

გ ე ო ქ ი მ ი ა

დაშვებულია

სსრ კავშირის უმაღლესი განათლების სამინისტროს მიერ
უმაღლესი სასწავლებლების გეოლოგიური სპეციალობის
სტუდენტებისათვის სახელმძღვანელოდ

თარგმანი შესრულებულია
მეორე შესწორებული და შევსებული
რუსული გამოცემიდან

ბეჩინია და შრომა

19 თბილისი 54

წინასიტყვაობა მეორე გამოცემისათვის

წიგნის პირველი გამოცემა, რომელიც 1950 წ. ბოლოს გამოვიდა, მალე გასაღდა. გეოლოგიური ლიტერატურის გამომცემლობის მოთხოვნით, ავტორმა დაამუშავა ამ წიგნის მეორე გამოცემა, რომელშიაც მხედველობაში მიიღო აკად. ბ. ბ. პოლინოვის („Советская книга“, № 4, 1951 წ.) და პროფ. ე. ს. ბურკსერის („Геологический журнал“, т. 11, вып. 1, 1951 წ.) გამოქვეყნებულ რეცენზიებში გაკეთებული კრიტიკული შენიშვნები.

1951 წ. მაისში, სსრ კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიურ მეცნიერებათა ინსტიტუტის სპეციალურ თათბირზე განხილულ იქნა წიგნი, სადაც აგრეთვე გაკეთებული იყო რიგი მნიშვნელოვანი შენიშვნები, რომლებიც მხედველობაშია მიღებული ამ წიგნის მეორე გამოცემაში; კერძოდ, დაწერილია ახალი თავი „პრაქტიკული გეოქიმიის ზოგიერთი საკითხი“ და ნაწილი „მიწისქვეშა წყალი“.

ავტორი გულწრფელ მადლობას უხდის ყველა ამხანაგს, რომლებმაც მნიშვნელოვანი შენიშვნები გააკეთეს და თავისი კრიტიკული შენიშვნებით დახმარება გაუწიეს წიგნის გაუმჯობესების საქმეს.

წ ი ნ ა ს ი ტ უ ვ ა ო ზ ა

გეოქიმიის კურსი გათვალისწინებულია უნივერსიტეტთა გეოლოგიური ფაკულტეტების და აგრეთვე სსრ კავშირის ზოგიერთი სხვა უმაღლესი სასწავლებლის სასწავლო გეგმებით.

გეოქიმიის სახელმძღვანელო დღემდე არ არსებობს. ამის გამო სტუდენტები იძულებული არიან გეოქიმიის საკითხებში გამოიყენონ სხვადასხვა ლიტერატურა, უმთავრესად მონოგრაფიული ხასიათისა, რაც, კურსის გასავლელად განკუთვნილი მცირე დროის გამო, მნიშვნელოვან სიძნელეებს ქმნის.

წინამდებარე წიგნი შედგენილია ავტორის მანერ მოსკოვის უნივერსიტეტში და მოსკოვის გეოლოგია-ძიების ინსტიტუტში გეოქიმიის კურსის სწავლების მრავალი წლის გამოცდილების საფუძველზე და დაახლოებით უპასუხებს ამ კურსისთვის დამტკიცებულ პროგრამას, რის გამო, ავტორის აზრით, იგი რამდენიმედ შეაესებს აღნიშნულ ნაკლს და გამოდგება გეოქიმიის კურსის სახელმძღვანელოდ. ამ წიგნით სარგებლობა შეუძლიათ აგრეთვე გეოქიმიით დაინტერესებულ გეოლოგიის სხვა დისციპლინის სპეციალისტებსაც. ვიღებთ რა მხედველობაში მკითხველთა ფართო წრის ინტერესებს, ავტორი რამდენიმედ გაშორდა დამტკიცებულ პროგრამას და შეიტანა ზოგიერთი დამატებითი თავი, კერძოდ, სადაც მოცემულია მოკლე ცნობები ატომის აღნაგობის შესახებ და განხილულია კრისტალოქიმიის და კრისტალური მესრის ენერჯის ძირითადი ცნებები. ცხადია, რომ წინამდებარე წიგნში არ არის გაშუქებული თანამედროვე გეოქიმიის ყველა საკითხი: ავტორი შეზღუდული იყო პროგრამით და წიგნის მოცულობით.

ამ წიგნის მთავარი ამოცანა ის არის, რომ მოკლედ და მისაწვდომ ფორმებში ჩამოაყალიბოს თანამედროვე გეოქიმიის უფრო მნიშვნელოვანი პრობლემები და მოამზადოს მკითხველი ამ დისციპლინის შესასწავლად წყაროების საშუალებით, რომლებშიც მას შეუძლია იპოვოს სხვა მრავალი, აქ თითქმის სრულებით განუხილავი, საკითხის დეტალური გაშუქება.

ხელნაწერის გამოსაცემად დამუშავებაში ავტორს სეროიზული დახმარება გაუწიეს დ. ი. შჩერბაკოვმა, ნ. ა. სმოლიანინოვმა, ვ. ვ. შჩერბინამ, გ. ვ. ბოგომოლოვმა, მ. ვ. სემიონოვამ, რომლებსაც ავტორი გულითად მადლობას უძღვნის.

შ ე ს ა ვ ა ლ ი

გეოქიმიამ, როგორც თვით სახელწოდება გვიჩვენებს, შეისწავლის დედამიწის ქიმიას, განსხვავებით გეოფიზიკისაგან, რომელიც შეისწავლის ფიზიკურ მოვლენებს. მაგრამ გეოქიმიის ეს მეტად ზოგადი განმარტება საკმარისი არ არის, ვინაიდან არსებობს მეცნიერებათა მთელი რიგი, რომლებიც ცოტად თუ ბევრად ეხებიან დედამიწის ქიმიის საკითხებს (მინერალოგია, პეტროგრაფია, ნიადაგთმცოდნეობა და სხვ.). ამიტომ სავსებით ცხადია აუცილებლობა, გეოქიმიას მივცეთ უფრო ზუსტი განსაზღვრა.

გეოქიმიის, როგორც მეცნიერების, რამდენიმე განსაზღვრა არსებობს. მათ შორის ყველაზე სრულყოფილად უნდა ჩაითვალოს ვ. ი. ვერნადსკის განსაზღვრა: „გეოქიმიამ მეცნიერულად შეისწავლის ქიმიურ ელემენტებს, ე. ი. დედამიწის ქერქის ატომებს და, რამდენადაც შესაძლებელია, მთელი პლანეტის ატომებს. ის შეისწავლის მათ ისტორიას, მათ განაწილებას და მოძრაობას სივრცეში—დროში, მათ გენეტიკურ თანფარდობას ჩვენს პლანეტაზე“. ამ ფორმულირებასთან საკმაოდ ახლოა ა. ე. ფერსმანის განსაზღვრა: „გეოქიმიამ შეისწავლის ქიმიური ელემენტების—ატომების ისტორიას დედამიწის ქერქში და მათ ქცევას ბუნების სხვადასხვა თერმოდინამიკურ და ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში“.

დედამიწის ქერქში (და საერთოდ დედამიწაზე და კოსმოსში) ატომების ისტორიის გაგება შეიძლება მხოლოდ ამ ატომების თვისებების შესწავლით, ვინაიდან სხვადასხვა ბუნებრივი პროცესი, რომლებიც დაკავშირებულია ქიმიური ელემენტების გავრცელებასთან და მიგრაციასთან სივრცეში და დროში, პირველ რიგში წარმოადგენენ ამ თვისებების ფუნქციას. თანამედროვე გეოქიმიამ გვასწავლის, რომ ელემენტების გავრცელება, ე. ი. მათი შეფარდებითი რაოდენობა კოსმოსში და დედამიწაზე განისაზღვრება მათი ატომების ბირთვების მდგომარეობით, ატომების ქიმიური თვისებები და გადაადგილება (მიგრაცია) კი მკიდრო კავშირში იმყოფება ატომების გარე ელემენტარული ორბიტების ბუნებასთან.

გეოქიმიამ, აყენებს რა თავის შესწავლის ამოცანად ატომის ქცევას საერთოდ დედამიწაზე, ჯერჯერობით უმთავრესად შეისწავლის დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილს, რომელზედაც დაკვირვება შესაძლებელია უშუალოდ, ე. ი. ჩვენი პლანეტის ზედა 15—20 კმ სიმძლავრის გარსს.

მაგრამ გეოქიმიამ, უმთავრესად, გეოფიზიკის განვითარებასთან დაკავშირებით, თანდათან აფართოებს თავის კვლევის საზღვრებს და უკვე ახლა,

თუმცა ჰიპოთეზურად, ცდილობს წარმოიდგინოს ელემენტების განაწილება დედამიწის შიგა გარსებში—გეოსფეროებში. მეორე მხრივ, ასტროფიზიკისა და ასტროქიმიის მიღწევები საშუალებას იძლევა წარმოდგენა ვიქონიოთ დედამიწის საზღვრებს იქეთ სივრცეზე. უკავშირებს რა თავის კვლევის არეს მეტეორიტებს, პლანეტებს, მზეს და სხვა ვარსკვლავებს, გეოქიმიამ პოულობს ატომების განაწილებისა და ქცევის საერთო კანონებს როგორც დედამიწაზე, ისევე კოსმოსში. ამ თვალსაზრისით გეოქიმიამ უნდა განვიხილოთ მხოლოდ როგორც კოსმოქიმიის ნაწილი.

გეოქიმიამ შედარებით ახალგაზრდა მეცნიერებაა და ამჟამად განიცდის თავისი განვითარების განსაკუთრებით ინტენსიურ სტადიას. ამიტომაც მისი ნაწილების საბოლოოდ დადგენა ჯერჯერობით ძნელია. საკმარისად მკვეთრად გამოკრისტალდნენ მხოლოდ შთავარი პრობლემები, რომლებიც გამომდინარეობენ თვით გეოქიმიის განსაზღვრიდან:

1. ცალკეული ქიმიური ელემენტების განაწილების კანონზომიერების გამოკვლევა დედამიწის სხვადასხვა გარსში (გეოსფეროებში), განსაკუთრებით დედამიწის ქერქში, ე. ი. გეოსფეროების შემადგენლობის რაოდენობრივი და თვისებრივი განსაზღვრა და ელემენტების განსხვავებული ვაერცელების მიზეზების გამოკვლევა. ამასთან მკიდრო კავშირშია იმ კანონების შესწავლა, რომლებიც მართავენ ელემენტების განაწილებას კოსმოსში საერთოდ, ე. ი. მეტეორიტებში, მზეზე, ვარსკვლავებზე და სხვ.

2. დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების მიგრაციის კანონზომიერების და დედამიწის ქერქის სხვადასხვა უბანში არათანაბარი განაწილების მიზეზების გამოკვლევა (მაგალითად, ერთი მხრივ, მეტალების კონცენტრაცია საბადოებში, მეორე მხრივ, ქანებში გაფანტვა). ამასთან დაკავშირებით იმ მიზეზების გამოკვლევა, რომლებიც განსაზღვრავენ ელემენტების ერთად მოპოვებას და მათი გამოყოფის თანმიმდევრობას ამა თუ იმ მინერალური კომპლექსების სახით, ე. ი. ელემენტების და მინერალების ეგრეთ წოდებული პარაგენეზისი.

მეორე პრობლემა მიმართულია იმ მიზეზების შესწავლისაკენ, რომლებიც მართავენ ცალკეულ ბუნებრივ პროცესებს: ელემენტთა გამოყოფას მაგმური მდნარიდან (პროტოკრისტალიზაცია, პეგმატიური პროცესი და სხვ.), ჰიდროთერმალური ხსნარებიდან (მადნეული პროცესები), ცივი ხსნარებიდან (მარილთა გამოყოფა და სხვ.); ბიოგენეზისს, ჰაპერგენეზისს და ა. შ.

პირველი ორი პრობლემა ზოგადი გეოქიმიის შინაარსს შეადგენს, რომელთა საფუძველზე შესაძლებელი ხდება უფრო კონკრეტული, კერძო პრობლემების გადაჭრა. უკანასკნელთა რიცხვს ეკუთვნიან:

3. ცალკეული ოლქების გეოქიმიამ, ე. ი. ცალკეულ გეოლოგიურ სისტემებს შორის ელემენტების განაწილების კანონზომიერების გამოკვლევა დაკავშირებით მათ ხნოვანებასთან, ტექტონიკასთან, პეტროგრაფიულ შემადგენლობასთან და ა. შ.

4. ცალკეული ელემენტების გეოქიმიამ, ე. ი. ამა თუ იმ ატომის ქცევის შესწავლა დედამიწაზე სხვადასხვა თერმოდინამიკურ პირობებში და მისი კოსმიური და გეოლოგიური ისტორიის სხვადასხვა სტადიაზე.

უკანასკნელი ორი პრობლემა წარმოადგენს საერთო გეოქიმიურ კანონზომიერებათა კერძო ილუსტრაციას და გეოქიმიის სპეციალური თავების (ან კურსის) შინაარსს შეადგენს.

ზემოაღნიშნული პრობლემები იმდენად მკიდროდ არიან დაკავშირებული ერთმანეთთან, რომ ერთ-ერთი მათგანის გადაწყვეტა ხელს უწყობს ყველადანარჩენის გადაწყვეტას.

როგორც ვხედავთ, გეოქიმიას უხდება მინერალების და ქანების შესწავლა, რამდენადაც ისინი წარმოადგენენ ელემენტების ბუნებრივ ასოციაციებს, რომლებიც დამახასიათებელი არიან დედამიწის ბუნებრივი პროცესების ამა თუ იმ სტადიისათვის. ამ მხრივ გეოქიმიის შესწავლის ობიექტები ბევრ რამეში თანხვედებიან მინერალოგიის და პეტროგრაფიის ობიექტებს, მაგრამ გეოქიმია მათ შესწავლას უდგება სხვა თვალსაზრისით.

მინერალოგია უმთავრესად შეისწავლის მოლეკულებს, ე. ი. ატომთა კომპლექსებს, პეტროგრაფია—მოლეკულათა კომპლექსებს. გეოქიმიისათვის, რომელიც შეისწავლის ცალკეული ატომების ქცევას, მინერალები და ქანები წარმოადგენენ დედამიწაზე ატომების გრძელი ისტორიული გზის მხოლოდ ცალკეულ ეტაპებს.

გეოქიმია მკიდრო კავშირშია აგრეთვე სასარგებლო ნამარხების სწავლებასთან. მადნეული სხეულის მორფოლოგიის, მინერალოგიის და საბადოს გეოლოგიური პირობების შესწავლისას, გეოლოგები იძულებული არიან ანგარიში გაუწიონ ქიმიურ პროცესებსაც, რომლებმაც გამოიწვიეს საბადოს წარმოშობა. რასაკვირველია, ამა თუ იმ საბადოს ფორმირებისას, წმინდა გეოლოგიური ფაქტორის როლის შემცირება არავითარ შემთხვევაში არ შეიძლება. მაგრამ საესებით ცხადი ხდება, რომ მხოლოდ გეოლოგიურ მიდგომას არ შეუძლია გადაწყვიტოს ყველა საკითხი, რომლებიც წამოიჭრებიან საბადოს შესწავლის დროს. ასეთებია, მაგალითად, გენეზისის, ელემენტთა ასოციაციის საკითხები, იზომორფული ნარეგების პრობლემები და სხვ., რომლებსაც განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვთ ძებნა-ძიების საქმის თეორიისა და პრაქტიკისათვის და ნაწილობრივ კომპლექსური ნედლეულის ტექნოლოგიური გადაშუაებისათვის.

გარდა გეოლოგიური დისციპლინებისა, გეოქიმია მკიდროდ არის დაკავშირებული რიგ სხვა დისციპლინებთან, მათ რიცხვში განსაკუთრებით ფიზიკასა და ქიმიასთან, ვინაიდან ბუნებრივი პროცესების მსვლელობა, რომელსაც შეისწავლის გეოქიმია, პირველ რიგში განისაზღვრება ატომის შენეებით, მისი ელექტრული გარსების ბუნებით, მისი ქიმიური თვისებებით და კრისტალის ენერგეტიკით. ქიმიისა და ფიზიკისაგან გეოქიმია სესხულობს აგრეთვე კვლევის მთავარ მეთოდებსაც (რენტგენო-ქიმიურს და რენტგენო-სტრუქტურულს, პოლაროგრაფულს, რადიოქიმიურს, სპექტრალურს, თვისებით და ოდენობით ქიმიურ ანალიზს და სხვ.), რომელთა წყალობით მან შეძლო ჩქარა მიეღწია წარმატებებისათვის.

დაბოლოს, აუცილებელია აღვნიშნოთ კავშირი ასტროფიზიკასთან, რომლისგანაც გეოქიმია სესხულობს მონაცემებს კოსმიური სხეულების შემადგენლობის შესახებ, რომელთაც დიდი მნიშვნელობა აქვთ დედამიწაზე ელემენტთა გავრცელების კანონზომიერების და მათი გეოსფეროებში განაწილების

სრული და ღრმა ახსნისათვის, და აგრეთვე კავშირი ბიოლოგიურ მეცნიერებებთან, რამდენადაც თანამედროვე გეოქიმიცა ცოცხალ ნივთიერებაში ხელდასაბრუნებლის მიგრაციის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ფაქტორს.

ნათქვამი გეოქიმიის ამოცანებისა და მისი კავშირის შესახებ მონათესავე მეცნიერულ დისკიპლინებთან მიგვივითებს ამ მეცნიერების სინთეტურ და განმაზოგადებელ როლზე.

როგორც ცნობილია, ატომების კომპლექსების ისტორიას (და ზოგჯერ ცალკეულ ატომებსაც) მრავალი დისციპლინა სწავლობს, მათ რიცხვში პეტროგრაფია, მინერალოგია, სწავლება სასარგებლო ნამარხებზე, ნიადაგთმცოდნეობა, პიდროქიმიცა, ტექნოლოგია, მცენარეთა და ცხოველთა ფიზიოლოგია და ა. შ. მაგრამ თითოეული მათგანი შეისწავლის ატომის მხოლოდ ზუსტად გარკვეული გზის მონაკვეთს და მიზნად არ ისახავს შეისწავლოს სრულად მთელი გზა.

