ვინაიდან ისინი ორგანიზმებისათვის შხამს წარმოადგენენ.

გარკვეულია, რომ ქიმიური ელემენტების რიგითი ნომრის ზრდასთან ერთად იზრდება მათი შხამიანობა. ასე მაგალითად, პერიოდული სისტემის მესამე ჯგუფის ელემენტებიდან  $B$  სუსტი შხამია, ხოლო  $Tl$  კი მეტად ძლიერი შხამია ცოცხალი ორგანიზმებისათვის. მეორე ჯგუფში  $Zn$ —სუსტი შხამია,  $Cd$  თუთიაზე ძლიერი, ხოლო  $Hg$  კი ძალიან ძლიერ შხამს წარმოადგენს. განსაკუთრებით ძლიერ შხამებს წარმოადგენენ მეექვსე და მეშვიდე პერიოდების პირველი ნახევრის ელემენტები ( $Hg, Tl, Pb, Ra, Th, U$  და სხვა), თუმცა ამ კანონზომიერებიდან არსებობს გამონაკლისებიც; მაგალითად, ტუტე ელემენტებში ყველაზე ნაკლებად შხამიანია— $K$ , ხოლო ტუტე მიწებში— $Ca$ .

გარემოს ქიმიური შედგენილობა თითქმის ყოველთვის გარკვეულ დადს ასევე ცოცხალი ორგანიზმების ქიმიურ შედგენილობას. ასე მაგალითად, ყველა ზღვიერ ორგანიზმში, კონტინენტური წყლების ორგანიზმებთან შედარებით, გაზრდილია  $F, J, Sr$  და ზოგი სხვა ელემენტის შემცველობა. ამასთან, უნდა აღინიშნოს, რომ ერთი ქიმიური ელემენტის კონცენტრაციის გაზრდა ჩვეულებრივ იწვევს მეორე ან რამდენიმე მსგავსი გეოქიმიური თვისებების მქონე ქიმიური ელემენტის კონცენტრაციის გაზრდას ცოცხალ ორგანიზმებში. მაგალითად,  $K$ -ის კონცენტრაციის გაზრდა იწვევს  $Rb$ -ის და შესაძლებელია  $Tl$ -ის კონცენტრაციის გაზრდას და ასე შემდეგ. ასეთივე თანაფარდობა აღინიშნება  $Ca—Sr, Cl—Br, Co—Ni, Zn—Cd$  და სხვა მსგავსი იონთა რადიუსის და ვალენტობის მქონე ელემენტთა შორის.

მოტანილი მონაცემებიდან ჩანს, რომ ცოცხალი ორგანიზმები (პირველი მიახლოებით) ასრულებენ გარემოს გეოქიმიური ინდიკატორების როლს (ამაზეა დაფუძნებული საბადოების ძებნის ბიოგეოქიმიური მეთოდი) ცოცხალი ორგანიზმების ქიმიური შედგენილობის განხილვისას არ შეიძლება არ აღინიშნოთ ცოცხალ ორგანიზმებში ქიმიური ელემენტთა კონცენტრაციის ორი განსხვავებული ტიპის არსებობა:

1. ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტის მაღალი კონცენტრაციის არსებობა რეგიონის ფარგლებში გავრცელებულ ყველა ცოცხალ ორგანიზმებში, გამოწვეული ამ ელემენტის მაღალი კონცენტრაციით გარემოში და  
2. გარკვეული ქიმიური ელემენტების კონცენტრაცია ცოცხალი ორგანიზმების გარკვეულ სახეში ან უურო სპირად გვარში, გარემოს ქიმიური შედგენილობისაგან დამოუკიდებლად (მაგალითად, Zn-ის კონცენტრაცია იების ზოგიერთ სახეობაში, Li-ის კონცენტრაცია ზოგიერთ მცენარეში *Thulietrum*, *Ranunculus*, *Cirsium* და სხვ.).

კონცენტრაციის მეორე სახეობა გაპირობებულია ცოცხალი ორგანიზმების ბიოქიმიური თვისებებით, რაც მდგომარეობს იმაში, რომ ცოცხალი ორგანიზმების ტიპები, კლასები, გვარები და სახეობები ხასიათდებიან სპეციფიკური, მხოლოდ მათთვის დამახასიათებელი ელემენტური შედგენილობით. სწორედ ეს გარემოება აპირობებს, პირველ რიგში, ცოცხალი ორგანიზმების ქიმიურ შედგენილობას, რომელიც ნაწილობრივ იცვლება გარემოს ქიმიური შედგენილობის ზეგავლენით.

ბიოგეოქიმიურ პროცესებში ზოგიერთი მკვლევარი გამოყოფს პირდაპირ და არაპირდაპირ პროცესს. პირდაპირი პროცესი ნიშნავს ისეთ ბიოგეოქიმიურ პროცესს, რომლის მსვლელობაშიც ცოცხალი ნივთიერება უშუალო მონაწილეობას იღებს და, რომლის დროსაც ცოცხალი ორგანიზმი გარემოდან ახდენს ელემენტთა გამოთავისუფლებას (ფოტოსინთეზი, გოგირდის ბიოქიმიური კონცენტრაციები და ზოგი სხვა შემთხვევა). არაპირდაპირ ბიოგეოქიმიურ პროცესებში კი ვარაუდობენ ისეთ პროცესს, როდესაც ცოცხალი ორგანიზმების (ნივთიერების) დაშლის შედეგად ხდება მისი ორგანული ფორმიდან მინერალად გარდაქმნა (ქანების გამოჟიჭვის პროცესში ნიადაგების გაჩენა, გერმანიუმის და ზოგი სხვა ელემენტის კონცენტრაცია ნამარხ ნახშირებში, ვანადიუმის კონცენტრაციების გაზრდა ნავთობსა და მყარ ბითუმებში და სხვ.), მაგრამ მკვლევართა უმრავლესობის აზრით, ბიოგეოქიმიური პროცესების ამგვარი დანაწილებისათვის გერჩეობით მეცნიერებას არ გააჩნია სათანადო უტყუარი მონაცემები. მრავალ შემთხვევაში არ ხერხდება ბიოგეოქიმიურ პროცესებზე სრული წარმოდგენის შექმნა და იმის დადგენა, თუ სახელდობრ რომელი ბიოგეოქიმიური პროცესის შედეგად მოხდა ამა თუ იმ ელემენტის კონცენტრაციის წარმოქმნა.

ბიოგეოქიმიური პროცესის საკეთესო მაგალითია ფოტოსინთეზის პროცესი, რომლის შედეგად ბიოსფეროში, მზის სითბური ენერგიის ხარჯზე, ხდება ცოცხალი ნივთიერების წარმოქმნა და ამავე დროს ქანგბადის გამოყოფა გარემოში. ფოტოსინთეზი—ეს ენგვა-

აღდგენითი პროცესია, რომელიც მიმდინარეობს მცენარეებში ქლოროფილის მარცვლების მეშვეობით მზის ენერჯიის (ინსოლაციის) ხარჯზე. ამ პროცესის დროს მცენარეების მიერ გარემოდან შეთვისებული  $\text{CO}_2$  და  $\text{H}_2\text{O}$ -ს ხარჯზე ხდება სხვადასხვა ორგანული ნაერთების წარმოქმნა (რომელთაც გააჩნიათ თავისუფალი ენერჯიის დაღი მარაგი) და თავისუფალი ენერჯიის გამოყოფა. შემდგომში ნახშირწყალბადების გარდაქმნის შედეგად წარმოიქმნება მცენარეთა აგებულებაში მონაწილე ცილები, ცხიმები, ალკალოიდები, ვიტამინები და ასე შემდეგ.

ბიოგეოქიმიური პროცესების კარგი მაგალითებია ისეთი შემთხვევები, როდესაც ცოცხალ ორგანიზმებსა და არაორგანულ გარემოს შორის მიმდინარე პროცესების შედეგად, სხვადასხვა არაორგანული ნაერთის დაშლის ხარჯზე ხდება ელემენტთა თავისუფალ მდგომარეობაში გამოყოფა.

ამგვარი პროცესების საილუსტრაციოდ განვიხილოთ გოგირდის ბიოქიმიური კონცენტრაციების წარმოქმნის სქემა.