ამის შედეგად ატომის გრძელი გზა ნაწილდება ცალკეულ დისტანციებად, თითოეული მათგანი შეისწავლება განსაზღვრული თვალსაზრისით, და აქედან გამომდინარე განსაზღვრული მეთოდებითაც, რაც მათი იზოლირების შთაბეჭდილებას ტოვებს.

შემაკავშირებელ როლს ასრულებს გეოქიმიცა, რომელიც კვალდაკვალ მიჰყვება დედამიწაზე ატომის ქცევის მთელ ისტორიას და მოპოვების ყველა ფორმას, და უმატებს იმასაც, რასთანაც საქმე აქვს სხვა მეცნიერებას.

გეოქიმიცა ეხმარება რა კავშირის დამყარებაში სხვადასხვა საბუნებისმეტყველო მეცნიერებას, ამავე დროს ის გარკვეული თვალსაზრისით სინთეზს უქეთებს ამ მეცნიერების მიერ დაგროვილ უდიდეს ფაქტიურ მასალას და დასკვნებს. ამით ის ხელს უწყობს ბუნებრივი პროცესების უფრო ღრმა და ყოველმხრივ შესწავლას, რომელსაც საბოლოო ჯამში მივეყვართ მატერიის, ე. ი. ატომების, მათი ნაწილების და კომპლექსების მოძრაობის სხვადასხვა ფორმასთან.

გეოქიმიის თეორიული მნიშვნელობა სავსებით ნათელია იმ ჩამოთვლილი ამოცანებიდან, რომელთა გადასაწყვეტად არის ის მოწოდებული და რომელთა გადაწყვეტა შეუძლებელი იყო და არც იყვნენ სწორად ფორმულირებული სხვა მეცნიერებათა მიერ.

დიდი გეოქიმიის პრაქტიკული მნიშვნელობაც. საქმარისა მოვიხსენიოთ მისი როლი ისეთი რთული პრობლემების გადაწყვეტის დროს, როგორც სასარგებლო ნამარხთა საბადოს გენეზისი და ელემენტების და მათი საბადოების განლაგება სივრცეში, რაც, როგორც ცნობილია, საფუძვლად უდევს ძებნის, ძიების და საექსპლოატაციო რაციონალურ სამუშაოებს. შემდეგ, როგორც პრაქტიკამ დაგვანახა, გეოქიმიას შეუძლია მიგვივითოს ნედლეულის ახალ სახეებზე ზოგიერთი, განსაკუთრებით გაფანტული და იშვიათი ელემენტებისათვის, რომლებიც იშვიათად იძლევიან საკუთარ მინერალებს, და დასახოს ამ ელემენტების მოპოვების გზები.

ზაზს უსვამდა რა გეოქიმიის მნიშვნელობას, ვერნადსკი წერდა: „გეოქიმიის მიღწევების ცოდნა აუცილებელია ქიმიკოსისთვის, მინერალოგისთვის, ბიოლოგისთვის, გეოლოგისთვის და გეოგრაფისთვის. მისი გამოკვლევები ემთხვევა ფიზიკის კვლევის არეებს და საბუნებისმეტყველო საერთო პრობლემად იქცევა. ამ მიღწევებს აუცილებლად ანგარიში უნდა გაუწიოს ფილოსო-

ფიურმა აზროვნებამ. მისი დებულებები სულ უფრო და უფრო დიდ როლს ასრულებენ სასარგებლო ნაშარხების სწაელების გაგებაში და იკრებიან მიწათ- მოქმედების და მკურნალობის სფეროში*.

თავისი ამოცანების გადასაწყვეტად გეოქიმიის სარგებლობს სხვადასხვა მეთოდით. ქანების, მინერალების, წყლების, აირების, ცოცხალი ნივთიერე- ბის თვისებებით და ოდენობითი შემადგენლობის შესწავლა წარმოებს ანალი- ტიკური მეთოდებით: ქიმიური, მიკროქიმიური, სპექტრალურ-ოპტიკური, რენ- ტგენურ ქიმიური, პოლაროგრაფიული, რადიოქიმიური, ლუმინესცენტური და სხვ. მაგრამ გეოქიმიის ამ მეთოდებს უყენებს განსაკუთრებულ, უფრო დიდ მოთხოვნილებებს, ვიდრე სხვა მეცნიერება. მაგალითად, მინერალოგებს, პეტ- როგრაფებს და მადნეული საბადოების სპეციალისტებს ძირითადად აინტერე- სებთ მხოლოდ კონცენტრაციაში მყოფი ელემენტები, რის გამოც 0,01% სიწუს- ტით ჩატარებულ ანალიზს დამაკმაყოფილებლად თვლიან. გეოქიმიის ერთნა- ირად აინტერესებს გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტებიც, რომელ- თა რაოდენობა ზოგჯერ აღწევს მხოლოდ პროცენტის მეთასედს, მრავალ შემთხვევებში მემილიონედს და ზოგჯერ კი მემილიარდედ ნაწილსაც.

ანალიზის ამ თუ იმ მეთოდის ამორჩევა დამოკიდებულია საკვლევი ელე- მენტის მოსალოდნელ რაოდენობაზე და მეთოდის მგრძობიარობაზე მოცე- მული ელემენტის მიმართ.

განსაკუთრებით მცირე რაოდენობის ელემენტის გამოსარკვევად უფრო მოსახერხებელი აღმოჩნდა: სპექტრალური ანალიზი, რომლის მგრძობიარობა ზოგიერთი ელემენტისათვის 10^{-6} — 10^{-8} % აღწევს, პოლაროგრაფიული (10^{-6} — 10^{-7} %), ლუმინესცენტური (10^{-5} — 10^{-8} %) და სხვ. ეს ციფრები აღნიშნავენ, რომ საკვლევი ელემენტის აბსოლუტური სიდიდეები განიზომებიან γ ნაწილებით ($\gamma = 1 \cdot 10^{-6}$ გ). ასე, მაგალითად, ლუმინესცენტური მეთოდით აღმოჩენილი: მინიმუმში ბერილიუმისთვის შეადგენს 0,001 γ , ალუმინიუმისათვის—0,05 γ , ოზონისათვის—0,02 γ და ა. შ.

ზოგჯერ, განსაზღვრის მგრძობიარობის უფრო გასადიდებლად საჭირო ხდება სხვადასხვა მეთოდის კომბინირება. მაგალითად, ქანებში, მთელი რიგი განსაკუთრებით იშვიათი ელემენტების (რენიუმი, გალიუმი და სხვ.) განსასა- ზღვრავად იღებენ ძალიან დიდ სინჯს (ასეულ და ათასეულ გრამებს), აწარმოე- ბენ მათ ქიმიურ გამდიდრებას, რის შედეგად საძებნი ელემენტი ნივთიერების მცირე რაოდენობაში გროვდება, სადაც შემდეგ მას საზღვრავენ ოდენობით, ამა თუ იმ მგრძობიარე მეთოდის (სპექტრალური, პოლარიგრაფიული და სხვ.) გამოყენებით.

სხვა გეოქიმიური ამოცანების გადასაწყვეტად, რომლებიც დაკავშირე- ბული არიან ატომების მიგრაციასთან და მათ ბუნებრივ ასოციაციასთან დე- დამიწის ქერქში, სივრცეში მათ შეფარდებით გავრცელებასთან და ა. შ., გეოქიმიის სარგებლობს მთელი რიგი სხვა მეთოდებით.

ფერსმანის მიერ ფართოდ გამოყენებულ მეთოდებს შორის საჭიროა აღნიშნოთ მენდელეევის პერიოდული ცხრილის გაღრმავებული გეოქიმიური ანალიზი. ეს ცხრილი კრებს რა განსაკუთრებულ არეებში დაახლოებული გე- ოქიმიური თვისებების ელემენტებს, მათი გეოქიმიური კლასიფიკაციის დადგე-

ნის საშუალებას იძლევა (მაგალითად, ფუძე ქანების ელემენტებს, გრანიტულ პეგმატიტებს, ჰიდროთერმალურ საბადოებს, იშვიათ მიწებს, კეთილშობილ აირებს და ა. შ.).

პერიოდული ცხრილი საშუალებას იძლევა აგრეთვე გამოვარკვიოთ, თუ რომელ იონებს შეუძლიათ კრისტალურ მესრებში ერთმანეთის იზომორფული ჩანაცვლება, ე. ი. გვეხმარება ვუპასუხოთ კითხვაზე მინერალების შიგნით ელემენტების ბუნებრივი ასოციაციების შესახებ.

რომელიმე რაიონის, მაგმური ქანების მასივის ან საბადოების შესწავლისას უკვე საველე პირობებში შეიძლება (ნაპოვნი მინერალების ერთობლიობით) მენდელეევის ცხრილში განისაზღვროს და ალინიზნოს ობიექტისათვის უფრო დამახასიათებელი ქიმიური ელემენტები.

ელემენტების ბუნებრივ ჯგუფებზე მეცნიერთა მიერ გამომუშავებული წარმოდგენებიდან გამომდინარე, შეიძლება ვარაუდი გამოვთქვათ სხვა ელემენტებზედაც, რომლებიც თან უნდა ახლდეს უკვე ცნობილ ელემენტებს, რის გამო საესებით დასაბუთებულად შეიძლება ამ სხვა ელემენტების ძებნა საველე და ლაბორატორული კვლევის სხვადასხვა მეთოდის გამოყენებით.

ასე, მაგალითად, ულტრაფუძე ქანებში მაგნიუმი და რკინა მიკვითითებენ მათთან ერთად მინერალების მესრებში ნიკელის და კობალტის არსებობის შესაძლებლობაზე, სფალერიტში თუთიასთან ერთად შესაძლებელია ინდიუმი, გალიუმი, გერმანიუმი, ტალიუმი და ა. შ.

გეოქიმიური მეთოდების რიცხვს ეკუთვნის აგრეთვე ამა თუ იმ გეოქიმიურ პროცესში მინერალების ან მათი დამახასიათებელი ელემენტების თანმიმდევრობითი გამოყოფის დიაგრამის შედგენა. ამ დიაგრამებზე მარცხნიდან მარჯვნივ ალინიზება პროცესის თანმიმდევრობითი სტადიები (ფერსმანის გეოფაზები); მინერალები ან ელემენტები თავსდებათ ზევიდან ქვევით ერთიმეორის ქვეშ. ჰორიზონტალურ სტრიქონებში, განსაკუთრებული ნიშნებით (ჩვეულებრივ სხვადასხვა სისქის ხაზით) გამოიხატება მოცემული მინერალის გამოყოფის პერიოდები (ან შესაბამისი ელემენტის მაგარ ფაზაში გადასვლა). ხაზის სისქე უპასუხებს მოცემულ მომენტში გამოყოფის პროცესის ინტენსივობას, ხაზის სიგრძე—გამოყოფის პროცესის ხანგრძლიობას. ეს დიაგრამები გვეხმარება ნათლად წარმოვიდგინოთ გეოქიმიური პროცესის მსვლელობა, ე. ი. მინერალების წარმოშობის ფარდობითი დრო და, მაშასადამე, მათი შეზღვეული ელემენტების დაგროვების დროც, მათი თანაფარდობა დროსა და სივრცეში, მათი ასოციაციები.

მსგავსა გეოქიმიური დიაგრამების მაგალითები დიდი რაოდენობით შეიძლება ვნახოთ ფერსმანის და სხვა მკვლევარების შრომებში.

ჯერჯერობით ნაკლებად დამუშავებულია, მაგრამ არა ნაკლებ მნიშვნელოვანია გეოქიმიური კარტირების მეთოდი, ე. ი. მოცემული ტერიტორიის უზნისთვის ისეთი რუკის შედგენა, რომელიც შეძლებისამებრ წარმოდგენას მოგვცემდა ამ უზნის ყოველ წერტილში ამა თუ იმ ელემენტების შემცველობაზე. ასეთებია, მაგალითად, კუპრომეტრული რუკები სპილენძის საბადოებისათვის, სტანომეტრული რუკები—კალისათვის და სხვ. ამ რუკებზე მოცემული ელემენტის ერთნაირი შემცველობის წერტილები შეერთებულია შესაბამისი

მრუდდებით. ასეთი რუკები შევლიან ძიების საქმის რაციონალურად წარმართვას და მთელ რიგ შემთხვევაში მოცემულ საბადოში მეტალის მარაგის გამოანგარიშების წარმოებას.

მსგავსი კერძო რუკების გარდა, შეიძლება საერთო რუკების შედგენაც. საერთო რუკების შედგენის ცდები ჩატარებული იყო მაგმური ქანების მასივებისათვის. მაგრამ ეს საქმარისად შრომატევადი სამუშაოა, რომელიც, როგორც ჩანს, მრავალრიცხოვან ქიმიურ ანალიზებს მოითხოვს.

ამის გამო უფრო ხელმისაწვდომია გეოქიმიური პროფილები, რომლებიც აჩვენებენ ქრილის ხაზზე ამა თუ იმ ელემენტების შემცველობის ცვალებადობას. მაგალითებად შეიძლება დაეხსახელოთ ლითოლოგიური პროფილები, თუ ისინი ქიმიურად საქმარისად დახასიათებული არიან, გარდა ამისა საბადოებზე ვერტიკალური და ჰორიზონტალური ქრილები, ამა თუ იმ ელემენტების შემცველობის აღნიშვნით.

ამა თუ იმ ტერიტორიის, ანა თუ იმ ქანების კომპლექსის ან საბადოების გეოქიმიური თავისებურებები კარგად ხასიათდებიან კონცენტრაციის კლარკებით, ე. ი. სიდიდდებით, რომლებიც, ვერნადსკის თანახმად, განსაზღვრავენ მოცემული ობიექტისათვის ამა თუ იმ ელემენტის შემცირებას შედარებით მთელი დედამიწის ქერქისთვის გამოანგარიშებულ იმავე ელემენტების საშუალო შემცველობასთან.

თუ კონცენტრაციის კლარკი ერთს აღემატება—გვაქვს ამ ელემენტის დაგროვება, თუ კონცენტრაციის კლარკი ერთზე ნაკლებია—გვაქვს ამ ელემენტით გაღარიბება. ასე, მაგალითად, რკინის მადნების დანალექ საბადოებში გვაქვს კონცენტრაციის მაღალი კლარკები: რკინისთვის, ღარიშხანისთვის, მარგანეცისთვის და სხვა ელემენტებისთვის. ხოლო კონცენტრაციის დაბალი კლარკები: ნატრიუმისთვის, კალიუმისთვის, სილიციუმისთვის და სხვ.

კონცენტრაციის კლარკების სიდიდესთან შესაბამისად შეიძლება გეოქიმიური პროვინციების გამოყოფა, რომლებისთვის დამახასიათებელია ამა თუ იმ ელემენტებით გამოიღრება. ასე შეიძლება ლაპარაკი კალის შემცველ, ოქროს შემცველ, იშვიათი მიწების და სხვა გეოქიმიურ პროვინციებზე.

კონცენტრაციის კლარკების დადგენა წარმოადგენს აგრეთვე გეოქიმიური კვლევის ერთ-ერთ დამახასიათებელ მეთოდს.

დედამიწის ზედაპირზე მრავალი საბადოების გამოფიტვისას, ელემენტების მიგრაციის შედეგად ამ საბადოების ირგვლივ წარმოიშვება ორეოლი, რომელიც ხასიათდება საბადოებისათვის ამა თუ იმ დამახასიათებელი ელემენტის გადიდებული შემცველობით. ეს ორეოლები შეიძლება წარმოდგენილი იქნან შესაბამისი მდნეული მინერალებით (მაგალითად, ქვიშრობების შემთხვევაში), ხსნადი შენაერთებით (წყლის ხსნარებში), სორბირებული იონებით (ფხვიერ მალაღლისპერსიული გამოფიტვის პროდუქტებში და ნიადაგებში) და ა. შ.

ამ ორეოლების შესწავლა აგრეთვე ერთ-ერთ მნიშვნელოვან გეოქიმიურ მეთოდს წარმოადგენს, რომელიც შესაბამისი საბადოების ძებნის წარმოების საშუალებას იძლევა. ამასვე ეკუთვნის სხვადასხვა ელემენტის შემცველობის გამოკვლევა მცენარეებში, რომლებიც აღმოცენდნენ ამა თუ იმ ქა-

ნებიდან ან საბადოებიდან წარმოშობილ ნიადაგებზე: მოცემული ელემენტის მაღალი შემადგენლობა ზოგიერთ მცენარეში მიგვიჩვენებს მის სიჭარბეზე ნიადაგში და, მაშასადამე, იმ პირველად სუბსტრატზეც, რომლისგანაც ისინი წარმოიშვნენ (ქანებში ან საბადოებში).

ორეოლები ნახშირის და ნავთის საბადოების ირგვლივ გამდიდრებულია ნახშირწყალბადებით, ურანის საბადოების ირგვლივ—ჰელიუმით და ემანაციით. ნიადაგებში და ქანებში ამ აირების განაწილების შესწავლა შეუძლებელია შესაბამისი საბადოების ძებნას.

გეოქიმიური კვლევის დროს ხშირად უხდებათ მიმართონ სხვა მეთოდებსაც, მათ რიცხვში მინერალოგიის, პეტროგრაფიის და სხვა გეოლოგიური მეცნიერებების მეთოდებსაც, ვინაიდან ძირითადში კვლევა წარმოებს მინერალებზე, მადნებზე, ქანებსა, წყლებსა და აირებზე, რომლებიც მოთაყვებულა ამა თუ იმ გეოლოგიურ პირობებში.

გეოქიმიური იდეების განვითარების მოკლე ისტორია

გეოქიმიურმა იდეებმა ამა თუ იმ ფორმაში საკმარისად დიდი ხანია იწყეს წარმოშობა სამთო საქმის, მეტალურგიის და ქიმიის განვითარებასთან დაკავშირებით. პირველთაგანი, ვისაც ნათლად ჰქონდა წარმოდგენილი გეოლოგიაში ქიმიის და ფიზიკის ზუსტი მეთოდების და ცნებების დანერგვის აუცილებლობა და სარგებლიანობა, იყო ჩვენი გენიალური მეცნიერი მ. ვ. ლომონოსოვი, რომელიც ჯერ კიდევ 1763 წ. თავის ცნობილ წიგნში „О слоях земных“ წერდა: „აი როგორია მიწის წიაღი, აგერ შრეები, აი სხვა ნივთიერების ძარღვები, რომლებიც ბუნებამ წარმოშვა სიღრმეში. დე, მიაქციონ ყურადღება მათ სხვადასხვა მდებარეობას, ფერს, სიმძიმეს, სიმეგრეს, გამოიყენონ მონაცემები ქიმიის, ფიზიკის და მათემატიკის“. ეს იდეები დიდი ხნის განმავლობაში გაუგებარი რჩებოდნენ.

მ. ვ. ლომონოსოვმა პირველად, გაცილებით უფრო ადრე, ვიდრე ვერნერმა, ვისაც ჩვეულებრივ აწერენ ამ აზრებს, მოგვცა სწორი წარმოდგენა მადნეულ ძარღვებზე და მათ ასაკზე, რომელიც განსხვავებულია შემცველი ქანების ასაკისაგან. მან ყურადღება მიაქცია მნიშვნელოვან გარემოებასაც, რომ სხვადასხვა ასაკის მადნეული ძარღვები სხვადასხვა მინერალის შემცველი ირიან, ე. ი. ძლიერ ახლო მივიდა მინერალთა თანმიმდევრობითი გამოყოფის და ჰიდროთერმალური ხსნარების ევოლუციის შესახებ თანამედროვე იდეებთან. მან სწორად ახსნა მთელი რიგი ბუნებრივი სხეულების წარმოშობა, მათ რიცხვში ტორფის, ქვანახშირის და ნავთის, განიხილავდა რა უკანასკნელებს, როგორც მკვდარი ორგანიზმების ბუნებრივი გადამუშავების პროდუქტს.

მ. ვ. ლომონოსოვმა საბადოების ძებნის მთელი რიგი კრიტერიუმი აღნიშნა. ზოგიერთი ამ კრიტერიუმის ნიშნები გეოქიმიური ხასიათის იყო (მაგალითად, წყლების მინერალიზაცია, ზედაპირზე მადნების გამოსავლების ფერი, მცენარეულობის ხასიათი, ნიადაგის ჩაწოლა სულფიდური საბადოების დაქანავის ზონებზე და სხვ.).

1798 წ. მეორე რუსმა მეცნიერმა აკადემიკოსმა ვ. სევერგინმა წიგნში „Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел“ პირველად მსოფლიო მეცნიერების ისტორიაში ჩამოაყალიბა ფრიად მნიშვნელოვანი გეოქიმიური ცნება მინერალთა ბუნებრივ ასოციაციაზე, მათ პარაგენეზისზე, და აღნიშნა ეს ცნება რუსული სიტყვებით „მინერალთა მო-

სახლერეობა“ („смежность минералов“). მინერალთა მოსახლერეობის ქვეშ ის გულისხმობდა მათ ერთად არსებობას და აღნიშნავდა, რომ კავშირის გამორკვევა, რომელიც არსებობს ქანებს და თანხლებულ მინერალთა შორის, და აგრეთვე პირობების გამორკვევა, რომლის დროსაც წარმოიშეკბიან ესა თუ ის ასოციაციები, ძალიან უშეგელიდა მადნების და ფერადი ქვების ძებნას.

მოვიხსენიოთ, რომ ბრეიტჰაუპტმა ანალოგიური ცნება „მინერალთა პარაგენეზისი“ შემოიტანა მხოლოდ 50 წლის შემდეგ (1849 წ.).

ცალკეულ გეოქიმიურ იდეებს გამოთქვამდნენ XVIII და XIX საუკუნეების მთელი რიგი სხვა მეცნიერებიც. ა. ჰუმბოლტთან ეპოულობთ აზრებს გარემოზე ორგანიზმების მოქმედების შესახებ. ხლადინი და სხვა სწავლულები, სწავლობდნენ რა მეტეორიტებს, აგროვებდნენ ფაქტებს, რომლებმაც შემდეგ საშუალება მისცეს გამოეტანათ დასკვნა სამყაროს ელემენტარულ ქიმიური შემადგენლობის ერთიანობაზე და დედამიწის აგებულებაზე.

ნებტუნისტები (ბიშოფი და სხვ.) და პლუტონისტები (ელი დე ბომონი და სხვები) აგროვებდნენ გეოქიმიურ ფაქტებს, რომლებიც ეხებოდნენ ნივთიერების მიგრაციას წყლის აუზებში, და აგრეთვე მაგმურ და ვულკანურ პროცესებში. XIX საუკუნის შუა წლებში ამ ფაქტების საფუძველზე გამოთქმული იყო ზოგიერთი საინტერესო გეოქიმიური იდეა, რასაკვირველია, მხოლოდ რამდენიმე ქიმიური ელემენტის მიმართ, იმ დროის ქიმიის მდგომარეობის შესაბამისად.

სიტყვა „გეოქიმია“ პირველად 1838 წელს იყო შემოღებული. ამ დასახელების ქვეშ გულისხმობდნენ მეცნიერებას ქიმიურ შემადგენლობაზე და წარმოშობაზე მასებისა, რომლებითაც აგებულია დედამიწა. მაგრამ, როგორც განსაკუთრებული მეცნიერება, გეოქიმია შეიძლება წარმოშობილიყო მხოლოდ XX საუკუნეში, მას შემდეგ, რაც დ. ი. მენდელეევი მოგვცა გენიალური ქიმიური განზოგადება, რომელმაც ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში ჰპოვა გამოსახულება; და შეიქმნა სწავლება ატომის შენების შესახებ.

ქიმიის, ფიზიკის და სხვა მეცნიერებათა მიღწევებმა XIX საუკუნის მეორე ნახევარში და XX საუკუნეში, საშუალება მოგვცა თეორიულად გადაგვეწყვიტა მრავალი პრობლემა, რომლებიც წარმოიშვნენ გეოქიმიური ფაქტების განზოგადების დროს ემპირიულ კანონზომიერებებში.

განსაკუთრებით დიდი წარმატებები იქნა მიღწეული დედამიწაში და მეტეორიტებში ქიმიური ელემენტების გავრცელების შესწავლის დარგში იმ მუშაობით, რომელიც დაწყებულ იქნა—აშშ-ში კლარკის და ჩვენში ვერნადსკის მიერ დიდი ხნის წინათ (კლარკის პირველი ცხრილები შედგენილი იყო 1889 წელს). ამ შრომებმა დაინტერესა გამოჩენილი სწავლულების დიდი წრე, განსაკუთრებით ქიმიკოსები და ფიზიკოსები, რომლებიც ანალიზის ზუსტ მეთოდებს ამუშავებდნენ (ქიმიურს, სპექტრალურს, რენტგენო-ქიმიურს, რადიოქიმიურს, პოლაროგრაფულს, ლიუმინესცენტურს და სხვ.).

ამ გამოკვლევების დროს, რამდენადაც ირკვევოდა დედამიწაზე ელემენტების გავრცელების ქეშმარიტი სურათი, სულ უფრო სრულად და ღრმად იშლებოდა ცალკეული ელემენტების ატომების ისტორიაც ჩვენს პლანეტაზე.

ძირითადი პრობლემის—დედამიწაზე ქიმიური ელემენტების გავრცელების დამუშავებასთან ერთდროულად—ყალიბდებოდა და მუშავდებოდა გეოქიმიის ისეთი მნიშვნელოვანი საკითხებიც, როგორც სწავლება ქიმიური ელემენტების მიგრაციის შესახებ, ელემენტთა კონცენტრაციის და გაფანტული მდგომარეობის კანონებზე, გეოქიმიურ პროცესებზე, იზომორფიზმის შესახებ, ელემენტთა პარაგენეზისზე, ბიოქიმიის და რადიოგეოქიმიის საკითხები და სხვ.

ამ პრობლემების დამუშავებაში მონაწილეობას ლებულობდა მრავალი მეცნიერი. განსაკუთრებით დიდი იყო ჩვენი, საბჭოთა მეცნიერების ვერნადსკის და ფერსმანის და მათი მრავალრიცხოვანი მოწაფის როლი. უცხოეთის მეცნიერთაგან საქიროა მოვიხსენიოთ გოლდშმიდტის, ნიგლის, ლინდგრენის და ემონსის სახელები.

გეოქიმიის ისტორიაში შეიძლება გამოიყოს სამი ძირითადი მიმართულება, სამი სკოლა.

ისტორიულად პირველი მიმართულება დაკავშირებულია კლარკის და მისი მიმდევრების (ნოდაკები, გევეში, პანეტი და სხვ.) სახელებთან. ისინი გეოქიმიის მთავარ ამოცანად სთვლიდნენ ჩვენი პლანეტის, განსაკუთრებით დედამიწის ქერქის და მისი ცალკეული ნაწილების—ქანების, მინერალების, შილროსფეროს და ატმოსფეროს ქიმიური შემადგენლობის შესწავლას. ამ გამოკვლევების დროს ჩატარებულმა მრავალმა ათასმა ანალიზმა საშუალება მისცა მათ პირველადი დაახლოებით მრავალი ქიმიური ელემენტის მიმართ დაყენებული ამოცანის გადაწყვეტისა. მაგრამ, დაყავდა რა გეოქიმიის მთელი შინაარსი ელემენტების გავრცელების პრობლემამდე, ეს მიმართულება, უდავოდ, მეტად ვიწრო და ცალმხრივს წარმოადგენდა.

გეოქიმიის მეორე მიმართულება შექმნილი იყო ვ. მ. გოლდშმიდტის მიერ. ის მუშაობდა, განსაკუთრებით პირველ ხანებში, გეოქიმიის სხვადასხვა დარგში, მათ რიცხვში კონტაქტური მეტამორფიზმის მოვლენის ფიზიკურ-ქიმიურ პრობლემაზე და ქიმიური ელემენტების გავრცელების პრობლემაზე. შემდგომში ის უმთავრესად მუშაობდა კრისტალოქიმიურ გამოკვლევებზე. ამავე დროს გეოქიმიის მთავარ ამოცანად ის სთვლიდა ცალკეული ქიმიური ელემენტების განაწილების ახსნას სხვადასხვა მინერალებს და ქანებს შორის და პირველ რიგში ემყარებოდა მინერალების. კრისტალოქიმიური მესრის თავისებურებას, იზომორფიზმის მოვლენებს. ასეთმა შეხედულებამ ნათელი გამოსახულება ჰპოვა მის ცნობილ ელემენტების გეოქიმიურ კლასიფიკაციაში. რომელშიაც გამოყოფილია: პირველადი კრისტალიზაციის ელემენტები Mg და Fe-თან იზომორფული; მთავარი კრისტალიზაციის ელემენტები Si, Al, Ca, K-თან იზომორფული; ნარჩენი კრისტალიზაციის ელემენტები, რომლებიც ქანების ჩვეულებრივ კომპონენტებთან იზომორფულნი არ არიან.

გოლდშმიდტის კრისტალოქიმიური მიმართულება საკმაოდ ნაყოფიერი აღმოჩნდა, მაგრამ ის, ისევე როგორც პირველი მიმართულება, ხელოვნურად ზღუდავდა გეოქიმიის ამოცანებს. ანიჭებდა რა განსაკუთრებულ მნიშვნელობას იონების და ატომების რადიუსების სიდიდეს, ის არასაკმარისად ითვალისწინებდა სხვა ფაქტორებს, რომლებიც აგრეთვე გავლენას ახდენენ სხვადასხვა ბუნებრივ ობიექტებში ქიმიური ელემენტების განაწილებაზე.

გეოქიმიში მესამე, უფრო პროგრესული მიმართულება შექმნილი იყო გამოჩენილი საბჭოთა მეცნიერების ვერნადსკის და ფერსმანის მიერ. მათ კლარკზე და გოლდშმიდტზე გაცილებით უფრო ფართოდ განსაზღვრეს გეოქიმიის ამოცანები. ისინი ძირითად უურადლებას აქცევდნენ ატომების მიგრაციის საკითხებს, მათ ქცევას დედამიწის ქერქის სხვადასხვა პირობებში; და საბოლოო მიზნად ისახავდნენ ყოველი ელემენტისთვის მიეცათ სივრცეში და დროში მისი გავრცელების და მოძრაობის სურათი.

ვერნადსკის და ფერსმანის მრავალრიცხოვან შრომებში ეს ძირითადი აზრები ხაზგასმით არიან გატარებული. ამ შრომებშივე არის მოცემული ცალკეული პროცესების (მაგალითად, ბიოქიმიურის და პეგმატიტურის) და ცალკეული ელემენტების (ნახშირბადის, მანგანუმის, სილიციუმის, მრავალი იშვიათისა და სხვა ელემენტების) გეოქიმიის შესანიშნავი მაგალითები.

კლარკისა და გოლდშმიდტისაგან განსხვავებით, ვერნადსკი და განსაკუთრებით ფერსმანი ფართოდ იყენებდნენ გეოქიმიის იდეებს პრაქტიკული საკითხების გადასაწყვეტად, რომლებიც დაკავშირებულია მინერალური ნედლეულის საბადოების ძებნასა და გამოყენებასთან.

რუსი მეცნიერების როლი გეოქიმიის განვითარებაში

რუსმა მეცნიერებმა განსაკუთრებით დიდი როლი შეასრულეს გეოქიმიის განვითარებაში.

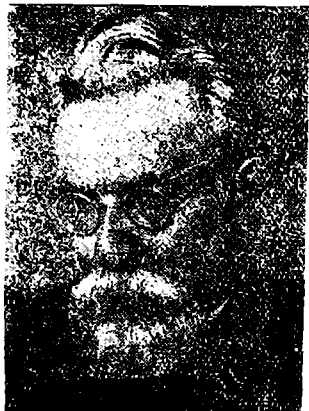
ზემოთ უკვე ნახსენები იყო ლომონოსოვის და სევერგინის სახელები, რომელნიც გეოქიმიის საწყისებთან იდგნენ. ნახსენები იყო მენდელეევი, რომლის გენიალური აღმოჩენა—ელემენტთა პერიოდული კანონი—გახდა საყრდენი არა მარტო თანამედროვე ქიმიის და ფიზიკის, არამედ თანამედროვე გეოქიმიისაც, უღრმესი გეოქიმიური იდეების, როგორიც არის სწავლება დედამიწაზე ელემენტების არათანაბარი განაწილების შესახებ, ჩვენი პლანეტის სხვადასხვა ნაწილში ელემენტების ბუნებრივი ასოციაციების კანონები, ელემენტების მიგრაცია და სხვათა წყაროდ.

თანამედროვე გეოქიმიის შექმნაში დიდი როლი შეასრულა გამოჩენილმა რუსმა მეცნიერმა, მეცნიერული ნიადაგთმცოდნეობის შემქმნელმა ვ. ვ. ლოკუჩაევმა. მრავალრიცხოვან შრომებში ნიადაგთმცოდნეობაზე მან გამოამუშავა, რომ ნიადაგი წარმოადგენს დამოუკიდებელ ბუნებრივად ისტორიულ სხეულს, რომელიც წარმოიშვა ქანებზე კლიმატის, წყლის, ჰაერის, მცენარეთა და ცხოველთა ორგანიზმების, ქანების ასაკის და ნაწილობრივ ადგილმდებარეობის რელიეფის ერთად ქმედების შედეგად. მან ნიადაგის მაგალითზე აჩვენა, თუ როგორ ყოველმხრივად უნდა უდგებოდეს მკვლევარი ბუნებრივი ობიექტების შესწავლას და თუ რა მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ქანების გარდაქმნაში ზემოჩამოთვლილი ზედაპირული ფაქტორები. ის ახლო მივიდა ბიოგეოქიმიის პრობლემებთან.

ლოკუჩაევის მოწაფეების რიცხვს ეკუთვნოდნენ: კ. დ. გლინკა, რომელმაც განსაკუთრებით ბევრი ვაკეთა ქანების გამოფიტვის პროცესის შესასწავლად; ვერნადსკი, ჩვენი ყველაზე უფრო გამოჩენილი გეოქიმიკოსი, რომელმაც უფრო სწორად და ღრმად ჩამოაყალიბა ახალი მეცნიერების ამოცანები

და გაამდიდრა ის პირველხარისხოვანი მნიშვნელობის შრომებით, ფ. ი. ლე-
ვინსონ-ლესინგი, უდიდესი პეტროგრაფი, რომელმაც დ. ს. ბელიანკინთან
ერთად ჩამოაყალიბა ლენინგრადის პოლიტექნიკურ ინსტიტუტში გეოქიმიური
განყოფილება, პირველი არა მარტო სსრ კავშირში, არამედ მთელ მსოფლიო-
ში გეოქიმიკოსების ახალგაზრდა კადრების მოსამზადებელი სასწავლებელი.

გეოქიმიის, როგორც დამოუკიდებელი მეცნიერების საბოლოო და უფრო
ფართო ფორმულირება, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მოცემული იყო ვერნად-
სკის და მისი მოწაფის და მეგობრის ფერს-
მანის მიერ.



ვ. ი. ვერნადსკი.

„წარმოდგენა გეოქიმიაზე, როგორც
დედამიწის ატომების ისტორიის მეცნიერე-
ბაზე—წერდა ვერნადსკი—წარმოიშვა ახალი
ატომისტიკის, ახალი ქიმიის და ფიზიკის
ფონზე, მკიდრო კავშირში მინერალოგიაზე
იმ წარმოდგენასთან, რომელიც ტარდებოდა
მოსკოვის უნივერსიტეტში 1890—1911 წ. წ.“

ვ. ი. ვერნადსკი პირველ ადგილზე
აყენებდა მინერალების ისტორიას, მათი გე-
ნეზისის და შეცვლის შესწავლას. ეს იყო სრუ-
ლიად ახალი როგორც რუსული, ისე უცხოე-
თის უმაღლეს სასწავლებლებისათვის, სადაც
ეს საკითხები მუდამ უკანა პლანზე იდგა,
პირველ ადგილს უთმობდა მინერალთა თეი-
სებების ფორმალურ მშრალ აღწერას.

ახალი მიდგომით მეცნიერული აზრი
სულ უფრო და უფრო მიემართებოდა გეო-

ქიმიისაკენ და თანდათანობით უფრო მკვეთრად ისახებოდა ახალი მეცნიე-
რების პრობლემები.