როდესაც ზღვის აუზში ენერჯიით გამდიდრებული გარემო მდებარეობს აუზის ფსკერიდან მოშორებით (ზევით) და ორგანული ნაშთების ლობობის შედეგად გამოიყოფა  $\text{H}_2\text{S}$ -ის გარკვეული რაოდენობა, მაშინ ვითარდებიან ანაერობული გოგირდწყალბადოვანი ბაქტერიები. ეს ბაქტერიები შლიან არა მარტო აუზის ფსკერზე არსებულ დახოცილ ორგანიზმებს, არამედ ზღვის წყალში გახსნილ  $\text{CaSO}_4$ -საც. სულფატების დაშლის პროცესი მდგომარეობს სულფატების ენერჯიის ხარჯზე ორგანული ნაშთების დაქანგვაში  $\text{CO}_2$ -ის წარმოქმნით:  $\text{CaSO}_4 + 2\text{C} = \text{CaS} + 2\text{CO}_2$ . მიღებული  $\text{CaS}$  არამდგრადია და ადვილად იშლება  $\text{CO}_2$ -ის ზემოქმედებით:  $\text{CaS} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{S} + \text{CaCO}_3$ , ამ რეაქციის შედეგად წარმოქმნილი  $\text{H}_2\text{S}$  გადაადგილდება ზევით, სადაც ის ხვდება ენერჯიით მდიდარ გარემოში და იქანგება,  $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{S}_2$ , რის შედეგადაც გამოიყოფა თავისუფალი გოგირდი, რომელიც აუზის ფსკერზე ილექება. ამრიგად, ამ გზით წარმოქმნილი გოგირდის კონცენტრაციები ბიოქიმიური გენეზისისაა, ხოლო თვით პროცესი კი პირდაპირი ბიოქიმიური პროცესია.

მიწის ქერქში განსაკუთრებით დიდი გავრცელებით სარგებლობენ ბიოგეოქიმიური პროცესები, რომელთა მსგეველია ისინი ცოცხალი ორგანიზმები გარემოდან ითვისებენ ამა თუ იმ ელემენტს და ახდენენ მათ აკუმულაციას, მაგალითად, იოდის კონცენტრაციების გაჩენა დანალექ წყებებში, რაც წყალმცენარეების მიერ ჰიდროსფეროდან და ატმოსფეროდან იოდის ათვისების შედეგია. ამ გზით წყალმცენარეებში აკუმულირებული იოდის კონცენტრაციები 1000-ჯერ უფრო მაღალია,

კიდრე იოდის კონცენტრაცია ზღვის წყალში და ატმოსფეროში. წყალ-მცენარეების დახოცვის შედეგად ზღემა მათი დაგროვება აუზის ფსკერზე, ლამებში. ლამის მეტამორფიზმის და თიხა-ფიქლებად გარდაქმნის პროცესში იოდი განიცილის კონცენტრაციას ლამის წყლებში, რომლებიც საბოლოო ჯამში კონსერვირდებიან დანალექ ქანებში.

ამ კატეგორიის პროცესებს წარმოადგენენ დიატომიტის, ორგანო-გენული კირქვების, ფოსფორიტის, ვანადიუმის, ურანის და მანგანუმის კონცენტრაციების წარმოქმნის პროცესები ზღვის აუზებში; ქვანახშირებში გერმანიუმის, გალიუმის და ზოგი სხვა იშვიათი ელემენტის აკუმულაციის პროცესი და სხვ.

### § 11. რეგიონული გეოქიმიის კვლევის საგანი და ძირითადი ამოცანები

რეგიონული გეოქიმია შეისწავლის ცალკეული რეგიონების გეოქიმიას, ე. ი. იგი არკვევს რეგიონის ფარგლებში ქიმიურ ელემენტთა განაწილების კანონზომიერებას, მათ პარაგენეზის და კონცენტრაციამიგრაციის პირობებს. ამ ასპექტში რეგიონული გეოქიმია რეგიონული მეტალოგენიის საკითხებსაც ეხება, ვინაიდან ელემენტთა და, პირველ რიგში, მეტალური ელემენტების კონცენტრაციის პირობები საბადოების წარმოქმნით მეტალოგენიის კვლევის საგანსაც წარმოადგენს.

რეგიონული გეოქიმიის საფუძვლები დამუშავებული იყო ა. ე. ფერსმანის მიერ, რომელმაც ჯერ კიდევ 1922 წელს მოგვცა საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის გეოქიმიურა დაწასათება, ხოლო 1932 წელს კი საბჭოთა კავშირის ყველა სხვა რეგიონის გეოქიმიურა თავისებურებების აღწერა.

ამრიგად, რეგიონული გეოქიმია შეისწავლის: 1. გეოქიმიურ პროვინციებს, 2. გეოქიმიურ ეპოქებს, 3. გეოქიმიურ სარტყლებს, 4. გეოქიმიურ ველებს და 5. გეოქიმიურ ზონებს. რეგიონული გეოქიმიას ამოცანების გადაწყვეტასას აუცილებელია მხედველობაში მიღებული იყოს გეოქიმიური პროცესების გენეტიკური მხარე (ფიზიკურ-ქიმიური თავისებურებანი), რისთვისაც განხილული უნდა იყოს ენდოგენური, ეგზოგენური და მეტამორფული გეოლოგიური პროცესების გეოქიმიური თავისებურებანი.

გეოქიმიური პროვინციები ა. ე. ფერსმანს ესმოდა როგორც მიწის ქერქის ცალკეული უბნები, რომლებიც ხასიათდებიან ქი-

მიური ელემენტების გარკვეული ასოციაციით. ამა თუ იმ პროვინციის გეოქიმიურ თავისებურებას აპირობებს მიწის ქერქის ამ უბნის გეოლოგიური განვითარების ისტორია, რაც თავის გამოხატულებას, უპირველეს ყოვლისა, პოულობს იქ წარმოდგენილ მაგმატიზმსა, ტექტონიკასა და ლითოლოგიაში. ამ ასპექტში გეოქიმიური პროვინცია ბევრით ემსგავსება პეტროგრაფიულ და მეტალოგენურ პროვინციებს, რომელთაგანაც მას ასხვავებს მხოლოდ პროვინციის თავისებურების გამომხატველი ელემენტთა კომპლექსი. გეოქიმიური პროვინციების გამოყოფისას ითვალისწინებენ როგორც პეტროგენულ, ასევე მეტალოგენურ ელემენტთა გარკვეულ კომპლექსებს, ხოლო პეტროგენული და მეტალოგენური პროვინციების შემთხვევაში—მარტო პეტროგენულს და მეტალოგენურ ელემენტებს.

ვინაიდან ამა თუ იმ გეოქიმიური პროვინციის ჩამოყალიბება ჩვეულებრივად ხდებოდა რაგი გეოლოგიური ეპოქების განმავლობაში, გასაგებია, რომ ამ დროის განმავლობაში მიმდინარე გეოლოგიურ-გეოქიმიური პროცესები, როგორც წესი, ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან; ამიტომ საჭირო ხდება გეოქიმიური ეპოქების გამოყოფაც. ამრიგად, გეოქიმიური ეპოქების ქვეშ უნდა გვესმოდეს დროის გარკვეული მონაკვეთი, რომლის განმავლობაშიც ხდებოდა გარკვეული ელემენტების და მათი კანონზომიერი, განსაზღვრული ასოციაციების წარმოქმნა. აქედან გამომდინარე გასაგები უნდა იყოს, რომ გეოქიმიური პროვინცია თავის საერთო (პირველი რიგის) გეოქიმიურ ერთგვაროვნებასთან ერთად ხასიათდება გარკვეული (მეორე რიგის) პეტროგენულობით. ეს პეტროგენულობა ვლინდება არა მარტო დროში (ეპოქებში), არამედ სივრცეშიც, რის გამოც გეოქიმიურ პროვინციაში საჭირო ხდება გეოქიმიური სუბპროვინციების გამოყოფა.

გეოქიმიური პროვინციები უმრავლეს შემთხვევაში თანხვდებიან მიწის ქერქის დიდ გეოსტრუქტურულ ერთეულებს, ხოლო სუბპროვინციები კი ამ გეოსტრუქტურულ ერთეულთა შემადგენლობაში შემაჯალმცირე სტრუქტურულ ერთეულებს. ამ ასპექტში, თეორიულად შესაძლებელია გამოყოფილი იყოს კამბრიულისწინა ფარებში არქეული და პროტეროზოული დანაოქების გეოქიმიური პროვინციები, ხოლო მათში კი—გეოქიმიური სუბპროვინციები, რომლებიც სათანადოდ თანხვდებიან ამ კონსოლიდირებული ზონების ქვედა, შუა და ზედა სტრუქტურულ გეოლოგიურ სართულებს. გამოყოფილ პროვინციებსა და სუბპროვინციებს აქვთ, როგორც რიგი მსგავსი, ისე მკვეთრად განსხვავებული გეოქიმიური ნიშნები, რაც აპირობებს მათ თავისებურებას



და გამოყოფის აუცილებლობას. უნდა აღინიშნოს, რომ კამბრიულის-წინა, კალედონური და ნაწილობრივ ჰერცინული ასაკის კონსოლიდირებული ზონების (ბაქნების) ამდაგვარი გეოქიმიური დანაწილება, მათი ფორმირების პოლაციკლორობის და ამასთან დაკავშირებით მრავალი გზის მეტამორფიზმის გამო, მეტად რთულ ამოცანას წარმოადგენს და ხშირად ნაკლებად სარწმუნოა. ნაკლებად რთულია მიწის ქერქის შედარებით ახალგაზრდა უბნების გეოქიმიური დანაწილება. ასე მაგალითად, მეზო-კაინოზოური ასაკის მოძრავი სარტყლების (გეოსინკლინური ზონების) ფარგლებში შესაძლებელია გამოყოფილი იყოს ევკოსინკლინური და მიოგეოსინკლინური გეოქიმიური პროვინციები, გეოანტიკლინურ აზეებათა პროვინციები, კედურა და მათაშუეთების, დაძირებისა და აზეებათა პროვინციები, რომელთა გეოქიმიური ინდივიდუალიზაცია უმრავლეს შემთხვევაში მკვეთრადაა ხოლმე გამოხატული. გასაგებია, რომ აღნიშნულ გეოქიმიურ პროვინციებში არანაკლებ მკვეთრადაა გამოხატული სუბპროვინციებიც.