ამ საწყის პერიოდში განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობდნენ დანა-
ღეპქ ქანებთან, ორგანიზმების როლთან და რადიოაქტივობის შოვლენებთან და-
კავშირებული გეოქიმიის პრობლემები.

1912 წელს მოსკოვში, შანიავსკის სახელობის სახალხო უნივერსიტეტში,
ფერსმანის მიერ პირველად იყო წაკითხული გეოქიმიის საუნივერსიტეტო კურსი.

ვერნადსკის, ფერსმანის და ი. კ. სამოილოვის შრომების დიდმა რიგმა,
პირველად ჩვენს ქვეყანაში განამტკიცეს გეოქიმიის ის ახალი, ღრმა წარმო-
დგენა, რომელიც მოსკოვის უნივერსიტეტში ჩაისახა და შემდეგ საყოველთაოდ
ზილებული გახდა.

ვერნადსკის და ფერსმანის იდეებმა განსაკუთრებით ხელსაყრელი ნია-
დაგი ჰპოვეს ოქტომბრის დიდი სოციალისტური რევოლუციის შემდეგ, რო-
დესაც საბჭოთა მთავრობის მზრუნველობის შედეგად შექმნილი იყო სპეცია-
ლური სამეცნიერო-საკვლევო დაწესებულებები, სადაც გეოქიმიის ამა თუ
იმ პრობლემების გადაწყვეტას განსაკუთრებული ყურადღება ექცეოდა: გეო-
ქიმიური ინსტიტუტი შემდეგში გარდაქმნილ იქნა ლომონოსოვის სახელობის
ინსტიტუტად (ამჟამად სსრ კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური

ინსტიტუტის გეოქიმიის განყოფილება); ბიოგეოქიმიის ლაბორატორია (ამჟამად ვ. ი. ვერნადსკის სახელობის გეოქიმიის და ანალიზური ქიმიის ინსტიტუტი) და სხვ.

ამ ინსტიტუტებში, რომლებიც ვერნადსკიმ და ფერსმანმა შექმნეს და სიკვდილამდე (1945 წ.) ხელმძღვანელობდნენ, წყდებოდა სხვადასხვაგვარი პრობლემები, რომლებიც პრაქტიკულად სწვდებოდა თანამედროვე გეოქიმიის თითქმის მთელ არსს: სწავლებას დედამიწის ქერქში და მეტეორიტებში ქიმიური ელემენტების გავრცელებაზე; ცალკეული ბუნებრივი პროცესების გეოქიმიას — მაგმურიდან სხვადასხვა ჰიპერგენიულ პროცესამდე, განსაკუთრებით პეგმატიტურს და ბიოქიმიურ პროცესებს, ბუნებრივი წყლების გეოქიმიას, ცალკეული ტერიტორიების გეოქიმიას: კრისტალთა ქიმიის საკითხებს, რაც განსაკუთრებით დაკავშირებულია იზომორფიზმთან; გეოქიმიური პროცესების ენერგეტიკის საკითხებს და სხვ.

ამ ნუშაობაში მონაწილეობას იღებდა მრავალი სწავლული, ძირითადად ვერნადსკის და ფერსმანის მოწაფეები: ვ. გ. ხლოპინი (რადიოგეოქიმიას); ა. პ. ვინოგრადოვი (ელემენტთა კლარკები, ბიოგეოქიმიას); დ. ი. შჩერბაკოვი (რეგიონალური გეოქიმიას); კ. ა. ნენადკევიჩი (ცალკეული ელემენტების გეოქიმიას); ნ. ვ. ბელოვი (კრისტალთა ქიმიას) და სხვ.

ა. ნ. ზავარიცკიმ მთელ რიგ შრომებში, განსაკუთრებით „პეტროქიმიის შესავალში“ ფიზიკა-ქიმიის თვალსაზრისით განაზოგადა მაგმური ქანების ქიმიურ შემადგენლობაზე დაგროვილი დიდი მასალა და დაამუშავა ქიმიური ელემენტების რაციონალური გეოქიმიური კლასიფიკაცია, რომლის საფუძვლად აიღო ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში მათი მდებარეობა.

განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს მეცნიერებათა აკადემიის საერთო და არაორგანული ქიმიის ინსტიტუტში ჩატარებული გეოქიმიური მუშაობა გამოჩენილი რუსი ფიზიკო-ქიმიკოსის ნ. ს. კურნაკოვის და მისი მოწაფეების მიერ მარილთა ბუნებრივი წონასწორობის და მარილთა ნალექების წარმოშობის პირობების შესახებ. ამავე ინსტიტუტში ჩატარებული იყო მნიშვნელოვანი გამოკვლევები კეთილშობილი მეტალების გეოქიმიასზე და კრისტალური მესრის ენერგეტიკაზე. ვ. ვ. დოკუჩაევის სახელობის ნიადაგის ინსტიტუტში შესრულებული იყო დიდი გამოკვლევები ქანების გამოფიტვის პროცესების შესახებ, ნიადაგების ქიმიური შემადგენლობის და ჩვენი პლანეტის გარეგან გარსში ელემენტების მიგრაციის (ბ. ბ. პოლინოვი და სხვ.) შესახებ



ა. ე. ფერსმანი.

გარდა ამისა, მნიშვნელოვანი გეოქიმიური მუშაობა ტარდებოდა სხვა მთელ რიგ სამეცნიერო დაწესებულებებში და უმაღლეს სასწავლებლებში.

ნათქვამის შეჯამებით შეიძლება გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ გეოქიმიურმა იღებებმა ჩვენს ქვეყანაში უდიდესი გავრცელება მოიპოვეს.

ამასთანავე ისეთი წარმატებები იყო მიღწეული, რომ საბჭოთა გეოქიმიამ სავსებით სამართლიანად მსოფლიო გეოქიმიურ მეცნიერებაში ფრიად საპატიო ადგილი დაიკავა.

საბჭოთა მეცნიერები ნაყოფიერად მუშაობდნენ და მუშაობენ გეოქიმიის სხვადასხვა დარგში. მათ უფრო ღრმად ჩამოაყალიბეს თვით გეოქიმიის ამოცანები და შექმნეს მისი ახალი დარგები—ბიოგეოქიმია და რადიოგეოქიმია. ზუსტი ანალიზების საფუძველზე მათ დაადგინეს დედამიწის ქერქში მრავალი, და მათ რიცხვში იშვიათი ელემენტების (ბრომი, იოდი, ლითიუმი, ინდიუმი, სელენი, ტელური, ნიკელი, ვერცხლისწყალი და სხვ.) გავრცელება. საბჭოთა მეცნიერებმა ახსნეს დედამიწის შექადგენლობა ატომის თვისებიდან გამომდინარე და ატომგულის მდგრადობა დაუკავშირეს ელემენტების გავრცელებას. ამასთანავე გამოიყენეს არა მარტო ჩვენი პლანეტის ქიმიური შემადგენლობის მონაცემები, არამედ სხვა კოსმიური სხეულებისაც. ამით დამტკიცებული იყო სამყაროს ქიმიური მთლიანობა, რომელიც დაკავშირებულია სამყაროში მატერიალური გაცვლის არსებობასთან.

დიდ წარმატებას მიღწიეს საბჭოთა მეცნიერებმა ცალკეული ბუნებრივი პროცესების: სიღრმის—მაგნური, პეგმატიტური, ჰიდროთერმალური და ზედაპირული—ქანების გამოფიტვა, ნალექების წარმოშობა, ბიოქიმიური, ნიადაგწარმოქმნის და სხვათა შესწავლაში. ეს გამოკვლევები მკიდრო კავშირში იყო სოციალისტური სახალხო მეურნეობის პრაქტიკულ მოთხოვნილებებთან, სხვადასხვა სასარგებლო ნივთიერების დიდი ძებნა, ძიების და საექსპლოატაციო სამუშაოების თეორიული დასაბუთების აუცილებლობასთან, და აგრეთვე სოფლის მეურნეობის და ჯანმრთელობის დაცვის მოთხოვნილებებთან. ჩვეულებრივ ცალკეული პროცესების გეოქიმიის დარგში მუშაობა წარმოებდა მტკიცე კონტაქტში მონათესავე დარგების სპეციალისტებთან: მინერალოგებთან, გეოლოგებთან, ქიმიკოსებთან, ნიადაგმცოდნეებთან და სხვ. მსგავსი კომპლექსური გამოკვლევები ტარდებოდა რეგიონალურ კვლევაში იმ მიზნით, რომ გამოკვლეულიყო ცალკეული ტერიტორიების (შუა აზიის, ურალის და სხვ.) გეოქიმიური თავისებურება.

მნიშვნელოვანი იყო მიღწევები ცალკეული ელემენტების გეოქიმიის დარგში, განსაკუთრებით ნახშირბადის, ენგბადის, რკინის, იშვიათი ელემენტების, კეთილშობილი აირების, პლატინის, ოქროსი, ვერცხლისწყლის და სხვ. ამ დარგში საბჭოთა მეცნიერებმა გეოქიმიის თვალსაზრისით განაზოგადეს წინა მკვლევარების მიერ დაგროვილი მასალა და არსებითად შეავსეს ის თავისი დაკვირვებებით და ახალი ფაქტებით.

საბჭოთა მეცნიერებმა დიდი ყურადღება მიაქციეს გეოქიმიური პროცესების ენერგეტიკას. ვ. ი. ვერნადსკიმ დაასაბუთა ამ პროცესებში ბიოსფეროსთვის მზის სხივების და მთლიანად დედამიწისათვის რადიოაქტიური ელემენტების ატომების დაშლის ენერჯის განსაკუთრებული როლი. ა. ე. ფერ-

სმანმა დაამუშავა მინერალთა წარმოშობის გეოენერგეტიკული თეორია, რომელშიაც უკანასკნელთა გამოყოფის თანამიმდევრობა, ა. ფ. კაპუსტინსკის მიერ ბინარულ კრისტალური წარმოქმნების ენერგეტიკაზე ჩატარებული გამოკვლევებიდან გამომდინარე, მათი კრისტალური მესრის ენერჯიას დაუკავშირა. ნაყოფიერი იყო მუშაობა მინერალთა კრისტალოქიმიის სფეროში, იზომორფიზმის, მინერალთა და ელემენტთა პარაგენეზისის შესწავლაში და სხვა დარგებში. ზოგიერთ მინერალში ელემენტთა იზოტოპიური შემადგენლობის შესწავლამ მინერალების აბსოლუტური გეოლოგიური ასაკის დადგენის საშუალება მოგვცა, ე. ი. დაგვეხმარა გადაგვეწყვიტა ერთ-ერთი უძნელესი გეოლოგიური ამოცანა. ცალკეული გეოქიმიური პრობლემების წამოყენებასა და გადაწყვეტაში მონაწილეობას იღებდნენ არა მარტო საკუთრივ გეოქიმიკოსები, არამედ მეცნიერები, რომლებიც ძირითადად მუშაობდნენ გეოქიმიის მოსაზღვრე დარგებში (მინერალოგები, პეტროგრაფები, ნიადაგთმცოდნენი, ქიმიკოსები და ა. შ.). ეს სავსებით ბუნებრივი და გასაგებია, თუ გავითვალისწინებთ გეოქიმიის ინტერესების ფართო სფეროს, მის ობიექტს—ქიმიურ ელემენტს დედამიწის პირობებში და იმ გარემოებას, რომ გეოქიმია, როგორც ახალგაზრდა მეცნიერება, მხოლოდ თანდათან ისაზღვრება მონათესავე დისციპლინებიდან, თუმცა სრული გამოყოფა აქ არც შეიძლება იყოს. ამ მხრივ გეოქიმია ისეთივე სინთეტური მეცნიერებაა, როგორც, მაგალითად, ფიზიკური ქიმია, ნიადაგთმცოდნეობა, სწავლება მადნეულ ბუდობებზე. საბჭოთა მეცნიერების მიერ გეოქიმიის მიღწევები განზოგადებულ იქნა მთელ რიგ დიდ მონოგრაფიებში: ვ. ი. ვერნადსკის „Очерки геохимии“; ა. ე. ფერსმანის „Геохимия“ 4 ტომი; ა. ე. ფერსმანის „Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых“ და სხვ.

გეოქიმია, როგორც დამოუკიდებელი მეცნიერული დისციპლინა, შევიდა საბჭოთა კავშირის მთელი რიგი უმაღლესი სასწავლებლების და მათ რიცხვში უნივერსიტეტების გეოლოგიური ფაკულტეტების სასწავლო გეგმებში. ეს ქმნის გეოქიმიკოსების ახალგაზრდა კადრების აღზრდის პირობას, რომლებმაც უახლოეს წლებში კიდევ უფრო უნდა გაამრავლონ საბჭოთა გეოქიმიის მიღწევები.

ელემენტთა პერიოდული სისტემა

ატომები და მათი გეოქიმიური კლასიფიკაცია

გეოქიმიის, როგორც მეცნიერების, განსაზღვრიდან გამომდინარეობს, რომ ის შესწავლის დედამიწაზე ქიმიური ელემენტების ქცევას და გავრცელებას. ცხადია, რომ დედამიწაზე ელემენტების ქცევა პირველ რიგში განისაზღვრება მათი ატომების ფიზიკური და ქიმიური თვისებებით. ელემენტების გავრცელება დედამიწაზე (და კოსმოსში) დაკავშირებულია ატომგულების აღნაგობასთან და მდგრადობასთან. ატომთა მიგრაცია, მათი გადაადგილების უნარი, უმთავრესად განისაზღვრება გარეგანი ელექტრული გარსების აღნაგობით. ამის გამო, პირველად საჭიროა მოკლედ განვიხილოთ ატომთა აღნაგობა.

დ. ი. მენდელეევი 1868 წ. დაადგინა პერიოდული კანონი, რომელიც ქიმიური ელემენტების თვისებებს აკავშირებს მათ ატომურ წონასთან, და ამ კანონის გამოსახვა მოგვცა ქიმიური ელემენტების პერიოდული სისტემის სახით (ცხრ. 1). უფრო გვიან, 1914 წ., დადგინდა იქნა, რომ პერიოდული კანონისთვის ძირითად კონსტანტად მიღებულ უნდა იქნას ელემენტების არა ატომური წონა, არამედ მათი ატომგულების დამუხტვა. ამასთან დაკავშირებით მოიხსნა გამონაკლისები კალიუმისათვის, არგონისთვის და ზოგიერთი სხვა ელემენტისათვის, რომელთა ატომური წონები პერიოდულობის კანონს არ ემთხვეოდნენ.

პერიოდული კანონის თანახმად ქიმიური ელემენტების თვისებები პერიოდულად იცვლებიან, რაც დამოკიდებულია ელემენტთა ატომურ რიგით რიცხვზე. პირველ რიგში ეს ეხება ელემენტების ქიმიურ თვისებებს (მათ ვალენტობას, სხვა ელემენტებთან ქიმიურ რეაქციებში შესვლის უნარს, ამ შენაერთების შემადგენლობას და თვისებებს). მაგრამ პერიოდულობას ამცლავებენ ელემენტების სხვა შრავალი ფიზიკური თვისებებიც, მათ რიცხვში მათი ოპტიკური სპექტრები, იონიზაციის პოტენციალები, ატომების და იონების რადიუსები, ატომების მოცულობა, იონთა შეფერილობა, დნობის ტემპერატურა, ხვედრითი წონა და სხვ. ეს თვისებები დაკავშირებულია ატომების ელექტრონული გარსების აღნაგობასთან.

განსაზღვრული პერიოდულობა შეიმჩნევა თვით ქიმიური ელემენტების გავრცელებაში დედამიწაზე და მეტეორიტებში. ლუწი რიგითი ნომრების ელე-

მენტები, როგორც წესი, აღმატებიან მათი მეზობელი კენტი ნომრების ელემენტებს. ჩვეულებრივ, უფრო დიდი გავრცელება აქვთ პერიოდული სისტემის ზედა რიგის ელემენტებს; როგორც წესი, რიგითი ნომრების გადიდებასთან ელემენტების გავრცელება კლებულობს. ლუწი ქვეჯგუფების ელემენტები აღმატებიან კენტი ქვეჯგუფების ელემენტებს. ეგრეთ წოდებულ ქარბ ელემენტებს— ჟანგბადს, სილიციუმს, კალციუმს, რკინას, სტრონციუმს, ბარიუმს და სხვებს— რიგითი ნომრების განსხვავება ექვსის ტოლი ან ექვსის ჯერადი აქვთ.

იმ თვისებებთან ერთად, რომლებიც რიგით ნომრთან დაკავშირებით პერიოდულად იცვლებიან, ატომებს აქვთ სხვა თვისებებიც, რომლებიც იცვლებიან არაპერიოდულად და დაკავშირებული არიან ატომგულებთან. მათ ეკუთვნის, მაგალითად, ატომგულის დამუხტვა და ატომური წონა, რომელიც სისტემატურად მატულობს, პერიოდული სისტემის პირველი ელემენტიდან— წყალბადიდან ამჟამად ცნობილ უკანასკნელამდე— კიური, რომლის რიგითი ნომერი 96 და ატომური წონა კი 242.

მენდელეევის პერიოდულმა სისტემამ, როგორც მრავალრიცხოვანი ფაქტების უდიდესმა ქიმიურმა განზოგადებამ, რიგი ულრმესი მეცნიერული დასკვნების გამოტანის საშუალება მოგვცა. ამის საფუძველზე იყო შექმნილი ატომთა აღნაგობის თანამედროვე თეორიაც.

თანამედროვე მეცნიერული წარმოდგენების თვალსაზრისით ატომი წარმოადგენს ძალიან რთულ სისტემას, და ამ ცნების არსი სრულებით არ უპასუხებს მის სახელწოდებას (ატომი— განუყოფელი). დაწყებული უძველესი დროის ფილოსოფოსებიდან ჩვენს ახლო წარსულამდე ატომებს თვლიდნენ სამყაროს უკანასკნელ ელემენტებად, რომლების არც დაშლა შეიძლებოდა და არც გადაყვანა— ერთისა მეორეში. მაგრამ XIX საუკუნის უკანასკნელ და XX საუკუნის პირველი წლების აღმოჩენებმა ჯერ შეარყიეს და შემდეგ განდევნეს ძველი წარმოდგენა ატომის განუყოფელობის შესახებ.