განხილულის საფუძველზე უნდა დავუშვათ, რომ მიწის ქერქის გეოლოგიურად მსგავსი, მაგრამ სიერცობრივად და ასაკობრივად მკვეთრად გათიშული უბნები უნდა ხასიათდებოდნენ ანალოგიური გეოქიმიური ნიშნებით. მაგალითად, კანადის ფარი გეოქიმიური თვალსაზრისით უნდა წარმოადგენდეს აფრიკის და სკანდინავიის ფარის ანალოგს და ასე შემდეგ. მაგრამ ამგვარი სრული ანალოგია არ არსებობს, რაც აპირობებს დედამიწის პირველი რიგის გეოქიმიურ არაერთგვაროვნებას (პეტეროგენულობას) და გაპირობებულს უნდა იყოს ნივთიერების თავდაპირველი არათანაბარი განაწილებით როგორც მიწის ქერქში, ასევე სიღრმით გეოსფეროებში და პირველ რიგში მანტიაში.

გეოქიმიური ეპოქები, როგორც უკვე განვმარტეთ, წარმოადგენენ მიწის ქერქის განვითარების ხანგრძლივ პროცესში დროის გარკვეულ მონაკვეთებს, რომლებიც ხასიათდებიან ქიმიურ ელემენტთა განსაზღვრული ასოციაციების წარმოქმნით. ამ ასპექტში გეოქიმიური ეპოქები უნდა შეესაბამებოდნენ მიწის ქერქის განვითარების გეოლოგიურ პერიოდებს. მაგრამ საკითხის ასე დაყენება ფორმალურია, ვინაიდან თითოეული პერიოდის განმავლობაში წარმოშობილი გეოლოგიური სხეულები მეტად მრავალფეროვანი არაა და გეოქიმიური თვალსაზრისით ანიზოტროპული. ამავე დროს, ცალკეული გეოლოგიური პერიოდები არ ხასიათდება გეოლოგიურ-გეოქიმიური პროცესების გლობალური ერთგვაროვნებით. აღნიშნულის გამო, ნათელია, რომ გეოქიმიური ეპოქების ქვეშ უნდა ვაგულისხმოთ გეოლოგიური პერიოდების შემადგენელი დროის მცირე მონაკვეთები ერთგვაროვანი გეოლოგიური

პროცესების განვითარებით, რომლებიც უმრავლეს შემთხვევაში სივრცეში ხასიათდებიან გარკვეული პროვინციული ნიშნებით. ამიტომაც, რომ გეოქიმიური ეპოქების ცნება გლობალური კი არ არის, არამედ რეგიონული და შესაძლებელია, მრავალ შემთხვევაში ლოკალურიც. ამის გამოა, რომ გეოქიმიურ ეპოქებს დღეს დამოუკიდებლად არ განიხილავენ და იყენებენ გეოქიმიური პროვინციების დასახასიათებლად.

გეოქიმიური სარტყლები, მეტალოგენური სარტყლების ანალოგიური, მიწის ქერქის უდიდესი მოძრავი (ნაოქა) ზონებია, რომლებიც ხასიათდებიან ენდოგენური და მეტამორფოგენული პროცესის ფართო გავრცელებით და ქიმიური ელემენტების (როგორც მეტალოგენური, ასევე პეტროგენული) ინტენსიური მიგრაციით და გარკვეულ ეტაპებზე კონცენტრაციით. ხშირად გეოქიმიური სარტყლები წარმოდგენილი არიან მსგავსი გეოქიმიური პროვინციების და სუბპროვინციების ერთობლიობით. გასაგები უნდა იყოს, რომ გეოქიმიური სარტყლის ფარგლებში, თუკი ის თანხვედბა პოლიციკლური განვითარების მქონე ნაოქა სარტყელს, თანაარსებობენ ასაკობრივად განსხვავებული პროვინციები და სუბპროვინციები, რომელთაც შესაძლებელია ახასიათებდეს გარკვეული ასაკობრივი (ეპოქალური) ინდივიდუალიზაცია. ჩვეულებრივად გეოქიმიური სარტყლები თანხვედბიან დედამიწის უდიდეს გეოსინკლინურ ზონებს, როგორიცაა, მაგალითად, წყნარი ოკეანის, ხმელთაშუა ზღვის, ურალის, სკანდინავიის და სხვ.

გეოქიმიური ველები გულისხმობს მიწის ქერქის სედიმენტოგენურ რეგიონებს მათთვის დამახასიათებელი ქიმიური ელემენტთა სპეციფიკური ასოციაციებით. ესა თუ ის გეოქიმიური ველი უნდა ხასიათდებოდეს ერთგვაროვანი გეოლოგიური და გეოქიმიური პირობებით, რაც თავის მხრივ უნდა საზღვრავდეს რომელიმე ქიმიური ელემენტის ან ელემენტთა ასოციაციის დიდ ფართობულ გავრცელებას. ამა თუ იმ რეგიონის ვერტიკალურ ჭრილში გეოქიმიური ველების რაოდენობა გაპირობებულია სედიმენტაციის პროცესების თავისებურებების ცვლით დროში, ხოლო ფართობული გავრცელება კი დამოკიდებულია ლითოგენეზისის პროცესის გეოლოგიური და ფიზიკურ-ქიმიური პირობების სტაბილურობაზე სივრცეში. გასაგები უნდა იყოს, რომ გეოქიმიური ველები ხასიათდებიან სტრატოფიკაციის მკვეთრი ნიშნებით და ტიპურ დანალექ პროცესებთან ერთად, ვულკანოგენ-დანალექი პროცესების დიდი გავრცელებით. გეოქიმიური ველები ნაოქა სარტყლების ფარგლებში უმრავლეს შემთხვევაში ძნელი გამოსაყოფია ზედნადები პროცესებით გართულების გამო, ხოლო ბაქნების ქვედა სტრუქტურულ სართულში ისინი მთლიანად სახეცვლილი არიან; ისინი განსაკუთრებით მკაფიოდ იფარგლებიან ბაქნების ზედა სტრუქტურულ სართულში.

გეოქიმიური ზონები წარმოადგენენ მიწის ქერქის სულ ზე-  
და პერიფერიულ ნაწილებს, სადაც მიმდინარეობს სუპერგენული პრო-  
ცესები. გასაგები უნდა იყოს, რომ გეოქიმიურ ზონებში, მათი გეო-  
ლოგიური ასაკის მიხედვით, შესაძლებელია გამოიყოს ორი მკვეთრად  
განსხვავებული ასაკის წარმონაქმნები: თანამედროვე და წარსული გეო-  
ლოგიური ეპოქებისა (ძველი გამოფიტვის ქერქები). თავისთავად ცხა-  
დია, რომ ამ უკანასკნელთა როლი დიდი იყო გეოქიმიური ველების  
ჩამოყალიბებაში და ამავე დროს განსაზღვრავდა მათ სპეციფიკურობას.

**გეოქიმიის პრაქტიკული გამოყენების  
ზოგიერთი საკითხი**

**§ 42. გეოქიმიის მნიშვნელობა საბადოების  
განეზისის საკითხისათვის**

საბადოების გეოლოგიის, და, პირველ რიგში კი მეტალთა პოსტ-მაგმური საბადოების გეოლოგიის ურთულესი საკითხებია მათი წარმოქმნის პირობების და სივრცეში და დროში მათი განაწილების კანონზომიერების გარკვევა. ამ საკითხების გადასაწყვეტად ეყრდნობიან, ერთი მხრივ, საბადოების მინერალოგიურ-გეოლოგიური კვლევის შედეგებს, ხოლო მეორეს მხრივ კი, ახდენენ რა სათანადო პროცესების მოდელირებას, ფიზიკურ-ქიმიური ექსპერიმენტის მონაცემებს. ამგვარი კვლევების მონაცემების საფუძველზე შესაძლებელი ხდება მიახლოებით გაირკვეს პოსტმაგმური საბადოების გენეზისის გეოლოგიური და ფიზიკურ-ქიმიური პირობები. მაგრამ, მადანწარმოქმნის თეორიის და თანამედროვე მეტალოგენიის ერთ-ერთი ურთულესი საკითხი, თუ რა წარმოადგენს მადნეული ნივთიერების პირველწყაროს (უშუალოდ დედამიწის მანტიის ზედა ფენა, თუ მიწის ქერქში სხვადასხვა სიღრმეზე დაკრისტალბებული მაგმური ქანები), გეოლოგიური და ფიზიკურ-ქიმიური ექსპერიმენტების მონაცემების საფუძველზე არ ირკვევა. მადნეული ნივთიერების პირველწყაროს საკითხის დიდი სირთულე და დაუმუშავებლობა აპირობებს აზრთა იმ სხვადასხვაობას, რომელიც დღეს ამ საკითხის ირგვლივ არსებობს. გეოლოგთა უმრავლესობა იზიარებს რა ვ. ლინდგრენის, ვ. ემონსის, ს. ს. სმირნოვის და მათი მიმდევრების შეხედულებას, თელის, რომ პოსტმაგმური საბადოები გენეტიკურად დაკავშირებული არიან მაგმატიზმის მოვლენებთან.

ამჟამად არჩევენ შავმატაზმთან გენეტიკურად დაკავშირებული პოსტ-მაგმური საბადოების სამ სახეს: ა) დიდი სიღრმის ინტრუზივებთან (ბათოლიტებთან), ბ) ჰიპაბისალურ ინტრუზივებთან და გ) ეფუზიურ და სუბველკანურ მაგმატიზმთან, ამასთან, დიდი ხანია რაც ემპირიულად

დადგენილია გარკვეული პოსტმაგმური საბადოების მქიღრო სიერცობრივი და ასაკობრივი კავშირი მაგმური ქანების გარკვეულ ოჯახებთან. სწორედ ეს კანონზომიერება გამოიყენება მეტალოგენური ანალიზისა და პროგნოზირების დროს. მაგრამ, დღეს გეოლოგიას არ გააჩნია ისეთი უტყუარი ნიშნები, რომელთა გამოყენებით შესაძლებელი იქნება, პეტროგრაფიულად იდენტურ მაგმურ ქანებში გამოყოფილი იქნეს ამა თუ იმ მეტალის საბადოს მადანმოძევი დედა ქანები. სწორედ აღნიშნული საკითხის გასარკვევად ვარაუდობენ, რომ შესაძლებელია გამოყენებულ იქნეს გეოქიმიური კრიტერიუმები. ერთ-ერთ ასეთ კრიტერიუმს წარმოადგენს საბადოებთან ასოციაციაში მყოფ მაგმურ ქანებში ამ საბადოების მთავარი ელემენტების შემცველობის გარკვევა. ამგვარი კვლევების საფუძველზე შესაძლებელი ხდება, პეტროგრაფიულად იდენტურ მაგმურ ქანებში გამოყოფილი იქნეს ამა თუ იმ მადანეული ელემენტის მინარევით გამდიდრებული ქანები, რომელთაც გეოქიმიურად დადებითად სპეციალიზებულ ქანებს უწოდებენ.

ამრიგად, ქანების (ინტრუზივების, ეფუზივების) გეოქიმიურ სპეციალიზაციაში უნდა გვესმოდეს ამა თუ იმ მინარევი ელემენტის (ჩვენ შემთხვევაში მადანეული ელემენტის) ანომალური შემცველობა (გამდიდრება ან გაღარიბება) ამ ელემენტის რეგიონულ ან გლობალურ კლარკთან შედარებით.

გეოქიმიური სპეციალიზაციის იმ კერძო შემთხვევას, როდესაც ქანში გაზრდილია ამა თუ იმ მადანეული ელემენტის მინარევის რაოდენობა კლარკულთან (რეგიონული, გლობალური) შედარებით, და ამავე დროს, ამ ქანებთან სიერცობრივ მქიღრო ასოციაციაში იმყოფება იმავე ასაკის მეტალთა საბადო. ეწოდება ქანის (ინტრუზივი, ეფუზივი) მეტალოგენური სპეციალიზაცია.

დღეისათვის არსებული მონაცემების საფუძველზე დაახლოებით ირკვევა, რომ კალის, ვოლფრამის, ბერილიუმის და ბორის პოსტმაგმური საბადოები სიერცობრივად მქიღროდ უკავშირდებიან სინქრონული ასაკის გრანიტოიდებს, რომლებიც ხასიათდებიან მკვეთრად გამოხატული გეოქიმიური დადებითი სპეციალიზაციით ამ ელემენტების მხრივ (კლარკულთან შედარებით აღინიშნება მათხ 1,5—3-ჯერადი გამდიდრება). აღნიშნულის გამო თვლიან, რომ გრანიტოიდების მეტალოგენური სპეციალიზაცია Sn, W, Be და B-ის მიმართ სარწმუნო უნდა იყოს. მსგავსი სურათი ზოგიერთ შემთხვევაში შეიმჩნევა მოლიბდენის საბადოებთან მქიღრო სიერცობრივ კავშირში მყოფ გრანიტოიდებში და სპილენძ-ცეოლითების დაბალტემპერატურულ საბადოებთან ასოციაციაში მყოფ ფუქე ეფუზივებში და ზოგ სხვა შემთხვევაში. გაცი-

ლებით უფრო რთული სურათია ქანების ტყვიით, თუთიით, ვერცხლისწყლით და ზოგი სხვა მეტალით მეტალოგენური სპეციალიზაციის მხრივ.

ამიტომ ჩერკეზობით არ შეიძლება იმის თქმა, რომ ქანების მეტალოგენური სპეციალიზაციის საკითხი ყველა მეტალის მიმართ საბოლოოდ არის გადაწყვეტილი. ამ საკითხის შესახებ საჭიროა ინფორმაციის გაზრდა ახალი კვლევების საფუძველზე, რაც ალბათ მომავალში ამ მეტად მნიშვნელოვანი საკითხის გადაწყვეტის საშუალებას მოგვცემს,

კვლევები პირველ რიგში მიმართული უნდა იყოს შემდეგი საკითხების გადასაწყვეტად: 1. არსებობს თუ არა, და როგორია განსხვავება ამა თუ იმ მეტალის შემცველობასა და განაწილებაში ქიმიურად და მინერალოგიურად მსგავს, მაგრამ გენეტიკურად განსხვავებულ გრანიტოიდებში. 2. პოლიციკლური განვითარების რეგიონებში, რეგენერაციის (ქანთა გაახალგაზრდადების) მოვლენების გავლენა ქანებში მადნეული ელემენტების შემცველობაზე. 3. ქანთა პროვინციული ნიშნების გავლენა მადნეული ელემენტების მინარევის კონცენტრაციაზე (დონეებზე) ქანებში. 4. მადნეული ელემენტების მინარევის დონეები (ნორმები) სხვადასხვა მაგმური კომპლექსების სავარაუდოდ მადანმომცემ წევრებში და ზოგიერთი სხვა საკითხი.

დასასრულ, უნდა აღინიშნოს, რომ მეტალთა საბადოების მაგმურ ქანებთან გენეტიკური კავშირის საკითხის გარკვევაში, როგორც ამას ვარაუდობენ, გარკვეულ დახმარებას გაგვიწევს აგრეთვე ელემენტთა იზოტოპური თანაფარდობის შესწავლა მადნებსა და მათთან სივრცობრივ ასოციაციაში მყოფ ქანებში. ამავე საკითხის დაზუსტებაში მნიშვნელოვნად დაგვეხმარება აგრეთვე მადნეული საბადოს და მასთან სივრცობრივ ასოციაციაში მყოფი ქანების აბსოლუტური ასაკი, განსაზღვრული ერთი და იგივე მეთოდით\*.

#### § 43. საბადოების ძიების გეოქიმიური მეთოდები

საბადოების და, პირველ რიგში კი, ძნელად აღმოსაჩენ საბადოთა ძებნაში, რომლებიც მიწის ზედაპირზე არ შიშვლდებიან (ე. წ. „დახურული საბადოები“), გეოქიმიურ მეთოდებს უაღრესად დიდი მნიშვნელობა აქვთ, ვინაიდან ძებნის გეოფიზიკურ მეთოდებთან კომპლექსში ეს მეთოდები მეტად ეფექტურია. საბადოების ძებნის არსებული გეოქიმიური მეთოდებიდან განსაკუთრებით დიდი გავრცელება პოვა საბადოების ძებნამ გაფანტვის შარაგანდღის მიხედვით. საბადოების

\* ქანთა და მადანთა აბსოლუტური ასაკის განსაზღვრის მეთოდები იხილეთ § 44-ში.

ძებნის გაფანტვის შარავანდედის მეთოდი განსაკუთრებით ეფექტურია მეტალთა საბადოების და, პირველ რიგში პოსტმაგმური საბადოების ძებნაში. მნიშვნელოვანი გეოქიმიური ძებნის მეთოდებია აგრეთვე ძებნის ბიოგეოქიმიური და ჰიდროგეოქიმიური მეთოდები, ვაზური აპგმვის მეთოდი და ამ მეთოდების ზოგი სხვა სახესხვაობა, რომლებიც გამოიყენებიან როგორც მეტალთა, ისე არამეტალთა და კაუსტობიოლითების საბადოების ძებნაში. აქ მოკლედ განვიხილავთ საბადოების ძებნის გაფანტვის შარავანდედის მეთოდს, ვინაიდან გეოქიმიური ძებნის მეთოდების განხილვა სპეციალური კურსის საქმეა\*.