ამჟამად დამტკიცებულია შემდეგი ელემენტარული ნაწილაკების: ელექტრონების, პროტონების, პოზიტრონების, ნეიტრონების, ვარიტრონების (მეზოტრონები) და ნეიტრინოს არსებობა. მათი ძირითადი თვისებები წარმოდგენილია მე-2 ცხრილში.

ელექტრონების და პოზიტრონების რადიუსები უდრის $2,8 \cdot 10^{-13}$ სმ; პროტონისა და ნეიტრონისათვის ისინი უთუოდ ოტათი ნაკლებია, თუმცა ამ ნაწილაკების მასა 1836,6-ჯერ მეტია, ვიდრე ორი პირველის მასა.

სხვანაირად, პროტონის და ნეიტრონის სიმკვრივე მხოლოდჯერ მეტია, ვიდრე წყლის სიმკვრივე. პოზიტრონის სიმკვრივის მქონე კუბური სანტიმეტრის მოცულობა იწონიდა 140 მილიონ ტონას. როგორც შემდეგში დავინახავთ, ატომების რადიუსების სიდიდე საშუალოდ დაახლოებით $1-2 \cdot 10^{-8}$ სმ ტოლია. მაშასადამე, მათ ერთეულებს უკავიათ მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი ატომების მთელი მოცულობისა, რომელიც, ამრიგად, მზის სისტემის მსგავსია, სადაც მზის (ატომგულის) ირგვლივ დიდი მანძილით დაშორებულ განსაზღვრულ ორბიტებზე მოძრაობენ პლანეტები (ელექტრონები).

ატომში არჩევენ ორ ნაწილს: დადებით ატომგულს და ელექტრონებისგან შემდგარ უარყოფით გარსებს. ატომი ნეიტრალურია, ვინაიდან ატომგულის დადებითი დამუხტვა კომპენსირებულია გარისს უარყოფითი ელექტრონებით.

ნაწილაკი	დამუხტვა	მასა
ელექტრონი	$-4,8024 \cdot 10^{-10}$ ელექტროსტატიული ერთეულების	$9,106 \cdot 10^{-28}$ გ
პროტონი	$+4,8024 \cdot 10^{-10}$	$1,67 \cdot 10^{-24}$ „
პოზიტრონი	$+4,8024 \cdot 10^{-10}$	$9,106 \cdot 10^{-28}$ „
ნეიტრონი	0	$1,67 \cdot 10^{-24}$ „
ვარიტრონები	დადებითი და უარყოფითი (+და—)	200—20000 ელექტრო- ნის მასა
ნეიტრინო	0	ელექტრონის მასაზე ნა- კლებია

გარსი მხოლოდ ელექტრონებისაგან შედგება, ატომგულში კი შედიან პროტონები და ნეიტრონები; დანარჩენი ნაწილაკები წარმოიშვებიან ატომგულ-
ლას გარდაქმნის დროს.

ვინაიდან ელექტრონის მასა პროტონის (და ნეიტრონის) მასასთან შედარებით მეტად პატარაა, შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ ატომის თითქმის მთელი მასა პრაქტიკულად მოთავსებულია ატომგულში.

უმარტივეს წარმოადგენს წყალბადის ატომი, რომლის მასა პროტონის და ელექტრონის მასის ჯამს უდრის. აქედან შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ წყალბადის ატომგული შედგება ერთი პროტონისაგან, და ვინაიდან ატომი ნეიტრალურია, მაშასადამე, მასში მხოლოდ ერთი ელექტრონია.

როდესაც გამორკვეულ იქნა წყალბადის ატომის შემადგენლობა, მაშინ შეეცადნენ მისი მოდელის აგებას, რომელიც ახსნიდა მის ქიმიურ და ფიზიკურ თვისებებს. მთელი რიგი უვარგისი სქემების (სტატიკური და დინამიკური) შემდეგ, ნ. ბორის მიერ წამოყენებულ იქნა ატომის აგებულების თეორია, რომელიც საკმაოდ კარგად ხსნიდა მის თვისებებს. ეს თეორია გულისხმობს, რომ ელექტრონები მოძრაობენ ატომგულის ირგვლივ განსაზღვრულ სტაციონარულ ორბიტებზე, რომლებიც აკმაყოფილებენ ბორის მიერ წამოყენებულ კვანტის ზოგიერთ პირობებს.

ნორმალურ მდგომარეობაში მდგრადს წარმოადგენს წყალბადის ატომის წრიული ორბიტა, რომელზედაც პროტონის ირგვლივ მოძრაობს ელექტრონი. ამ ორბიტს უკაუსხებს ელექტრონის ენერჯიის დონე K ; თუ ელექტრონი მივიანიკებთ $h\nu$ ენერჯიის კვანტს, მაშინ ელექტრონი გადავა L ენერჯიის დონის მქონე შემდეგ ორბიტაზე, ამასთან მას შეუძლია იმოძრაოს ან წრიულ, ან ელიფსურ ორბიტაზე. თუ ელექტრონი მივიანიკებთ კიდევ ერთ კვანტ $h\nu$ ენერჯიას, მაშინ ელექტრონი M ენერჯიის კიდევ უფრო მაღალ დონეზე გადავა, რომლისთვის შესაძლებელია უკვე სამი ორბიტა: წრიული და ორი ელიფსური. ამგვარადვე N ენერჯიის დონესთვის მიიღება ოთხი ორბიტა და ა. შ.

წყალბადის ატომისთვის გარეგანი ორბიტების შევსება შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ მას მიენიჭა ენერჯია, ე. ი. გალიზიანების მდგო-

მარეობაში, სხვა ატომებში სრულდება ნორმალური გზით, ვინაიდან მათ ელექტრონების რაოდენობა მეტი აქვთ, ვიდრე წყალბადს. მოზელეიმ დაადგინა, რომ ბირთვის ირგვლივ მოძრავი ელექტრონების რიცხვი უდრის მენდელეევის ცხრილში ელემენტის რიგით ნომერს.

ჰელიუმის ელექტრონების რიცხვი უდრის 2, ამასთან ორივე მოძრაობს წრიულ ორბიტებზე K ენერჯიის მარაგით. ამრიგად, ჰელიუმის ატომის შენების ტიპი გამოისახება სქემით: ატომგული | 2 |.

ლითიუმს 3 ელექტრონი აქვს: 2 მოთავსებულია K დონეზე (როგორც ჰელიუმს), 1- L დონეზე. ეს გამოისახება სქემით: ატომგული | 2 | 1 |.

ბერილიუმს 4 ელექტრონი აქვს: 2- K დონეზე, 2- L დონეზე. სქემა: ატომგული | 2 | 2 | ამაგვარად, ყოველი შემდგომი ელექტრონისავე დადასტოვებს ხდება ორბიტების ფენის ზრდა L ენერჯიით 8-მდე, ე. ი. სქემამდე: ატომგული | 2 | 8 | (კეთილშობილ აირს ნეონს ატომური ნომრით 10).

შემდგომ ელემენტს—ნატრიუმს ($N\# 11$)—2 ელექტრონი K დონეზე, 8 ელექტრონი L დონეზე, 1 გარეგანი ელექტრონი M დონეზე. შესაბამისი სქემა იქნება: ატომგული | 2 | 8 | 1 |

$N\# 18$ —არგონამდე (ჩათვლით) წარმოებს M დონის შევსება. შემდეგ ივსებიან N , O და P დონეები.

ყოველ გარსში (რომელიც უბასუხებს განსაზღვრულ დონეს), ე. ი. K , L , M , N , O , P ... გარსებში შეიძლება იყოს ელექტრონების მხოლოდ განსაზღვრული რიცხვი, რომელიც არ აღემატება $2n^2$, სადაც n გარსის ნომერია: K —გარსში— არა უმეტეს 2, L გარსში—არა უმეტეს 8, M —გარსში—18. N —გარსში—32 და ა. შ.

თუ გარეგანი გარსები შედგებიან 8 ელექტრონისაგან, გვაქვს კეთილშობილი აირები, რომლებსაც ატომების შენების ასეთი სქემები შეესაბამებიან (He -ის ჩათვლით, რომელსაც მხოლოდ 2 ელექტრონი აქვს):

$N\# 2$	He	<u>ატომგული 2 </u>
$N\# 10$	Ne	<u>ატომგული 2 8 </u>
$N\# 18$	Ar	<u>ატომგული 2 8 8 </u>
$N\# 36$	Kr	<u>ატომგული: 2 8 18 8 </u>
$N\# 54$	X	<u>ატომგული 2 8 18 18 8 </u>
$N\# 86$	Rn	<u>ატომგული 2 8 18 32 18 8 </u>

ასეთი სისტემები მეტად მდგრადებს წარმოადგენენ და, როგორც კოსილ-მა დაამტკიცა, შესაფერის პირობებში ყველა ელემენტის ატომები ცდილობენ გადავიდნენ ამ უფრო მყარ სისტემებში, ე. ი. შექმნან გარეგანი გარსი რვა ელექტრონიდან. ამით არის გაპირობებული ატომების ვალენტობა, მათი იონებში გადასვლის დროს.

მაგალითად, ნატრიუმის ატომმა უახლოესი კეთილშობილი აირის — ნეონის ტიპისავე გადასვლისას უნდა დაკარგოს 1 ელექტრონი: მიიღება ნატრიუმის ერთვალენტოვანი კათიონი. იმავე მიზნისათვის მაგნიუმმა უნდა დაკარგოს ორი ელექტრონი და ა. შ.

მეორე მხრივ, ფტორმა, რომლის სქემა არის

ატომგული	2	7
----------	---	---

, იმისათვის, რომ ნეონის კონფიგურაცია მიიღოს, უნდა შეიძინოს ერთი ელექტრონი: მიიღება ფტორის ერთვალენტოვანი ანიონი 8-ელექტრონიანი გარეგანი გარსით.

მსგავსი მსჯელობა შეიძლება გავავრცელოთ ყველა სხვა მეტალზე და მეტალოიდზე. გარდამავალი ელემენტების ოინებში გადასვლისას გარეგანი ელექტრონული გარსის აგებულება კეთილშობილი აირის ტიპის სახით, შეიძლება მიღწეულ იქნას ელექტრონების როგორც გაცემის, ისე შეძენის გზითაც.

მაგალითად, გოგირდისათვის ატომის შენებით

ატომგული	2	8	6
----------	---	---	---

. მისი ოინში გადასვლისას შესაძლებელია ან 2 ელექტრონის შეძენა (აქ გოგირდი ორვალენტოვანი ანიონია, მაგალითად, PbS -ის შემთხვევაში), ან 6 ელექტრონის გაცემა (აქ გოგირდი — ექვსვალენტოვანი კათიონია, მაგალითად, $BaSO_4$ -ის შემთხვევაში).

რიგი ელემენტებისათვის: ზოგიერთ პირობებში შესაძლებელია ცვალებადი ვალენტობა, მაგრამ მუდამ მაქსიმალური დადებითი და უარყოფითი ვალენტობის ჯამი უდრის 8, რაც სავისებით გამომდინარეობს ზემოთ ნათქვამიდან.

წყალბადიდან კალციუმამდე ერთი ელემენტის ატომიდან შემდეგი ატომისაკენ გადასვლისას ყოველი ახალი ელექტრონი თავსდება თვით გარეგან გარსში. დაწყებული სკანდიუმიდან და ნიკელამდე კი (და აგრეთვე იტრიუმიდან პლათინამდე) ელექტრონები თავსდებიან არა თვით გარეგან ფენაში, არამედ ახდენენ ერთი რომელიმე უფრო შინაგანი ფენის შეესებას. ამგვარად, ელემენტების მთელ ჯგუფებს ახასიათებს გარეგანი ვალენტური გარსების ერთნაირი აგებულება და ელექტრონების ერთნაირი რიცხვი. ელემენტების ასეთი ჯგუფები, რომლებსაც შესაავსები ელექტრონული გარსები აქვთ, ატარებენ ოჯახის სახელს და ხასიათდებიან მსგავსი ქიმიური თვისებებით, რადგან უქანასკნელნი ძირითადად დამოკიდებული არიან გარეგან ვალენტურ გარსებზე, რომლებიც აქ ერთნაირებია.

უფრო დამახასიათებელია: 1) რკინის ოჯახი, რომელშიც გაერთიანებულია Sc, Ti, Y, Cr, Mn, Fe, Co, Ni (ყველას N ვალენტურ ფენაში ორ-ორი ელექტრონია, ივსება M ფენა); 2) იშვიათი მიწების ოჯახი — დაწყებული La ($N=57$), Lu ($N=71$ -მდე) [აქ P და O გარსებში ელექტრონების ერთნაირი რაოდენობაა ($2+1$), შეესება ხდება პერიფერიიდან მესამე გარსი N]; 3) აქტინიდების ოჯახი იშვიათი მიწების ოჯახის ანალოგიურია.

ოჯახის ფარგლებში ატომების თვისებების ქიმიური (და ფიზიკური) სიახლოვე განპირობებს ბუნებაში მათ ერთად მოპოვებას (რკინის ოჯახის ელემენტებს — უმთავრესად ულტრაფილქვე ქანებში, იშვიათ მიწებს — გრანიტულ პეგმატიტებში, ტურტე ქანებში და ა. შ.).

განსაკუთრებით ახლოა იშვიათი მიწების თვისებები, ვინაიდან ორი მათი გარეგანი გარსი იდენტურადაა აგებული; ამის გამო, ქიმიური ანალიზის ჩვეულებრივი მეთოდებით მათი გამოყოფის პრობლემა დღესაც წარმოადგენს ერთ-ერთ უძნელეს პრობლემას.

ელექტრონული გარსების აგებულებათა მსგავსებით აიხსნება აგრეთვე მსგავსი ქიმიური თვისებები და ბუნებაში პლატინის ჯგუფის ელემენტების ერთად მოპოვება (Pt, Ir, Os, Ru, Rh, Pd).

თუ რიგი ატომების ელექტრონული გარსები იდენტურადაა აგებული, მაშინ ბუნებრივია ველოდეთ, რომ ამ ელემენტების ქიმიური თვისებებიც ერთნაირი იქნება. მართლაც, იზოტოპები, რომლებიც ეკლთენიან ასეთ ატომებს, არ შეიძლება დანაწილებულ იქნან ქიმიური მეთოდებით.

საერთოდ რომ ვთქვათ, ატომების ქიმიური თვისებები დამოკიდებულია გარეგანი ვალენტური ელექტრონების შეკავშირების ძალაზე. ეს ვლინდება ატომთა იონიზაციის უნარში. მათ ქიმიურ აქტივობაში, ე. ი. შენაერთებში შესვლის უნარში, მათ დამქანგველ და აღმდგენელ თვისებებში და ა. შ.

დამქანგველ-ატომებს ეკუთვნიან ისინი, რომლებიც სხვა ატომებიდან იერთებენ ელექტრონებსა და ხდებიან ანიონები (O, Cl, F და ა. შ.). პირიქით, აღმდგენელი-ატომები აძლევენ თავის ელექტრონებს და ხდებიან კათიონები (Na, K, Ca, Fe და ა. შ.). კომპლოგიურ რიგებში, ე. ი. იმ ატომებს, რომლების გარეგანი ვალენტური გარსები შეიცავენ ელექტრონების ერთნაირ რიცხვს, აღდგენის უნარი იზრდება რიგითი ნომრის გადიდებასთან ერთად (მაგალითად, დაწყებული K-დან Rb-საკენ, ან Ca-დან Sr, Ba და Ra-საკენ), დამქანგველობის უნარი კი კლებულობს (მაგალითად, F-დან Cl, Br და I-საკენ).

ატომების უნარს გასცეს ან შეიერთოს ელექტრონები, ე. ი. იონებში გადასვლას, გეოქიმიის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს, სადაც ძირითადში საქმე გვაქვს სახელდობრ იონებთან და არა ნეიტრალურ ატომებთან. ამავე დროს აუცილებელია განსაკუთრებით გავუსვათ ხაზი ზოგიერთი ელემენტის მიერ სხვადასხვა ვალენტოვნების ხარისხის მოცემის უნარს გარემოს აღმდგენელ ან დამქანგველ პოტენციალთან დაკავშირებით. მაგალითად, ელემენტების მთელი რიგი ღრმა მაგმურ პირობებში, სადაც ენგბადი ცოტაა, ე. ი. დამქანგველი პოტენციალი მცირეა, არის დაბალ ვალენტობაში; Fe^{2+} , Mn^{2+} , V^{3+} და ა. შ. იგივე ელემენტები გამოფიტვის ზონაში, სადაც თავისუფალი ენგბადი ზევრია, გადადიან მაღალვალენტოვან ფორმებში Fe^{3+} , Mn^{4+} , V^{5+} და ა. შ. ამგვარად, აქ ენგბადის ატომები მეტალებს აცლიან არა მარტო გარეგან ელექტრონებს, არამედ შიგ მდებარე ელექტრონებსაც. როგორც ცნობილია, სხვადასხვა ვალენტობის იონებს იმდენად განსხვავებული თვისებები აქვთ, მაგალითად, Fe^{2+} და Fe^{3+} , თითქოს ესენი სრულიად სხვადასხვა ელემენტები იყვნენ.

გეოქიმიისში, ვალენტობის გარდა, ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს ყოველი ატომის (იონის) მეორე კონსტანტს—მის სიდიდეს ან რადიუსს. ამჟამად რადიუსების გეოქიმიური მნიშვნელობა საყოველთაოდ მიღებულია.

შემდგომ ჩვენ დეტალურად შევჩერდებით ატომთა და იონთა რადიუსებზე, მათ განსაზღვრაზე, პერიოდულ სისტემასთან კავშირზე და მნიშვნელობაზე გეოქიმიისში. აქ მხოლოდ აღვნიშნავთ, რომ ატომის (იონის) რადიუსი, რაც სავესებით

პლაზმა პროტეინები	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
1	(Au)	(Ag)	(Cd)	(In)	(Sn)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)
2	(Cu)	(Zn)	(Ca)	(Sr)	(Ba)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X
3	(Fe)	(Co)	(Ni)	(Cu)	(Zn)	(Ga)	(Ge)	(As)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)
4	(Mn)	(Fe)	(Co)	(Ni)	(Cu)	(Zn)	(Ga)	(Ge)	(As)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)
5	(Mg)	(Ca)	(Sr)	(Ba)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)
6	(K)	(Na)	(Li)	(Rb)	(Cs)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)
7	(Mg)	(Ca)	(Sr)	(Ba)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)
8	(Mg)	(Ca)	(Sr)	(Ba)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)
9	(Mg)	(Ca)	(Sr)	(Ba)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)
10	(Mg)	(Ca)	(Sr)	(Ba)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)	(Sb)	(Pb)	(Bi)	(Sb)	(Te)	(J)	X	(Cs)

ქვედახედი

● მთავარი მათემატიკა ○ საშუალო მათემატიკა

○ საფიზიკო მათემატიკა ○ უმაღლესი მათემატიკა

ფ-ბ 1. მათემატიკის გეოკომპიუტერი ცხრილი ფურცლების მიხედვით.

ზედა ნაწილი—ჩვეულებრივი—თავდება ნიკელზე (№ 28). აქ მოთავსებულია დედამიწის ქერქში—ლითოსფეროში, ჰიდროსფეროში და ატმოსფეროში უფრო მეტად გავრცელებული ელემენტები. ამ ნაწილის მარცხენა მხარე უმთავრესად დაკავებულია მეტალოიდებით (ანიონებით), მარჯვენა—მეტალებით (კათიონებით).

ქვედა მარცხენა ნაწილისთვის დამახასიათებელია ქალკოფილური მეტალები, რომლებიც უმთავრესად შენაერთებს იძლევიან S, Se და Te-სთან. აქ სულფიდური ბუდობების ელემენტები (Cu, Zn, As, Sn, Pb და ა. შ.) სქარბობენ.

ქვედა მარჯვენა ნაწილისთვის დამახასიათებელია მთავრად მაგმების ნარჩენი ელემენტები—გრანიტული პეგმატიტების (Zr, Nb, Ta, U, TR და ა. შ.). მაგრამ აქვე არიან მოთავსებული პლატინის ჯგუფის ელემენტები, რომლებიც უკვე დამახასიათებელი არიან ულტრაფუქე მაგმებისათვის და, ამ მხრივ უფრო ახლო დგანან ზედა (ჩვეულებრივი) ნაწილის მათ მოსაზღვრე ელემენტებთან.

უფრო მტკიცე და ლოგიკურად დასაბუთებულია უკანასკნელ წლებში ა. ნ. ზავარიცის მიერ წამოყენებული ელემენტთა გეოქიმიური კლასიფიკაცია (ნახ. 2). ისიც აგრეთვე გამომდინარეობს ელემენტების გაშლილი ცხრილიდან, მაგრამ ცოტა სხვა ფორმებში, ვიდრე ფერსმანი (მასში კეთილშობილ აირებს უკავიათ სულ განაპირა მარცხენა სვეტი). ა. ნ. ზავარიცკი ცხრილის მთელ არეს უფრო 10 ბლოკად, სადაც გაერთიანებულია ელემენტები, რომლებიც გეოქიმიურად განსაკუთრებით ახლოს არიან. ასე მიიღება ელემენტების შემდეგი ჯგუფები:

1. კეთილშობილი აირები (He-დან Rn-მდე).
2. ქანების ელემენტები (Na, Mg, Al, Si, K, Ca და სხვ.).
3. მაგმური ემანაციების ელემენტები (B, F, P, Cl, S და სხვ.).
4. რკინის ჯგუფის ელემენტები (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni).
5. იშვიათი ელემენტები (Sc იშვიათი მიწები Nb, Ta და სხვ.).
6. რადიაქტიური ელემენტები (Ra, Th, U და სხვ.).
7. მადნეული მეტალური ელემენტები (Cu, Zn, Sn, Hg, Ag, Au, და სხვ.).
8. მეტალოიდური და მეტალოგენური ელემენტები (As, Sb, Bi, Se და სხვ.).
9. პლატინის ჯგუფის ელემენტები.
10. მძიმე ჰალოიდები (Br, I).

ვ. მ. გოლდშმიდტმა ელემენტთა კლასიფიკაციას საფუძვლად დაუდო ელექტრონული გარსების აგებულება და ატომური მოცულობების სიდიდე (ნახ. 3). ითვალისწინებს, რომ ამგვარად გამოყოფილი ელემენტთა ჯგუფები დამახასიათებელია ამა თუ იმ გეოსფეროსთვის, ის შესაბამისად იხილავს:

1. ატმოფილები (კეთილშობილი აირები, აზოტი). სქარბობენ 8-ელექტრონული, გარსის მქონე ატომები.
2. ლიტოფილები (Na, Mg, Al, Si, K, Ca და სხვ.). 8-ელექტრონული გარსის მქონე იონები.
3. ქალკოფილები (Cu, Zn, Ag, Hg, Pb, Sb, As და სხვ.). 18-ელექტრონული გარსის მქონე იონები.

2. ქიმიური პროცესების ბუნება (შექცევადი ან არაშექცევადი), რომლებშიაც ელემენტები მონაწილეობენ.

3. რამდენიმე ატომისაგან შემდგარი შენაერთების ან მოლეკულების როლი ქიმიური ელემენტების ისტორიაში.

აქედან გამომდინარე, ვერნადსკი სახავე ასეთ კლასიფიკაციას.

- I. კეთილშობილი აირები—5 ელემენტი.
- II. კეთილშობილი მეტალები—7 ელემენტი.
- III. ციკლიური ელემენტები—44 ელემენტი.
- IV. გაფანტული ელემენტები—11 ელემენტი.
- V. ძლიერად რადიაქტიური ელემენტები—7 ელემენტი.
- VI. იშვიათი მიწის ელემენტები—15 ელემენტი.

საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ დედამიწის ქერქის მასის 99,7⁰/₆-ს შეადგენს ციკლიური ელემენტები (H, O, Na, Si, Al, Fe და ა. შ.).

აღნიშნული გეოქიმიური კლასიფიკაციების გარდა, წამოყენებული იყო სხვაც. ასე, მაგალითად, ვაშინგტონი ელემენტების მხოლოდ ორ ჯგუფს გამოჰყოფდა: მეტალოგენურს, დამახასიათებელი მადნეული ბუდობებისათვის, და პეტროგენულს—დამახასიათებელი ქანებისათვის. ცხადია, რომ ასეთ კლასიფიკაციას მეტად საერთო ხასიათი აქვს და ამ ჯგუფებს შორის ზღვარი პირობითია.

ბერჯის კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს ტექნიკური პრინციპი. ის განსაკუთრებულ ჯგუფებში გამოჰყოფს მჩატე მეტალებს, კეთილშობილ მეტალებს, შავმეტალურგიაში გამოყენებულ მეტალებს და ა. შ. გეოქიმიური თვალსაზრისით ეს კლასიფიკაცია ამგვარად არადაამაკმაყოფილებელია.

ატომგულის თვისებები და აგებულება

ატომგულები განირჩევიან დამუხტვით და მასით. ატომგულის დამუხტვა მუდამ დადებითია და იზრდება დაწყებული წყალბადიდან (1) კიურიუმამდე (96). ატომგულის დადებითი დამუხტვის რიცხვი უპასუხებს ორბიტებზე ელექტრონების რიცხვს და ელემენტის რიგით ნომერს პერიოდულ სისტემაში. უკანასკნელ დრომდე პერიოდული სისტემის უკანასკნელ ელემენტად ითვლებოდა ურანი (№ 92). ამ ბოლო წლებში მრავალი გამოკვლევის შედეგად. ხელოვნურად იქნა მიღებული ოთხი ახალი (ტრანსურანული) ელემენტი. ნეპტუნიუმი (№ 93), პლუტონიუმი (Pu-94), ამერიკიუმი (Am-95) და კიურიუმი (Cm-96). ბუნებრივ პირობებში ეს ელემენტები არ გვხვდება, რაც, ალბათ, მათი ატომების არამდგრადობასთან არის დაკავშირებული. ატომგულების მასები იცვლებიან 1,008-დან (წყალბადის ატომგული) 242-მდე (კიურიუმის ატომგული) ფარგლებში. თუ ატომგულების მუხტები ერთნაირია და მათი მასები განსხვავებულია, საქმე გვაქვს იზოტოპების ატომგულებთან. იზოტოპების რიცხვი გაცილებით მეტია მარტივი ელემენტების რიცხვზე. რიგ შემთხვევაში ელემენტი წარმოადგენს იზოტოპების მთელ პლედას: მაგალითად, ვერცხლისწყალს 7 იზოტოპი აქვს, კალას-10 იზოტოპი და ა. შ.

ქიმიური ელემენტი არსებობს, ვიდრე მთელია მისი ატომგული, მიუხედავად მისი ელექტრული გარსების მთლიანობისა. ელექტრონის შექცევა ან

დაკარგვა იწვევს ატომის იონში გადასვლას, ელემენტის არსის შეუცვლელად. მაგრამ მოცემული ელემენტის არსებობა წყდება, თუ მისი ატომგული ირღვევა, რის შედეგად მიიღება სხვა ატომგულები, ე. ი. სხვა ელემენტები—ამის მაგალითებს იძლევა რადიოაქტივობა და ატომის ატომგულების ხელოვნური გარდაქმნა.

რიცხვს, რომელიც გვიჩვენებს, თუ რამდენი პროტონისაგან არის შემდგარი იზოტოპი, ეწოდება ატომგულის მასური ნომერი. მაშასადამე, ყოველი ატომგული შეიძლება დავახასიათოთ პერიოდული სისტემის ნომრით (ატომგულის დამუხტვა) და მასური ნომრით. ამან თავისი გამოსახულება ჰქონდა ატომის სიმბოლოს უახლეს გამოსახვაში O_{16}^{16} , O_{17}^{17} , C_{12}^{12} და ა. შ.). ქვედა ინდექსი აღნიშნავს ატომგულის დამუხტვას, ზედა—მასურ ნომერს.

დიდი მნიშვნელობა აქვს იზოტოპების ატომური წონის ზუსტ განსაზღვრას. თუ წინათ ფიქრობდნენ, რომ იზოტოპის ატომური წონა წყალბადის ატომური წონის ჯერადაა, შემდეგ კი მასის—სპექტროგრაფიის მეთოდის გაუმჯობესების შემდეგ აღნიშნული იყო, რომ ეს არ არის სწორი.

აღმოჩნდა, რომ მასის იზოტოპები მუდამ რამდენიმედ ნაკლებია, ვიდრე შესაძლებელია ყოფილიყვნენ იმ ვარაუდით, რომ ისინი შემდგარი არიან წყალბადის ატომებისაგან. ეს განსხვავება მასის დეფექტის სახელს ატარებს და გეოქიმიისთვის ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს ატომის მდგრადობის მდგომარეობის და მასთან დაკავშირებულ დედამიწაზე და კოსმოსში ელემენტების გავრცელების ახსნის დროს.

მაგალითის სახით განვიხილოთ ჰელიუმი. მისი ატომური წონა ახლოა 4-თან (4,00386). მაშასადამე, ჰელიუმის ატომგული შედგება წყალბადის ოთხი ატომგულისაგან. წყალბადის გაოთხეკეებული წონა კი 4,03252 შეადგენს. ამგვარად, ამ შემთხვევაში მასის დეფექტი 0,02866 შეადგენს, რაც ახასიათებს წყალბადის ატომებიდან ჰელიუმის ატომგულის ენერჯიის სინთეზს ან ჰელიუმის ატომგულის შექავეშირების ენერჯიას.

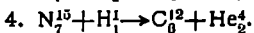
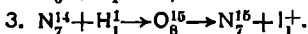
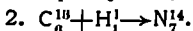
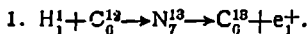
ფარდობითი პრინციპის თანახმად, მასასა და ენერჯიას შორის არსებობს თანაფარდობა: $E = mc^2$, სადაც E —ენერჯიაა, m —მასა, c —სინათლის სისწრაფე, რომელიც $3 \cdot 10^{10}$ სმ/წმ ტოლია.

ამ თანაფარდობის გამოყენებით შეიძლება გამოვიანგარიშოთ, რომ ზემოაღნიშნული ჰელიუმის გრამ-ატომის წარმოშობის დროს მასის დეფექტს (4 გ ტოლი) ენერჯიის $6,19 \cdot 10^{11}$ მცირე კალორია შეეფარდება. ეს სიდიდე მილიონჯერ აღემატება ენერჯიას, რომელიც გამოიყოფა წყალბადის და ენერჯიის ატომებიდან გრამ-მოლეკულა წყლის წარმოშობის დროს, რომელიც, როგორც ცნობილია, აგრეთვე საკმაოდ დიდია. შექავეშირების ენერჯიის დიდი სიდიდით აიხსნება ჰელიუმის ატომგულის განსაკუთრებული მდგრადობა.

ზოგიერთი მკვლევარი წყალბადიდან ჰელიუმის სინთეზის ენერჯიას ვარსკვლავების და მათ რიცხვში მზის ენერჯიის წყაროდ თვლიან. ეს ენერჯია, როგორც ცნობილია, მეტად დიდია: მზის ზედაპირის 1-სმ² ერთ წამში დაახლოებით 1500 მც. კალ. გამოასხივებს, ამავე დროს ეს გამოსხივება წარმოებს მილიარდი წლების განმავლობაში, თანაც, როგორც თვლიან, რაიმე მნიშვნელოვანი შემცირების გარეშე.

ვარსკვლავების ენერჯიის შეესების ახსნის ცდა მათზე დაცემული მეტეორიტებით, ვარსკვლავთა შექუმებით და რადიოაქტიური მოვლენებითაც კი უმწეო აღმოჩნდა. ამ წყაროებს შეეძლოთ მოეცა ვარსკვლავთა მთელი ენერჯიის მხოლოდ მცირე ნაწილი.

უკანასკნელ წლებში ბეტემ ახალი ახსნა წამოაყენა, რომელიც უფრო მართებულია: ეგრეთ წოდებული ნახშირბადის ციკლი, რის მეოხებითაც წარმოებს წყალბადის ატომგულების გადასვლა ჰელიუმის ატომგულებში. ეს ციკლი ატომგულური რეაქციებიდან შედგება:



ამ რეაქციებში e_1^+ აღნიშნავს პოზიტრონს. ამ პროცესში ნახშირბადი არ იხარჯება, არამედ თითქოს კატალიზატორის როლს ასრულებს, ხელს უწყობს წყალბადის ოთხი ატომგულის ჰელიუმის ატომგულში გადასვლას.

გამოთვლა გვიჩვენებს, რომ თუ მზეზე 1% ნახშირბადი მაინც არის, მაშინ აღნიშნული ატომგულური გარდაქმნების ციკლს საესებით შეუძლია დაფაროს მზის გამოსხივებით დანაკარგი ენერჯია.

ვარსკვლავებისათვის, რომლებიც ევოლუციის სხვადასხვა სტადიაზე იმყოფებიან, შესაძლებელია სხვადასხვა ციკლი. ასე, მაგალითად, ვ. გ. ფესენკოვი შესაძლებლად თვლის, რომ პლანეტების წარმოშობა დაკავშირებულია მზის მიერ გავლილ ცვალებადობასთან ბერილიუმის ან ბორის ტიპის ატომური რეაქციებიდან ნახშირბადის თანამედროვე ციკლამდე. ეს ცვალებადობები მდგომარეობდნენ მზეზე წონასწორობის დარღვევაში და მისგან მასის ნაწილების მოწყვეტაში, რომელმაც შექმნა პლანეტები.

ატომგულური გარდაქმნების დროს, რომელნიც თანამედროვე ფიზიკურ-ლაბორატორიებში სრულდება, შემჩნეულია ნეიტრონები, პროტონები, ალფა-ნაწილაკები, პოზიტრონები და ნეიტრონი. მხოლოდ, როგორც ამ ბოლო დროს დამტკიცდა, ატომგულეში მხოლოდ პროტონები და ნეიტრონები შედის. რაც შეეხება სხვა ზემოთ ჩამოთვლილ ნაწილაკებს, ისინი ატომთა ატომგულების შემადგენლობაში არ შედიან, არამედ წარმოიშებიან მხოლოდ ატომგულური გარდაქმნის პროცესში.

აზრი იმის შესახებ, რომ ატომგულები პროტონებისა და ნეიტრონებისაგან შედგება, პირველად გამოთქმული იყო საბჭოთა მეცნიერის დ. დ. ივანენკოს მიერ, მალე მას შემდეგ, რაც 1932 წ. ჩადვიკის მიერ აღმოჩენილ იქნა ნეიტრონები.

ჩვეულებრივ პროტონს და ნეიტრონს უწოდებენ ნუკლონებს. Z მუხტის და A მასური რიცხვის მქონე ატომისათვის, ალბათ, პროტონების რიცხვი Z-ის ტოლია, ხოლო ნეიტრონები იქნება A-Z სხვაობის ტოლი, ვინაიდან ატომგულის დამუხტვა პროტონების რიცხვით ისაზღვრება, და მისი მასა კი—პროტონების და ნეიტრონების მასის ჯამით.

ელექტრონები და პოზიტრონები წარმოიშებიან ატომგულის გარდაქმნის პროცესში, როდესაც ნუკლონი ერთი მდგომარეობიდან მეორეში გადადის.

ელექტრონის გამოჩენა ნიშნავს, რომ ერთი ნეიტრონთაგანი პროტონად გარდაიქმნა შემდეგი სქემის მიხედვით: $n_0 \rightarrow H_1^+ + e_1^-$.

პოზიტრონის გამოჩენის დროს, პირიქით, პროტონის გარდაქმნა ხდება ნეიტრონად: $H_1^+ \rightarrow n_0 + e_1^+$.

ატომგულში პროტონებს და ნეიტრონებს შორის მოქმედი ძალები, რომლებსაც ისინი მტკიცედ უჭირავთ, ალბათ, სხვა ბუნების ძალებს წარმოადგენენ, ვიდრე ჩვეულებრივი გრავიტაციული და ელექტრული ძალები: ეს უკანასკნელი ძალები შედარებით პატარებია; გარდა ამისა, ელექტრულმა ძალებმა უნდა განზიდონ ერთნაირად დამუხტული პროტონები, და არა მიიზიდონ ისინი.