გაფანტვის შარავანდედი წარმოადგენს საკვლევი ფართის ამა თუ იმ ელემენტით გამდიდრებულ უბანს (ზონას), რომელიც ჩვეულებრივ მდებარეობს ამ ელემენტის შემცველი მადნეული სხეულის სიახლოვეში. გაფანტვის შარავანდედის გამდიდრება გულსხმობს ამ ელემენტების შემცველობის რამდენიმეჯერ გაზრდას ქანებში კლარკულთან შედარებით, კლარკის მაგივრად შესადარებლად ჩვეულებრივად იღებენ საკვლევი ელემენტების საშუალო შემცველობას რაიონის ქანებში, რასაც უწოდებენ ელემენტის ფონურ შემცველობას. გაფანტვის შარავანდედში უნდა გავარჩიოთ პირველადი (ენდოგენური) გაფანტვის და მეორადი (ეგზოგენური) გაფანტვის შარავანდედები. პირველადი გაფანტვის შარავანდედის გაჩენა უკავშირდება მადნეული სხეულების წარმოქმნის პროცესს და პოსტმაგმური ხსნარების ქანებში გაჟონვის (ინფილტრაციის) დროს ამ უკანასკნელთა ამა თუ იმ ელემენტით გამდიდრების შედეგია. ამრიგად, პოსტმაგმური საბადოების მადნეული სხეულების და მათი გაფანტვის პირველადი შარავანდედების წარმოქმნა სინქრონული მოვლენებია და წარმოადგენს ერთი და იგივე გეოლოგიური პროცესის შედეგს. ცნობილია, რომ პოსტმაგმური მადნეული სხეულების წარმოქმნა (ლოკალიზაცია) ხდება ტექტონიკურ ნაპრალოთა სიღრუვის მადნით ამოვსებით ანდა ქანის მეტასომატური ჩანაცვლების შედეგად. პირველადი გაფანტვის შარავანდედები კი, რომლებიც სივრცობრივად და გენეტიკურად ამ სხეულებს უკავშირდებიან, წარმოიქმნებიან მათგან მცირეოდენი მოშორებით, შემცველი ქანების მადნის მთავარი ან მინარევი ელემენტებით გამდიდრების შედეგად. გაფანტვის პირველად შარავანდედში, მინერალიზაციის პროცესში შემოტანილი ელემენტების არსებობის ფორმა, როგორც ჩანს სხვადასხვაა. ელემენტები შეიძლება არსებობდნენ სულფიდების ან სხვა რომელიმე პოსტ-

\* А. А. Сауков „Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых“ Изд. МГУ, 1963.

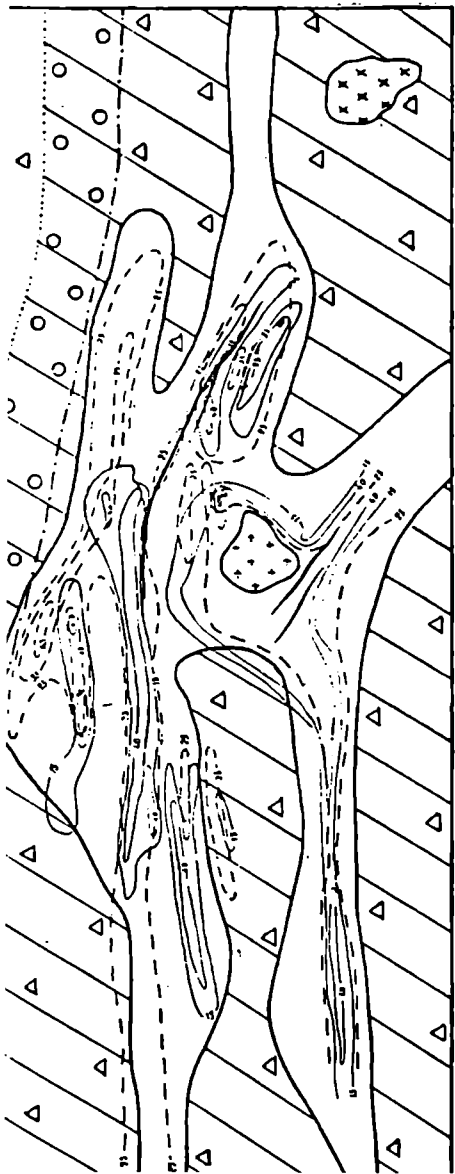
მაგმური მინერალების უწყრილესი გაბნეული გამონაყოფების სახით (მინერალოგიური მტვერი), ანდა იმყოფებოდნენ მოლეკულურ-ატომარულ გაფანტულ მდგომარეობაში. ვინაიდან ელემენტთა მიგრაციის უნარი ერთნაირი არ არის, გასაგებია, რომ მათი გადაადგილების გზაც განსხვავებული იქნება, რის გამოც მდნეული სხეულების გარშემო წარმოქმნილი შარავანდედები ხშირად ზონალური აგებულებით ხასიათდებიან. შეიძლება ითქვას, რომ შარავანდედების პერიფერიული ნაწილები (ზონები) შეიცავენ მაღალი მიგრაციული თვისების მქონე ელემენტებს. ასე მაგალითად, პოლიმეტალური გამადნების მდნეული ძარღვების გარშემო გაჩენილ შარავანდედში ხშირად შეიმჩნევა რიგი საკმაოდ მკვეთრად გამოხატული ზონა. კერძოდ, შარავანდედის პერიფერიასაკენ ხდება ტყევის ზონის შეცვლა სპილენძის, შემდეგ თუთიის და, ბოლოს იოდის ზონით (იოდი მრავალი ჰიდროთერმული საბადოს მდნების თანამგზავრი ელემენტია, რომელიც, როგორც ჩანს, დიდი რაოდენობით იმყოფებოდა ჰიდროთერმულ ხსნარებში). პირველადი გაფანტვის შარავანდედების შედგენილობაში მონაწილე ელემენტები შეიძლება დაჯგუფებულ იქნას შემდეგნაირად: 1. ძირითადი ინდიკატორული ელემენტები, რომელთაც მთავარი როლი ეკუთვნით მდნების შედგენილობაში (Pb, Zn, Cu, Sn, Mo, Sb, Hg და სხვ.), 2. კოსმოპოლიტური ელემენტები, რომლებიც ფართო გავრცელებით ხასიათდებიან და თვისობრივად არ ახასიათებენ ამა თუ იმ პოსტმაგმურ საბადოს (Ca, Mg, Fe, Si და სხვ.), 3. თანამგზავრი ინდიკატორული ელემენტები, რომლებიც მინარევი ელემენტების სახით არსებობენ გარკვეული ტიპის მდნებში (Cd, Bi, Tr, Se და სხვა მრავალი იშვიათი ელემენტი და აგრეთვე As, B, J და F).

აღნიშნულის საფუძველზე ნათელი უნდა იყოს, რომ პოლიმეტალური და ტყეია-თუთიის საბადოების პირველადი გაფანტვის შარავანდედებისათვის დამახასიათებელ (ინდიკატორულ) ელემენტთა კომპლექსია—Pb, Cu, Zn, Cd, Ag, Ge, J და ზოგი სხვ. სპილენძის (სპილენძ-სულფიდური კოლჩედანური ტიპის და სპილენძის ძარღველი) საბადოებისათვის—Cu, (Zn), Se, Te, J და ზოგი სხვა. პირველადი გაფანტვის შარავანდედების საილუსტრაციოდ აქვე მოგვყავს ერთ-ერთი მაგალითი (ნახ. 35).

მეორადი (ეგზოგენური) გაფანტვის შარავანდედების წარმოქმნა გაპირობებულია საბადოების გამოფიტვით მიწის ქერქის ზედაპირზე (როგორც მექანიკური, ისე ქიმიური გამოფიტვის პროცესები).

მეორადი გაფანტვის შარავანდედებში შესაძლებელია გამოყოფილ იქნეს შემდეგი ძირითადი ტიპები: 1. მექანიკური (შლიხური), 2. გელქიმიური, 3. გაზური და 4. ბიოგეოქიმიური.





- ^
- 1
- Δ
- Δ
- 2
- 0
- 0
- 3
- +
- +
- 4
- x
- x
- f
- 
- 6
- - -
- 7
- - -
- 8
- 9
- 10

ნახ. 35. ტყვის, თუთის და იოდის ენდოგენური შარაგანდებები გუჯარათის საბაღზე (ჯ. კასრამის მიხედვით).  
 1—შუა იოდის ტუბერქლები, ქუფები და ანტიპიტის განფენები; 2—შუა იოდის კვეთა წაწილის შრეებრივი ბუნება.  
 3—ფორმაციები და ფორმაციები; 4—ფორმაციები და გრაველოები; 5—სონიტ-ლითონები; 6—მდებარეობის მხარე; 7—ტყვის; 8—ტყვის; 9—ტყვის; 10—იოდის > 17/3 რ.

მექანიკური შარავანდედები დამახასიათებელია ქიმიური გამოფიტვის მიმართ მდგრადი მინერალებით აგებული მადნებისათვის (საბადოებისათვის). ამგვარი მადნების გამოფიტვის პროცესში ხდება მადნის დამსხვრევა-დაქუცმაცება და ამ მასალის გრავიტაციული გადაადგილება ფერდობზე დელუვიონში (ხშირად ელუვიურ-დელუვიური კონკენტრაციების გაჩენით). მექანიკურა შარავანდედები დამახასიათებელია ოქროს, პლატინის, კალის (კასიტეტრიტი), ვოლფრამის (ვოლფრამიტი, შეელიტი), ნიობის და ტანტალის (ტანტალიტი, კოლუმბიტი) და სხვა სასარგებლო ნამარხთა საბადოებისათვის.

გეოქიმიური შარავანდედები ფართოდ გავრცელებული ტიპია და დამახასიათებელია ისეთი საბადოებისათვის, რომელთა მადნები აგებულია ქიმიური გამოფიტვის მიმართ არამდგრადი მინერალებით. ამ მინერალთა ენაგვისა და ზედაპირულ წყლებში გახსნის შედეგად ხდება მადნის მთავარი კომპონენტების მიგრაცია ზედაპირული და გრუნტის წყლის მეშვეობით. მიგრაციის პროცესში გარკვეული ხელშემწყობი პირობების შექმნის შემთხვევაში ხდება გახსნილი მადნეული ნივთიერების (ელემენტების) გამოლექვა სხვადასხვა ეგზოგენური მინერალების სახით (კრისტალური ანდა კოლოიდური ნალექები), ანდა დელუვიურ საფარში წმინდად დისპერგირებული ფრაქციის მიერ მისი ადსორბციის შედეგად. აღნიშნული პროცესების მსვლელობის გამო ხდება გეოქიმიური შარავანდედების წარმოქმნა. ამგვარი შარავანდედები ახასიათებს ტყეია-თუთიის, სპილენძის, ვერცხლის, კობალტის და მრავალი სხვა მეტალის სულფიდურ საბადოებს.

გაზური შარავანდედები ახასიათებს—ნავთობის, ნახშირის, საკუთრივ გაზის და ზოგ სხვა სასარგებლო ნამარხთა საბადოებს. ამგვარი შარავანდედების გაჩენა გაპირობებულია იმ მეორადი პროცესებით, რომელთა მსვლელობის შედეგად სასარგებლო ნამარხიდან ხდება გაზების გამოყოფა. მათი განაწილება შარავანდედში ემორჩილება ძირითადად გაზების დიფუზიის კანონებს.

გაფანტვის შარავანდედების გამოსავლინებლად და მათ შემოსაკონტურებლად, საკვლევი ფართიდან წინასწარ დადგენილი ბადის მიხედვით, ხდება ნიმუშების (სინჯების) აღება. პირველადი გაფანტვის შარავანდედების შესასწავლად, ცხადია, ნიმუშების აღება წარმოებს ძირითადი ქანებიდან, ხოლო მეორადი გაფანტვის შარავანდედების გამოსავლინებლად კი უმრავლეს შემთხვევაში მეოთხეული ნალექებიდან და ნიადაგის ფენის უშუალოდ მომდევნო უბნებიდან (მეტალომეტრიული ანალიზი). გარდა ამისა, ენდოგენური შარავანდედების შესწავლისას, ხშირად ფართობრივი დასინჯვის გარდა გამოიყენება დასინჯვა (ნიმუშების აღება) ცალკეული ჭრილების მიხედვით, რომლებიც ორიენტი-

რებული არიან ჩვეულებრივ წყვეტილი სტრუქტურების მიმართების მართობულად (გარდიგარდმო კრილები). შეგროვილი სინჯების მექანიკური დამუშავების შემდეგ (დამსხვრევა-დაქუცმაცება) ტარდება მათი ანალიზი რომელიმე მაღალი მგრძობიარობის სწრაფი მეთოდით ძირითად და თანამგზავრ ინდიკატორულ ელემენტებზე. ჩვეულებრივად იყენებენ სპექტრალურ, კოლორიმეტრიულ, ალისფოტომეტრიულ, ლუმინესცენტურ ან ანალიზის სხვა რომელიმე მეთოდს. მიღებული რიცხობრივი მონაცემების სტატისტიკური მეთოდით დამუშავების შემდეგ (ზოგიერთ შემთხვევაში სტატისტიკური მეთოდი არ გამოიყენება ხოლმე), ტოპოგრაფიულ რუკაზე წარმოებს ცალკეული ელემენტების იზოკონცენტრაციის ხაზების აგება, რის საფუძველზედაც გამოიყოფა ანომალურად მაღალი შემცველობის მქონე უბნების კონტურები; ამგვარ უბნებს გეოქიმიურ ანომალიებს უწოდებენ. გეოქიმიური ანომალიების მდებარეობის გეოლოგიური და გეომორფოლოგიური თავისებურებების გათვალისწინების საფუძველზე, წარმოებს საძებნი მანქანული სხეულის სავარაუდო მდებარეობის გარკვევა.

#### 44. გეოქიმიის გამოყენება გეოქრონოლოგიაში

მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე დანალექი ქანების გეოლოგიური ასაკის დასადგენად, როგორც ცნობილია, გამოიყენება ბიოსტრატოგრაფიული მეთოდი, რომელაც ეყარება ცოცხალი ორგანიზმების ევოლუციის თეორიას და დანალექი ქანების. შრეების თანმიმდევრულ განლაგებას. ამგვარი კვლევის საფუძველზე, რომელიც ეყარება ინგლისელი გეოლოგის სმიტის აღმოჩენას (1799 წ.) და ჩ. დარვინის ევოლუციურ თეორიას, შესაძლებელი გახდა მიწის ქერქის განვითარების ისტორიაში გეოლოგიური ერების, პერიოდების. ეპოქების და უფრო მცირე ერთეულების გამოყოფა; სხვანაირად რომ ვთქვათ, შესაძლებელი გახდა მიწის ქერქის აგებულებაში მონაწილე დანალექი ქანების შეფარდებითი დათარიღება. მაგრამ ამ დროის ერთეულების ხანგრძლივობის გაზომვის საშუალება წლებში დიდი ხნის განმავლობაში გეოლოგიას არ გააჩნდა. მაგმური ქანების შეფარდებითი გეოლოგიური ასაკის გარკვევა ხერხდება მათი დანალექი ქანებთან ერთობის გარკვევის საფუძველზე—ერთის მხრივ გარკვეული ასაკის დანალექი წყების გაკვეთა მაგმური სხეულით და, მეორეს მხრივ ამ მაგმური სხეულის ტრანსგრესიული გადაფარვა უფრო ახალგაზრდა დანალექი წყებით. აღნიშნულის გამო, მკვლევართა ყურადღება დიდი ხნის განმავლობაში მიმართული იყო რაიმე ობიექტური მეთოდის გამოანახისაკენ, რომელიც როგორც დანალექი, ისე მაგმური და მეტა-

მორფული ქანების წლებში გამოხატული ასაკის განსაზღვრის საშუალებას მოგვცემდა. დღეს ასეთი მეთოდი გამონახული და დამუშავებულია და იგი ემყარება ქიმიურ ელემენტთა რადიოაქტიურ თვისებებს.

ცნობილია, რომ მიწის ქერქში და დედამიწის უფრო ღრმა გეოსფეროებში (რადიოაქტიური ელემენტების არსებობის გამო) მიმდინარეობს რადიოაქტიური დაშლის პროცესები, რომლებიც მრავალი გეოლოგიური მოვლენისათვის საკირო ენერჯის წყაროს წარმოადგენს. გამომდინარე ვ. ი. ვერნადსკის ქიმიურ ელემენტთა მიკროკოსმოსური გავრცელების ცნებიდან, გასაგები უნდა იყოს, რომ ყველა მინერალი ამა თუ იმ რაოდენობით შეიცავს რადიოაქტიურ ელემენტებს, რომლებიც დროში გარკვეული სიჩქარით განიცდიან სპონტანურ დაშლას, რის გამოც წარმოადგენენ ბუნებრივ საათს (ქრონომეტრს), რომელიც მინერალის წარმოქმნის მომენტიდან დაწყებული, ითვის დროს, სწორედ რადიოქრონომეტრიული მეთოდები ამ ბუნებრივი საათების მიხედვით დროის წაკითხვის საშუალებას იძლევა.