წარმოდგენა, ატომგულების შიგა ძალების განსაკუთრებული ბუნების შესახებ განვითარებული იყო ჩვენი მეცნიერების ე. ი. ტამის და დ. დ. ივანენკოს მიერ. ატომგულური შიგა ძალები დაკავშირებულია ატომის მასის დეფექტთან და მცირე მანძილებზე მეტად დიდებია. მაგრამ ისინი ძალიან სწრაფად, განუზომელად ჩქარა მცირდებიან ნუკლონებს შორის მანძილის გაზრდით, ვიდრე გრავიტაციული ან ელექტრული ძალები: თვლიან, რომ უკვე დაახლოებით $3 \cdot 10^{-13}$ სმ მანძილზე ისინი თითქმის ნულის ტოლი არიან. ატომგულური შიგა ძალების ეს თავისებურება იწვევს იმას, რომ პრაქტიკულად მათი ქმედება ვრცელდება არა ყველა ნაწილაკზე, არამედ მხოლოდ მეზობელ ნუკლონებზე. თვლიან, რომ ატომგულური შიგა ძალების განსაკუთრებული მოქმედება გამოვლენებულია ორი პროტონისა და ორი ნეიტრონისაგან შემდგარ ჯგუფში, რომელიც პოტენციალურად ალფა-ნაწილაკს წარმოადგენს.

ამით აიხსნება ალფა-ნაწილაკების განსაკუთრებული მდგრადობა და აგრეთვე ატომგულების განსაკუთრებული მდგრადობაც, რომლებიც შეიძლება წარმოვიდგინოთ მთლიანად ნუკლონების ასეთი ოთხმაგი ჯგუფისაგან შემდგარ. ზოგიერთი მკვლევარნი დიდ მნიშვნელობას აწერენ ამ გარემოებას, როდესაც ხსნიან დედამიწაზე და კოსმოსში ელემენტთა გავრცელებას.

იზოტოპების მასური რიცხვების 4-ზე გაყოფით, როგორც ცნობილია, ჩვენ მივიღებთ ოთხ ტიპს:

1. ტიპი $4q$ (როდესაც მასური ნომერი უნაშთოდ იყოფა ოთხზე).
2. ტიპი $4q+1$.
3. ტიპი $4q+2$.
4. ტიპი $4q+3$.

• ცალკე დგას წყალბადი მასური რიცხვით 1.

ატომების სამ უკანასკნელ ტიპში მიიღება ნაშთში შესაბამისად 1, 2, 3 ნუკლონი.

როგორც ფერსმანმა და სხვა მკვლევარებმა გვიჩვენეს, დედამიწის ქერქში, მეტეორიტებში და სხვა ციურ სხეულებზე მეტად სქარბობენ პირველი ტიპის ($4q$) წესით აგებული ატომები. ამას აკავშირებენ, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, სახელდობრ, ამ ტიპის ატომების განსაკუთრებულ მდგომარეობასთან, რომლებიც განსაკუთრებით ძნელად იშლებიან და რომლებიც შედარე-

ბით აღვილად გადადიან სხვა ტიპის ატომებში (დელამიწაზე და მეტეოროიტებში ატომების გავრცელების შესახებ იხ. შემდეგ).

ატომგულები, სადაც ნეიტრონების რიცხვი პროტონების რიცხვის ტოლია, უფრო მდგრადებად ითვლებიან: ამ შემთხვევაში ატომგულის ენერგია მინიმალურია. თუ პროტონების რიცხვი ნეიტრონების რიცხვის ტოლი არ არის და ატომგულის ენერგია მნიშვნელოვნად მაღალია, სისტემა მიისწრაფის უფრო მდგრადი გახდეს. ეს მიიღწევა იმით, რომ ჰარბი პროტონი (ან ნეიტრონი) შესაბამისად გადადის ნეიტრონში (ან პროტონში): წარმოიშეება პროტონების და ნეიტრონების ტოლი თანაფარდობა, თანაც ერთდროულად ელექტრონის შეტაცებით ან დაკარგვით ზედმეტი ენერგია თავისუფლდება.

მაგრამ, პროტონების დიდი რიცხვის მქონე ატომგულებს ელექტრული განზიდვის ძალები იმდენად დიდი აქვთ, რომ დიდი რიგითი ნომრების მქონე ატომგულებიდან უფრო მდგრადია არა ისეთი, სადაც პროტონების რიცხვი ნეიტრონების რიცხვის ტოლია, არამედ ისეთები, რომლებშიაც ნეიტრონების რიცხვი პროტონების რიცხვებს სჭარბობს.

თანამედროვე თეორიის თანახმად, რომელიც ძირითადად ჩამოყალიბებულია საბჭოთა ფიზიკოსის ი. ი. ფრენკელის და ბორის მიერ, ატომგულის აღნაგობა წარმოდგენილია ზოგადად ასეთი სახით. ატომგულის შემქმნელი პროტონები და ნეიტრონები თითქმის თანაბრად არიან განაწილებული მასში: აქ არ არის რაიმე ცენტრი, განსხვავებით მთელი ატომისაგან, რომელსაც ცენტრალური ნაწილი აქვს ატომგული, სადაც თავმოყრილია თითქმის მთელი მასა. პროტონებსა და ნეიტრონებს შორის შიგა ძალები ფრიალ დიდია და თითქმის თანაბარია ყველგან. ნუკლონები მოძრაობაში იმყოფებიან და ერთმანეთთან ენერგიის გაცვლა-გამოცვლის უნარი აქვთ.

იმ შემთხვევაში, თუ ატომგულში დიდი სისწრაფით და, მაშასადამე, დიდი ენერგიითაც შეიქრება გარეშე ნაწილაკი, მაგალითად, ნეიტრონი, რაც ხდება ატომგულურ გარდაქმნათა ცდების ჩატარების დროს, მისი ენერგია თითქმის თანაბრად ნაწილდება ყველა ნუკლონს შორის. ამასთან წარმოიშეება ატომგული, რომელიც ერთი ნაწილაკით მეტს შეიცავს, თანაც ატომგული აღზნებული იქნება, ე. ი. ზედმეტი ენერგიის შემცველი, შემდეგ ამ ზედმეტ ენერგიას შეუძლია მოგროვდეს ერთ ნაწილაკში, რომელსაც შედეგად შეუძლია სძლიოს ატომგულის შიგა შემაკავშირებელ ძალებს და დატოვოს ატომგული. მოხდება ატომგულის გარდაქმნა, მისი მეორე ატომგულში გადასვლა. ზედმეტი ენერგია შეიძლება დაგროვდეს პროტონში, ნეიტრონში ან ნაწილაკების ჯგუფში, რომელიც შეთვება ორი პროტონისა და ორი ნეიტრონისაგან. პირველ შემთხვევაში ატომგულიდან წყდება პროტონი, მეორეში—ნეიტრონი და მესამეში—ალფა-ნაწილაკი. თუ ატომგულში მოხვედრილი ნაწილაკის ენერგია განსაკუთრებით დიდი იქნება—100 Mev რიგის, მაშინ ატომგული ენერგიის ისეთ ჰარბ რაოდენობას მიიღებს, რომ შეიძლება გამოიყოს არა ერთი, არამედ რამდენიმე ნაწილაკი. ეს ლამტიციებულია ცდით. უფრო დიდი ენერგიის დროს შესაძლებელია ატომგულის სრული დაშლა.

მხოლოდ, თუ ატომგულში შეკრიბმა ნაწილაკმა მოიტანა ჰარბი ენერგიის არასაკმარისი რაოდენობა, მაშინ მოხდება ატომგულის გარდაუქმნელად

მისი შეტაცება: ამ დროს კარბი ენერგია ატომგულიდან გამოიყოფა გამა-გამოსხივების სახით. ჩვეულებრივ სწორედ ეს ხდება ატომგულის ნელი ნეიტრონებით დაბომბვის დროს.

მ. ი. კორსუნსკის წიგნში „ატომის ბირთვი“ კარგი შედარება მოჰყავს ატომგულისა და წყლის წვეთს შორის, სადაც ატომგულში ენერგიის შეტანა შეადარა წყლის გათბობის პროცესს, რომლის დროს სრულიად ანალოგიურად ხდება ცალკეული ნაწილაკების მოწყვეტა, რომელთა რიცხვი ტემპერატურის გადიდებასთან ერთად მატულობს.

განსაკუთრებულ ინტერესს წარმოადგენს ელემენტთა გარდაქმნაზე ჩატარებული კვლევის შედეგები.

თავდაპირველად ასეთი გარდაქმნები, როგორც ცნობილია, დადგენილი იყო ბუნებრივი რადიოაქტიური ელემენტებისათვის—ურანის, რადიუმისა და თორიუმისათვის: დამტკიცებული იყო მათი სხვა ელემენტებად გარდაქმნა, ნაწილობრივ არამდგრადებში, რომლებიც ამა თუ იმ სისწრაფით იშლებიან და საბოლოო ანგარიშში მდგრადებში გადადიან—ტყვია და ჰელიუმი.

1919 წ. რეზერფორდმა აზოტის ბუნებრივი ალფა-ნაწილაკებით განსხივების დროს გარდაქმნის ეს უანგბადის იზოტოპად. ამასთან მან შეასრულა ატომგულური რეაქცია: $N_7^{14} + He_2^4 \rightarrow O_8^{17} + H_1^1$. ერთდროულად წარმოიშენენ პროტონები—წყალბადის ატომგულები. ეს იყო ელემენტთა ხელოვნურად გარდაქმნის პირველი შემთხვევა.

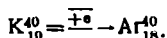
შემდეგში გარდაქმნების შესრულება მოხერხდა აგრეთვე ნეიტრონების, პროტონების, დეიტონების (მძიმე წყალბადის ატომგულის) და გამა-გამოსხივების საშუალებით. ამჟამად სულ 1000-მდე ატომგულური რეაქცია არის ჩატარებული თანამედროვე მაღალი ტექნიკით ადკურვილ ლაბორატორიებში.

აღნიშნული გარდაქმნების დროს შეიძლება წარმოიშეან მდგრადი ელემენტები, რომლებიც ბუნებაშიაც გვხვდება და არამდგრადები, რადიოაქტიურები, რომლებიც დედამიწაზე არ გვხვდებიან.

რადიოაქტიურ ელემენტებს შეუძლია ელექტრონების ან პოზიტრონების გამოსროლა, რაც ნიუკლონების—პროტონების და ნეიტრონების ურთიერთ გარდაქმნით აიხსნება. ამას თან ახლავს ნაწილაკი ნეიტრინოს წარმოშობა.

პროტონის ნეიტრონად გარდაქმნა შეიძლება აგრეთვე ატომგულთან უახლოესი K-ელექტრონების გარსიდან ელექტრონების შეტაცების გზით მოხდეს. ეს არც ეგრეთ წოდებული ელექტრონის K-შეტაცება.

K გარსში ელექტრონის განთავისუფლებული ადგილი შეივსება ზემომდებარე გარსის ერთ-ერთი ელექტრონით. ამ გადასვლას თან ახლავს ფოტონის გამოსხივება, რომელიც რენტგენის სხივების სპექტრს ეკუთვნის. ამგვარად ხდება, მაგალითად, კალიუმის იზოტოპის გარდაქმნა არგონად:



ხელოვნურად მიღებული რადიოაქტიური ელემენტები წარმოადგენენ ჩვეულებრივი ელემენტების იზოტოპებს და ქიმიური თვისებებით მათი იდენტური არიან. მაგრამ რადიოაქტიური იზოტოპები უმნიშვნელო რაოდენობის დროსაც კი ადვილად შეიძლება აღმოჩენილ იქნან სათანადო მრიცხველების

საშუალებით, იმ დამუხტული ნაწილაკებით, რომლებსაც ისინი გამოისვრიან (ალფა-ნაწილაკები, ელექტრონები, პოზიტრონები, გამა-გამოსხივება).

ამ გარემოებას ამჟამად ფართოდ იყენებენ ნიშანდებული ატომების მე-
თოდოიკაში. მაგალითად, იმისათვის, რომ ორგანიზმში შესული ფოსფორის
გზა გავიგოთ, საკმარისია მას ცოტა რაოდენობით შევუერთოთ მისი იზოტოპი—
რადიოაქტიური ფოსფორი, და ორგანიზმის ცალკე ნაწილებზე აღმრიცხველის
მიღებით, ამ რადიოაქტიური იზოტოპის მიგრაცია გამოვიკვლიოთ.

ნიშანდებული ატომების მეთოდოიკამ სწრაფად მოიპოვა გამოყენება ბიო-
ლოგიაში, მედიცინასა და ქიმიაში. გამორიცხული არ არის ის გარემოება,
რომ მან შეიძლება მნიშვნელოვანი გამოყენება მოიპოვოს გეოქიმიკაშიც.

განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი შედეგები იყო მიღებული მძიმე ატო-
მების, განსაკუთრებით ურანის ბირთვებზე ნეიტრონების მოქმედების დროს.
ამ გამოკვლევების შედეგად უკანასკნელ წლებში აღმოჩენილ იქნა ოთხი ახა-
ლი (ტრანსურანული) ელემენტი: ნეპტუნუმი— Np_{93} , პლუტონიუმი— Pu_{94} , ამე-
რიციუმი— Am_{95} , კიურიუმი— Cm_{96} .

ყველა ეს ელემენტი ურანთან, თორიუმთან და პროტაქტინიუმთან ერ-
თად ქმნის იშვიათი მიწების ანალოგიურ ჯგუფს. ეს ჯგუფი „აქტინიდების“
სახელს ატარებს, ვინაიდან პირველი მისი წევრი არის აქტინიუმი.

ყველა ტრანსურანული ელემენტი საკმაოდ არამდგრადებია და შედარე-
ბით ჩქარა იშლებიან, რის შედეგად იძლევიან რიგ რადიოაქტიურ გარდაქმნას
ურანისა და თორიუმის წინათ შესწავლილ გარდაქმნათა ანალოგიურად.

ნეპტუნის და პლუტონიუმის ნახევრად დაშლის პერიოდები ასეთია:

Np_{93}^{239}	2,3 დღე	Pu_{94}^{239}	2 დღე
Np_{93}^{237}	$2,25 \cdot 10^6$ წელი	Pu_{94}^{239}	24000 წელი

ტრანსურანულ ელემენტთა ატომგულების არამდგრადობით აიხსნება
ის, რომ ისინი ბუნებაში არ გვხვდებიან.

ურანის ატომგულების ნეიტრონებით განსხივების დროს კიდევ ორი
მნიშვნელოვანი აღმოჩენა იყო მიღებული.

დამტკიცებულ იქნა, რომ ზოგიერთ პირობებში ურანის ატომგული გარ-
დაიქმნება არა იმ ატომგულად, რომელიც პერიოდულ სისტემაში მის მეზობ-
ლად მდებარეობს, როგორც ჩვეულებრივი რადიოაქტივობის დროს ან ელე-
მენტთა გარდაქმნის იმ რეაქციების დროს ხდებოდა, რაზედაც ზემოთ იყო
ნათქვამი, არამედ ამ პირობებში ურანის ატომგულის დაყოფა ხდება დაახ-
ლოებით ორ თანაბარ ნატეხად, რომლებიც თავიანთი დამუხტვით და მასით
ბარიუმს, ლანტანს, ბრომს, კრიპტონს და პერიოდული ცხრილის შუა ნაწილის
სხვა ელემენტებს შეესაბამებიან. ასეთი დაყოფის დროს ნატეხებს შორის
გვხვდება იზოტოპები მასური რიცხვით 72-დან 160-მდე, განსაკუთრებით ხში-
რად 90-დან 100-მდე და 130-დან 145-მდე.

აღმოჩენილი იყო შემთხვევები, როდესაც ურანის ატომგული არა ორ
ნატეხად იყოფა, არამედ სამად და ოთხადაც კი.

შემდგომმა გამოკვლევებმა დაამტკიცა, რომ ჩქარი ნეიტრონების მოქ-
მედებით შეიძლება აგრეთვე გამოწვეულ იქნას თორიუმის და პროტაქტინიუმის

ატომგულეების დაყოფა, ხოლო 400 MeV ენერჯიის მქონე ალფა-ნაწილაკების ან 200 MeV მქონე დეიტონების მეშვეობით მოხერხდა ზოგიერთი მძიმე ელემენტის (არარადიაქტიურის) ბისმუტის, ტყვიის, ტალიუმის, პლატინისა და ტანტალის დაყოფა.

ფიზიკოსები მძიმე ელემენტების დაყოფის მიზნად იმ გარემოებას თვლიან, რომ მათში პროტონებს შორის ელექტრული განზიდვის ძალები ძალიან დიდია, უახლოვდება შიგა მიზიდულობის ძალებს, რის შედეგად ატომგულეში არამდგრადები ხდება. ამის გამო ისინი იშლებიან ან ჩვეულებრივი რადიაქტიური გზით, ან სწრაფი ნაწილაკებით დაბომბვის დროს ნატეხებად დაყოფის გზით.

საბჭოთა ფიზიკოსებმა გ. ნ. ფლეროვმა და კ. ა. პეტრეაქმა დაამტკიცეს, რომ ურანის ატომგულის დაყოფა ხდება თავისთავადაც, სპონტანურად, ნეიტრონებით განსხივების გარეშე. მხოლოდ ეს პროცესი ძალიან ნელა მიმდინარეობს და გამოანგარიშება აჩვენებს, რომ ასეთი სპონტანური გზით ურანის ატომების ნახევარი დაახლოებით 10^{14} — 10^{15} წელში იყოფა. ურანის ნეიტრონებით განსხივებასთან დაკავშირებულია მეორე აღმოჩენაც—ჯაქეუარი ნეიტრონული რეაქციები, რომელთა შედეგად შეიძლება ძალიან სწრაფად განთავისუფლდეს ატომგულის შინაგანი ენერჯია.

ურანის ატომგულეების დაყოფის დროს გამოყოფილი ენერჯიის რაოდენობა ძალიან დიდია: ის აღწევს 200 MeV. ეს იმას ნიშნავს, რომ 1 გ ურანის მიერ გამოყოფილი ენერჯია დაახლოებით 2500000-ჯერ აღემატება 1 გ ნახშირბადის დაწვის დროს გამოყოფილ ენერჯიას, ე. ი. მანამდე ცნობილი ენერჯიის ყველა წყაროს სკარბობს, მათ რიცხვში დაახლოებით 20-ჯერ აღემატება ჩვეულებრივი რადიაქტიური დაშლის ენერჯიას, რომელიც ამ ბოლო დრომდე უდიდესად ითვლებოდა.