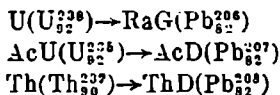
რომელიმე ქანის ან მადნის (მინერალის) წლებში გამოხატული ასაკის განსაზღვრისათვის საკიროა, რომ მათ აგებულებაში მონაწილეობდეს რადიოაქტიური ელემენტი, რომელიც მასში მოხვდა მისი წარმოქმნის დროს (გასაგებია, აგრეთვე, რომ მინერალი ქანისათვის, მადნისათვის სინგენეტური უნდა იყოს). რადიოაქტიური ელემენტი შესაძლებელია, რომ წარმოადგენდეს მინერალის სტრუქტურულ მინარევს (იზომორფული ჩანაცვლების პროდუქტს), ან ლოკალიზებული იყოს მინერალის სტრუქტურის დეფექტებში, ან საკუთარი მინერალის სახით ქმნიდეს სუბმიკროსკოპულ ჩანართებს ამა თუ იმ მინერალში. რადიოაქტიური ელემენტის სპონტანური დაშლის შედეგად მინერალში (თუკი იგი წარმოადგენს დახურულ სისტემას და არ განუცდია რაიმე გარდაქმნა) თანდათან ხდება დაშლის პროდუქტების—ამა თუ იმ რადიოგენური ელემენტების დაგროვება. გასაგებია, რომ თუ ვიცით რადიოაქტიური ელემენტის ნახევრად დაშლის პერიოდის მნიშვნელობა, დედა რადიოაქტიური და რადიოგენური ელემენტების რაოდენობა ამა თუ იმ მინერალში, შესაძლებელია განესაზღვროთ ის დრო (წლებში), რომელიც საკირო იყო ამ რაოდენობის რადიოგენური ელემენტის დასაგროვებლად.

ასე მაგალითად, თუ A—მინერალის სუფთა კრისტალი თავისი წარმოქმნის მომენტში არ შეიცავდა B—რადიოგენური ელემენტის მინარევს, მაშინ A—მინერალის წარმოქმნის მომენტიდან დაწყებული, მასში არსებული X—რადიოაქტიური ელემენტის სპონტანური დაშლის შედეგად დაიწყებოდა B—რადიოგენური ელემენტის თანდათან უცვ-

ლედი სიჩქარით დეგრადება (რაც გაპირობებული იქნება X—ელემენტის ნახევრად დაშლის პერიოდის მნიშვნელობით). თუ ცნობილია ნახევრად დაშლის კონსტანტის მნიშვნელობა ერთის მხრივ, და მეორეს მხრივ განესაზღვრეთ X—რადიოაქტიური და B—რადიოგენური ელემენტების რაოდენობა A მინერალში, შესაძლებელია გამოვთვალოთ ის დრო, რომელიც საჭირო იყო ამ რაოდენობის B რადიოგენური ელემენტის დასაგროვებლად.

არსებულ რადიოგეოქრონომეტრიული მეთოდებიდან მოკლედ შევიჩერდებით უმთავრესებზე.

ტყვიის მეტოდი ეყარება იმ ცნობილ ფაქტს, რომ ურანის აქტინო-ურანის და თორიუმის ატომების მიერ  $\alpha$  ან  $\beta$  გამოსხივების შედეგად ხდება ამ ელემენტთა ატომების სხვა ტიპის რადიოაქტიურ ატომებად გარდაქმნა, რომლებიც თავის მხრივ უფრო სწრაფად იშლებიან და საბოლოოდ წარმოქმნიან არარადიოაქტიური ტყვიის რომელიმე იზოტოპს. ატომთა ტიპების გარდაქმნების ამ რიგებს უწოდებენ ურანის, აქტინოურანის და თორიუმის რადიოაქტიურ რიგებს. აღნიშნული რიგების კიდურა წევრები (გარდაქმნის შუალედი პროდუქტების გამოკლებით) შემდეგია:



თითოეული რიგის საწყისი (დედა) ელემენტის ნახევრად დაშლის პერიოდების ( $T_{1/2}$ ) და დაშლის კონსტანტების ( $\lambda$ ) მნიშვნელობა მოყვანილია 67-ე ცხრილში.

ცხრილი 67

ელემენტი	$T_{1/2}$ წლებში	$\lambda$ წლებში
U 238	$4,51 \cdot 10^9$	$1,515 \cdot 10^{-10} (\lambda_1)$
U 235	$7,1 \cdot 10^8$	$9,78 \cdot 10^{-10} (\lambda_2)$
Th 232	$13,9 \cdot 10^9$	$4,99 \cdot 10^{-11} (\lambda_3)$

ვინაიდან  $U^{235}$ -ის ნახევრად დაშლის პერიოდის მნიშვნელობა ნაკლებია  $U^{238}$ -ის ნახევრად დაშლის პერიოდის მნიშვნელობაზე, ამიტომ გასაგებია, რომ  $U^{235}/U^{238}$  ფარდობის სიდიდე, რომელიც დღეს ა. ნორის მიხედვით 1:139 უდრის, მიწის ქერქის წარსულში უფრო მეტი იყო.

თუ ქანში ან მინერალში Th-ის და U-ის რაოდენობას განვსაზღვრავთ ქიმიური ანალიზის საშუალებით, ხოლო  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  და  $Pb^{208}$  შეფარდებების მნიშვნელობას მას-სპექტრომეტრიული ანალიზით, მაშინ თითოეული საკვლევი ნიმუშისათვის (ქანი, მინერალი) შეიძლება გამავითვალოთ ასაკის სამი დამატუკიდებელი მნიშვნელობა. ასაკის გამოთვლა ხდება აგრეთვე  $Pb^{207}/Pb^{206}$  შეფარდების საფუძველზე:

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = \frac{N(U^{235})(\exp[\lambda_0 t] - 1)}{N(U^{238})(\exp[\lambda_1 t] - 1)},$$

სადაც  $N$ —ატომების რიცხვია,  $\frac{N(U^{235})}{N(U^{238})} = \frac{1}{139}$ , ხოლო  $t$ —ასაკი,

რუბიდიუმ-სტრონციუმის მეთოდი ემყარება მინერალებში სტრონციუმის და რუბიდიუმის რაოდენობის განსაზღვრას და იმ გარემოებას, რომ რუბიდიუმის მძიმე იზოტოპის— $Rb^{87}$ -ის  $\beta$ -დაშლის შედეგად წარმოიქმნება  $Sr^{87}$ .  $Rb^{87}$ -ის ნახევრად დაშლის პერიოდი ( $T^{1/2}$ )  $6,3 \times 10^{10}$  წელს უდრის, ხოლო  $Rb^{87}$ -ის შემცველობა კი რუბიდიუმში, ჩვეულებრივ 27,2%-ია. თუ  $Rb^{87}$  და რადიოგენული  $Sr^{87}$ -ის ატომების რაოდენობას მინერალში აღვნიშნავთ  $N(Rb^{87})$ -ით და  $(NSr^{87})$ -ით, მაშინ  $N(Sr^{87})$ -ის ატომების რაოდენობა, რომელიც წარმოიქმნა  $N(Rb^{87})$ -ის ატომების დაშლის შედეგად დროის განმავლობაში, შეიძლება ვიანგარიშოთ ფორმულით:

$$N(Sr^{87}) = N(Rb^{87})(\exp[\lambda(Rb^{87}) t] - 1),$$

სადაც

$$\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ წელს.}^{-1}$$

(ჩვეულებრივ სტრონციუმის იზოტოპების თანაფარდობა, გამოხატული პროცენტებში, შემდეგია:  $Sr^{84} = 0,56$ ;  $Sr^{86} = 6,86$ ;  $Sr^{87} = 7,02$ ;  $Sr^{88} = 82,56$ ).  $Sr^{87}$ -ის რაოდენობა ისაზღვრება მას-სპექტრომეტრიულად, ხოლო რუბიდიუმის ჯამური რაოდენობა ქიმიური ანალიზის საშუალებით, საიდანაც 27,2% მიეკუთვნება  $Rb^{87}$ -იზოტოპს. რუბიდიუმ-სტრონციუმის მეთოდმა ბოლო დრამს ფართო გავრცელება მოიპოვა, როგორც ქარსების და მინდვრის შპატების, ასევე ქანების ჯამური სინჯების, ასაკის განსაზღვრისათვის.

კალიუმ-არგონის მეთოდი ემყარება იმ გარემოებას, რომ კალიუმის რადიოაქტიური იზოტოპის  $K^{40}$ -ის დაშლის შედეგად მიიღება  $Ar^{40}$ , რომელიც გროვდება კალიუმის მინერალების (მინდვრის შპატები, ქარსები, გლაუკონიტი და სხვ.) კრისტალურ მესერში. მინერალის ასაკის განსაზღვრისათვის კალიუმის ჯამური შემცველობა მინერალში ისაზღვრება ქიმიური ანალიზის საშუალებით (რომლის გარ-

კვეულ პროცენტსაც შეადგენს  $K^{40}$ ), ხოლო  $Ar^{10}$ -ის რაოდენობა კი მას-სპექტრომეტრიულად. მინერალის ასაკი ისაზღვრება ფორმულით:  $Ar^{40}/K^{40} = \gamma(e^{\lambda t} - 1)$ , სადაც  $\lambda = 0,557 \times 10^{-10}$  წელს, ხოლო  $\gamma$  კი 0,123.

აქვე 68-ე და 69-ე ცხრილებში სათანადოდ მოცემულია მიწის ქერქის გეოლოგიური განვითარების ცალკეული პერიოდების და ეპოქების ასაკობრივი საზღვრები და ხანგრძლივობა წლებში და საქართველოს ზოგიერთი ინტრუზიული ქანების მასივების ასაკი, განსაზღვრული არგონული მეთოდით.

ცხრილი 62

რადიოგეოქრონოლოგიური სკალის ერთ-ერთი ვარიანტი  
(საკავშირო მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ფორმაციების  
აბსოლუტური ასაკის განსაზღვრის კომისიის  
მიხედვით—1964 წ.)

პერიოდები და ეპოქები		მილიონ წლებში ( $\lambda = 0,557 \cdot 10^{-10}$ წელი <sup>-1</sup> )	
		საზღვრების ასაკი	ხანგრძლივობა
პლეისტოცენური.			1,5—2
ნეოგენური	პლიოცენი	1,5—2	23,5—24   10—10,5 14
	მიოცენი	12 ± 1	
პალეოგენური	ოლიგოცენი	26 ± 1	41   11 23 7
	ეოცენი	37 ± 2	
	პალეოცენი	61 ± 2	
ცარცული	ზედა	67 ± 3	70   38 32
	ქვედა	116 ± 5	
იურული		157 ± 5	52
ტრიასული		195 ± 5	45
პერმული		240 ± 10	45
კარბონული		285 ± 10	55
დევენიური		340—360	75
სილურული		410 ± 10	70
ორდოვიციული		440 ± 15	50
კამბრიული		500 ± 20	30
პროტეროზოული		> 570	60
			> 70

საქართველოს ზოგიერთი ინტრუზივის ასაკი წლებში  
(მ. შ. რუბინშტეინის მიხედვით)

რიგითი №	ინტრუზივის სახელწოდება	ანალიზებული ქანი, მინერალი	ასაკი, მილიონ წლებში
1	ბარდაძორის გრანიტოიდები	მინდერის შპ. ტი	79 ± 2
2	ვაკიჯვრის პეგმატოიდი	ბიოტიტი	34 ± 4
3	მერისის სიენიტ-დიორიტები	ბიოტიტი	37 ± 3
4	ცურუნგალის (ცანის) გრანიტოიდები	ბიოტიტი	4,5 ± 1
5	ქ. ქუთაისის მილამოების ტეშენიტები	ტეშენიტი	84 ± 9
6	ქ. ახალციხის მილამოების ტეშენიტები	ტეშენიტი	6 ± 3

შენიშვნა: მიღებული შედეგები შეესაბამება ინტრუზიების გეოლოგურ ასაკს.



### ძირითადი ლიტერატურა ზოგად ვეოქიმიაში

1. ა. ა. საუკოვი, ვეოქიმია (პირველი რესული გამოცემის თარგმანი), თბილისი, 1954.
2. გ. ბ. ბოკი, კრისტალოქიმია (მეორე რესული გამოცემის თარგმანი), თბილისი, თსუ გამ-ბა, 1968.
3. Гаврусевич Б. А., Основы общей геохимии, «Недра», 1965.
4. Мейсон Б., Основы геохимии, «Недра», 1971.
5. Шоу Д. М., Геохимия микроэлементов кристаллических пород, «Недра», 1969.
6. Шершнина В. В., Геохимия, Москва, Изд-во АН СССР, 1939.
7. Мияки Я., Основы геохимии, «Недра», 1969.
8. Ферсман А. Е., Геохимия, т. I, ОНТИ, Ленинград, 1934.
9. Вернадский В. И., Очерки геохимии, Ленинград, ОНТИ, 1934.
10. Основные идеи геохимии. Сборник переводных работ (Гольдшмидта, Ноддаков, Хевеши, Шибольда, Махачки и др.), под ред. А. Е. Ферсмана, Ленинград, ГХТИ, 1933.
11. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. Е., Прохоров В. Г., Краткий справочник по геохимии, «Недра» 1970.
12. Страхов Н. М., Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли, Госгеолиздат, 1963.

შინაარსი

წინასიტყვაობა . . . . .	3
შესავალი . . . . .	5
§ 1. გეოქიმიის საგანი და ამოცანები . . . . .	5
§ 2. გეოქიმიის განვითარების მოკლე ისტორია . . . . .	10
<b>თ ა ვ ი I. ქიმიური ელემენტების გავრცელება ბუნებაში . . . . .</b>	<b>15</b>
§ 3. ატომები და მათი გეოქიმიური კლასიფიკაცია . . . . .	15
§ 4. ატომთა იონიზაცია ბუნებაში . . . . .	25
§ 5. დედამიწის აგებულება . . . . .	29
§ 6. მიწის ქერქის ქიმიური შედგენილობა . . . . .	39
§ 7. მეტეორიტების და დედამიწის სიღრმითი გეოსფეროების ქიმიური შედგენილობა . . . . .	52
§ 8. ატმოსფეროს ქიმიური შედგენილობა . . . . .	60
§ 9. ჰიდროსფეროს ქიმიურა შედგენილობა . . . . .	64
<b>თ ა ვ ი II. ატომთა და იონთა ურთიერთშეხების კანონზომიერებანი ქიმიურ ნაერთებში (მინერალებში) . . . . .</b>	<b>72</b>
§ 10. საკითხის ზოგადი მიმოხილვა . . . . .	72
§ 11. კრისტალოქიმიის ძირითადი ცნებანი და განმარტებანი . . . . .	73
§ 12. ბმის ძალები კრისტალური მესრის სტრუქტურულ ერთეულთა შორის და კრისტალური მესრის ძირითადი ტიპები . . . . .	76
§ 13. ატომთა და იონთა რადიუსები . . . . .	86
§ 14. კოორდინაციული რიცხვი . . . . .	95
§ 15. ატომთა და იონთა პოლარიზაციის მოვლენა და მისი კრისტალოქიმიური მნიშვნელობა . . . . .	99
§ 16. კრისტალური მესრის ენერგია და მისი გეოქიმიური მნიშვნელობა . . . . .	105
§ 17. იონთა ენერგეტიკული კოეფიციენტები . . . . .	111
§ 18. კრისტალური მესრის ენერგიის და იონთა ენერგეტიკული კოეფიციენტების გეოქიმიურ-კრისტალოქიმიური მნიშვნელობა . . . . .	113
<b>თ ა ვ ი III. ქიმიური ელემენტთა არსებობის ფორმა მიწის ქერქში . . . . .</b>	<b>119</b>
§ 19. ძირითადი ცნებანი და განმარტებანი . . . . .	118
§ 20. მოლკუელები და მათი ნაერთები — მინერალები . . . . .	119
§ 21. ელემენტების კანონზომიერი მონარეუები მინერალთა კრისტალურ მესერში (ანომორფიზმა) . . . . .	123

§ 22. შერეული კრისტალები (მყარი ხსნარები)	127
§ 23. იზოვალენტური და კეტეროვალენტური იზომორფიზმი	130
§ 24. იზომორფული ჩანაცვლება და მორფოტროპია	133
§ 25. იზომორფული წარვევების დაშლა და ავტოლიზია	140
§ 26. ქიმიური ელემენტები ატომარულ-გაფანტულ მდგომარეობაში	144
§ 27. იშვიათი ელემენტები	146

**თ ა ვ ი IV. ქიმიურ ელემენტთა შიგრაფია მიწის ქერქში** 153

§ 28. საკითხის ზოგადი მიმოხილვა	153
§ 29. ქიმიურ ელემენტთა შიგრაფიის შიდა ფაქტორები	155
§ 30. ქიმიურ ელემენტთა შიგრაფიის გარეგანი ფაქტორების გენ-საზღვრელი ფიზიკური ქიმიის ზოგიერთი კანონი	159
§ 31. გარეგანი ფაქტორებს გაელენა ქიმიურ ელემენტთა შიგრა-ფიაზე	165
§ 32. ქიმიურ ელემენტთა შიგრაფიის პროცესში მათი გადატანის ფორმები და გამოლექვის პროცესები	178

**თ ა ვ ი V. მიწის ქერქში მიმდინარე ენდოგენური პროცესების გეოქიმია** 187

§ 33. მაგმური პროცესის გეოქიმია	187
§ 34. მეტატიტური პროცესების გეოქიმია	200
§ 35. პოსტმაგმური პროცესების გეოქიმია	210

**თ ა ვ ი VI. მიწის ქერქში მიმდინარე ეგზოგენური პროცესების გეოქიმია** 220

§ 36. ქანების პიპერგენეზისი	221
§ 37. სულფიდური ს.ბადოების პიპერგენეზისი	222
§ 38. დანალექი ქანების გეოქიმიის ზოგადი საკითხები.	240
§ 39. ლითოგენეზის ტიპები და მათი ზოგადი გეოქიმიური დანახა-თება	253
§ 40. ბიოგეოქიმიური პროცესები	267
§ 41. რეგონული გეოქიმიის ელემენტების საგანი და ძირითადი ამოცა-ნები	275

**თ ა ვ ი VII. გეოქიმიის პრაქტიკული გამოყენების ზოგიერთი საკითხი** 280

§ გეოქიმიის მნიშვნელობა საბადოების გენეზისის, საკითხისა-თვის	280
§ 42. საბადოების ქვების გეოქიმიური მეთოდები	282
§ 43. გეოქიმიის გამოყენება გეოქრონოლოგიაში	287
ძირითადი ლიტერატურა ზოგად გეოქიმიაში	293