როგორია ამ ენერჯიის წარმოშობა?

თუ მივმართავთ მასის დეფექტის მრუდს, სადაც აბცისთა ღერძზე გადაზომილია ატომგულეების ნუკლონების რიცხვი (მასური ნომრები), ორდინატთა ღერძზე კი მასის დეფექტის მნიშვნელობა, დავინახავთ, რომ ამ სიდიდეებს შორის პირდაპირი პროპორციულობა არ არის. პერიოდული ცხრილის შუა ნაწილის ატომგულეებში ნუკლონს უპასუხებს მასის დეფექტი დაახლოებით 8,5 MeV, ხოლო მძიმე ატომგულეების ეს სიდიდე კი მცირდება 7,5 MeV-მდე. მაშასადამე, ნუკლონები უფრო ძლიერად არიან დაკავშირებული საშუალო ატომგულეებში, ვიდრე მძიმეებში, აქედან კი გამომდინარეობს, რომ როდესაც მძიმე ატომგული ორ უფრო მზატე ატომგულად იყოფა, მაშინ უნდა გამოიყოს შეკავშირების ენერჯიის სხვაობის შესაბამისი (მასის დეფექტის სხვაობის ექვივალენტური) ენერჯიის რაოდენობა. მაგალითად, ატომგულს 236 ნუკლონით (ურანის U 235 მიერ ნეიტრონის შეტაცების დროს წარმოშობილი) მასის დეფექტი 1 ნუკლონზე 7,5 MeV უდრის.

დავუშვათ, რომ ეს ატომგული იყოფა ორად: ერთი ნუკლონების 94 რიცხვით და 1 ნუკლონზე 8,5 MeV მასის დეფექტით; მეორე 142 ნუკლონის რიცხვით და შესაბამისი 8,2 MeV დეფექტით.

აღნიშნული დაყოფის პროცესში უნდა განთავისუფლდეს ენერჯია: $(8,5 \cdot 94) + (8,2 \cdot 142) - (7,5 \cdot 236) \approx 200 \text{ MeV}$. ამ რაოდენობიდან დაახლოებით

170 MeV ენერგია თავისუფლდება ნატეხების კინეტიკური ენერჯის სახით, ხოლო დანარჩენი 30 MeV ნატეხების მდგრად ატომებში გარდაქმნის შემდგომში რადიოაქტიური პროცესების დროს.

ამასთანავე აღენიშნოთ, რომ ურანის დაყოფის დროს გამოყოფილი 200 MeV რაოდენობის ენერგია, რომელსაც განციფირებაში მოვეყვართ, დაახლოებით შეესაბამება ურანის აღებული მთელი რაოდენობის მხოლოდ 0,001 ტოლი მასის დანაკლისს. მაშასადამე, მთელი მასის ენერჯიად გარდაქმნა მოგვეცემდეს უკანასკნელზე 1000-ჯერ მეტ რაოდენობას.

ელემენტების ატომგულების განხილვისას, ადვილად შეიძლება შევნიშნოთ, რომ ატომგულებში ნეიტრონების რიცხვის პროტონების რიცხვთან შეფარდება თანდათან იზრდება ელემენტთა რიგითი ნომრების ზრდასთან ერთად. თუ ცხრილის დასაწყისში ეს შეფარდება ახლოა 1-თან (He^4_2 , C^{12}_6 , O^{16}_8 და ა. შ.), ცხრილის ბოლოში ის 1,6 აღწევს (მაგალითად, U^{238}_{92} , რომლის ატომგულში 92 პროტონი და 146 ნეიტრონი).

მაშასადამე, ურანის ატომგულის ნატეხებად დაყოფისას უნდა თავისუფლდებოდნენ კარბი ნეიტრონები: მხოლოდ ამ შემთხვევაში მიიღება მდგრადი ატომები. მართლაც, ურანის ატომგულის დაყოფის პროცესში წარმოიშებიან მეორადი ნეიტრონები, ჩვეულებრივ ერთ დაყოფაზე 2—3-ის რაოდენობით.

ამ განსაკუთრებით მნიშვნელოვანმა აღმოჩენამ ურანის გარდაქმნის ჯაქვური რეაქციის შესრულების საშუალება მოგვცა, რომლის არსი შემდეგში მდგომარეობს.

პირველადი ნეიტრონი, მოხდება რა ურანის ატომგულში, ამსხვრევს მას ნატეხებად, და ამ დროს წარმოიშევა 2—3 მეორადი ნეიტრონი. იდეალურ შემთხვევაში ყოველი ამ ნეიტრონთაგანი კიდევ ამსხვრევს ატომის თითო ატომგულად და ამასთან მუდამ გამოიყოფა 2—3 მეორადი ნეიტრონი და ა. შ.

ამრიგად, ნეიტრონების რაოდენობა და, მაშასადამე, ურანის დამსხვრეული ატომგულების რაოდენობა უსასრულოდ და ძალიან სწრაფად გაიზრდება: ზოგიერთ პირობებში ეს მოგვაგონებს აფეთქებას.

ეს ჯაქვური რეაქცია, როგორც ცნობილია, პირველად გამოყენებული იყო კაპიტალისტური ამერიკაში ატომური ყუმბარების წარმოებისას, რომელშიაც ურანის ათეული კილოგრამი თითქმის უცებ ფეთქდება, ამასთან გამოყოფს ენერჯის კოლოსალურ რაოდენობას და საშინელ ნგრევას ახდენს.

ამრიგად, მეცნიერების უდიდესი მიღწევა მსოფლიო მტაცებლების მიერ პირველ რიგში გამოყენებული იყო ნგრევისათვის, ერთი მუჟა კაპიტალისტების ინტერესებისათვის, რომელნიც ოცნებობენ ატომური ყუმბარის და „ატომური დიპლომატიის“ საშუალებით ისტორიის ჩარხი უკან მოაბრუნონ.

მაგრამ, ეკვი არ არის, რომ მათი ეს ოცნება არ შესრულდება. მსოფლიო მოწინავე კაცობრიობა, საბჭოთა კავშირის მეთაურობით, აიძულებს ატომურ ენერჯიას ემსახუროს არა ნგრევისა და მოსახლეობის განადგურების მიზნებს, არამედ კაცობრიობის მშვიდობიანი პროგრესული წინსვლის ამოცანებს—კომუნისმისაკენ.

დედამიწის აბეზულება

პირველი მიახლოებით დედამიწა წარმოედგინათ სფეროდ, უფრო ზუსტად—ჩაკულებილ ბრუნვის ელიპსოიდად. შეკუმშვის სიდიდე $a = \frac{a-c}{a}$ (სადაც a —ეკვატორული რადიუსია, c —ბრუნვის ღერძი) სხვადასხვა გეოფიზიკურ დაკვირვებათა საფუძველზე $\frac{1}{297}$ ტოლადაა მიღებული, ამასთან დედამიწის ნახევარსფერების აბსოლუტური სიდიდეებს შეადგენენ: $a = 6378, 388$ კმ, $c = 6356, 911$ კმ.

უშუალო დაკვირვებისათვის ხელმისაწვდომია დედამიწის სფეროს მხოლოდ სულ ზედა გარსი: ატმოსფეროს ქვედა ნაწილი, ჰიდროსფერო და ლითოსფეროს ზედა ნაწილები; ყველა დანარჩენი ჯერ ჰიპოთეზურია. ყველაზე ღრმა მალაროები 2500 მ არ აღემატებიან; ნავთობის ყველაზე ღრმა ქაბურღილები თითქმის 5 კმ აღწევენ, მაგრამ ესეც, რასაკვირველია, მეტად უმნიშვნელო სიდიდეა დედამიწის რადიუსთან შედარებით. დედამიწის წიაღში რამდენიმედ უფრო ღრმად ჩახედვის და შესწავლის საშუალებას იძლევიან ტექტონიკური პროცესები. ამ პროცესებით, გეოლოგიური ეპოქების მანძილზე დიდი სიღრმეების ნალექები და მაგმური ქანები ამოდიან დიდ სიმაღლეზე, და, ამრიგად, საშუალებას იძლევიან წარმოდგენა ვიქონიოთ დედამიწის ქიმიურ შემადგენლობაზე 15—20 კმ სიღრმემდე. მაგრამ იმის შესახებ, თუ რა ხდება ამ საზღვრის ქვევით, როგორი ფიზიკური თვისებები და როგორი ქიმიური შემადგენლობა აქვს ჩვენი პლანეტის უფრო ღრმა ნაწილებს—ამაზე ჯერჯერობით შეგვიძლია განვსაჯოთ საერთო თეორიული მსჯელობის და მეტად თუ ნაკლებად მარჯვე ანალოგიების საფუძველზე. მოკლედ განვიხილოთ ზოგიერთი მოსაზრება.

✓ მეტად მნიშვნელოვან კონსტანტს წარმოადგენს დედამიწის და მისი ცალკეული ნაწილების სიმკვრივე. დედამიწის ქერქის შემქნელი ქანების ხვედრითი წონის მრავალრიცხოვანი გაზომვის საფუძველზე, მის საშუალო სიმკვრივედ მიღებულია 2,7—2,8. მეაფე სიალური ქანებისათვის (უმთავრესად Si და Al უნაგულებსაგან შემდგარი) სიმკვრივე ნაკლებია—2,6-მდე; ფუძე (Sima) და განსაკუთრებით ულტრაფუძე (Sima+Nife) ქანებისთვის სიმკვრივე გაცილებით მეტია—3,3-მდე.

მთელი დედამიწის სფეროს სიმკვრივეც მრავალრიცხოვანი კვლევის სა-
განი იყო, ჯერ კიდევ დაწყებული 1736 წ., როდესაც პირველად ნიუტონმა
განსაზღვრა ეს სიმკვრივე (5—6 ფარგლებში). შემდგომში დაკვირვებებმა უფ-
რო სრულყოფილი ხელსაწყოების და მეთოდების გამოყენებით (საქანი, მგრე-
ხავი სასწორი და სხვ.) ჩვენი პლანეტისათვის მოგვცა საშუალო სიმკვრი-
ვე 5,527.

დედამიწის ქერქის და მთლიანად დედამიწის სფეროს სიმკვრივეების
შედარება გვიძლევს ვიფიქროთ, რომ პლანეტის ღრმა ნაწილები აგებულია
უფრო მკვრივი ნივთიერებით, ვიდრე ზედაპირული. სიმკვრივის ზრდა ზევი-
დან ქვევით, ერთი მხრივ, დაკავშირებულია წნევის გადიდებანთან და, მეორე
მხრივ, თვით შემადგენლობის შეცვლასთან. წინათ ფიქრობდნენ, რომ სიმკვრი-
ვე მატულობს მხოლოდ წნევისთან დაკავშირებით, ე. ი. უწყვეტლივ, თანახმად
ფორმულისა: $\delta = \delta_c(1 - \beta R^2)$, სადაც δ_c — სიმკვრივე დედამიწის ცენტრში, $R =$
 $r : r_0$, ე. ი. დედამიწის ცენტრიდან მოცემული წერტილის მანძილის შეფარ-
დებას მის რადიუსთან, β (კოეფიციენტი) = 0,764.

ამ ფორმულის გამოყენებით შეიძლება გამოვიანგარიშოთ, რომ დედა-
მიწის ცენტრში სიმკვრივე დაახლოებით 11 იქნება, თუ მივიღებთ, რომ ზე-
დაპირული გარსის სიმკვრივე 2,7 არის.

1910 წ. ვიხერტმა ყურადღება მიაქცია იმ გარემოებას, რომ სიმკვრივის
ასეთი ზრდა მხოლოდ წნევის შედეგად და მასთან დაკავშირებული ნივთიე-
რების მდგომარეობის შეცვლა, ეწინააღმდეგება ძირითად ფიზიკურ წარმოად-
გენას წინააღმდეგობის განსაკუთრებულ ძალაზე, რომელსაც ნივთიერების
ატომები იჩენენ მათი ერთმანეთთან დაახლოების დროს. ამის გამო მან წა-
მოაყენა მოსაზრება დედამიწის ორ ნაწილად დაყოფის შესახებ: მეტალური
გული და ქვის გარსი, დაახლოებით 1600 კმ-მდე სისქის. ამასთანავე ის თვლი-
და, რომ თითოეული ნაწილის სიმკვრივე იცვლება მცირე ფარგლებში) გარსის
სიმკვრივე 3,0—3,4; გულის სიმკვრივე 8,5. შემდეგში წამოყენებული ერთი
დედამიწის სამ ნაწილად დაყოფის შესახებ, გამოყოფილ იქნა კიდევ გარდა-
მავალი ფენა.

მნიშვნელოვანი დასკვნები იყო გამოტანილი დედამიწის შიგნით სიმკვრი-
ვის და შემადგენლობის შესახებ სეისმური ტალღების გავრცელების სისწრა-
ფის შესწავლის დროს. ცნობილია, რომ ეს სისწრაფე უკუპროპორციულია
გარემოს სიმკვრივიდან ამოღებული კვადრატული ძირისა. მაშასადამე, სილრ-
მესთან დაკავშირებით სეისმური ტალღების სისწრაფის შესწავლით შეგვიძლია
დაკავშირებით სილრმესთან ვიპოველოთ მასების სიმკვრივის ცვალებადობაზე.
პუტენბერგმა აღმოაჩინა, რომ სივრცითი და გარდვიარდმო (სეისმური ტალ-
ღების სისწრაფე 60-დან 120-მდე კილომეტრის სიღრმეების მანძილზე თანაბ-
რად იცვლება, 1200 კმ სიღრმეზე მრუდს ღუნი აქვს (რაც მიგვიითითებს სი-
სწრაფის მნიშვნელოვან შეცვლაზე), შემდეგ მისწრაფე ნაკლები ხდება, და-
ბოლოს, 2900 კმ სიღრმეზე მრუდი მკვეთრ ნახტომს აკეთებს და შემდეგ ნე-
ლა იზრდება. ამ მრუდის საფუძველზე ავტორმა, 1923 წელს, იგარაუდა, რომ
სიმკვრივე 60-დან 1200 კილომეტრამდე, ე. ი. გარდამავალ ფენამდე, და შემ-
დეგ გულამდე ხაზოვანად იზრდება, ღუნით გარდამავალ ფენასთან. გულის

საზღვართან ნახტომი 2,3-ჯერ გადიდება იძლევა, რის შემდეგ სიმკვრივე უცვლელი რჩება.

დედამიწის შიგნით სიმკვრივეების დანაწილებას იმ დასკვნამდე მიყვებით, რომ ნივთიერების შემადგენლობაში 2900 კმ სიღრმეზე არსებობს მკვეთრი საზღვარი, ამასთან ნაკლებად მკვეთრი საზღვარი შეიმჩნევა 1200 კმ სიღრმეზე, და აგრეთვე 60 კმ სიღრმეზე.

დედამიწის შიგნითა ნაწილების სიმკვრივე შეგვიძლია წარმოვიდგინოთ შემდეგნაირად:

სიღრმე			სიღრმე	
კმ	ზ		კმ	ზ
60	3,5	2900	ხეით 5	
1200	4,75	2900	ქვეით 11	
1700	4,75	6370	11	
2450	4,75			

სიმკვრივეების დანაწილებასთან შეიძრო კავშირში იმყოფება დედამიწის მეორე კონსტანტა—გრაფიტაცოული ძალის, რომელიც დედამიწაზე მიჩნეულია სიმძიმის ძალად) ამ ფაქტორის მნიშვნელობა გეოქიმიისათვის უსაზღვროდ დიდია, ვინაიდან ის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ფაქტორს წარმოადგენს დედამიწის ზონებში ნივთიერების საწყის დანაწილებაში და თავის დაღს ტოვებს ელემენტთა მიგრაციის ყველა შემდგომ პროცესზე. სიმძიმის ძალა დედამიწის ზედაპირისათვის კარგადაა შესწავლილი, უმთავრესად ქანქარების მეთოდით, რომელთა რხევით-ბერიოდო-როგორც ცნობილია, სიმძიმის ძალის გადიდებასთან ერთად კლებულობს. დედამიწის ზედაპირთან სიმძიმის ძალის სიდიდე მიღებულია 1930 წელს საერთაშორისო გეოდეზიურ კონგრესზე თანახმად შემდეგი ფორმულითა:

$$g = 978,049 (1 + 0,005288 \sin^2 \varphi - 0,000006 \sin^2 2\varphi),$$

სადაც φ —მოცემული ადგილის განედია.

ეკვატორზე ($\varphi = 0$) სიმძიმის ძალა რამდენიმედ ნაკლებია, ვიდრე პოლუსებზე ($\varphi = 90^\circ$). ამის მიზეზი ცენტრიდანულ ძალაში მდგომარეობს, რომელიც ვითარდება დედამიწის ბრუნვის დროს და ეკვატორზე მიმართულია სიმძიმის ძალის საწინააღმდეგო მხრივ.

სიღრმესთან სიმძიმის ძალის სიდიდე იცვლება. თუ ვიგულისხმებთ, რომ დედამიწის სიმკვრივე ყველა სიღრმეზე ერთნაირია, მაშინ სიმძიმის ძალა ცენტრში ნულის ტოლი იქნება. თუ პირიქით, ვიგულისხმებთ, რომ მთელი მასა თავმოყრილია დედამიწის ცენტრში, მაშინ სიმძიმის ძალა იქ მიაღწევდა თავის მაქსიმუმს. ამის გამო ფიქრობენ, რომ სიმძიმის ძალა ჯერ სიღრმის ზრდასთან ერთად რამდენიმედ მატულობს, გარკვეულ სიღრმეზე აღწევს მაქსიმუმს და შემდეგ იკლებს, და ცენტრთან მიისწრაფის ნულისაკენ. ზოგიერთი ავტორი მაქსიმუმისთვის დაახლოებით იღებს 2900 კმ სიღრმეს, სხვები—დაახლოებით 1000 კმ.

დედამიწის შიგნით ნივთიერების აგრეგატული მდგომარეობის გასარკვევად დღი მნიშვნელობა აქვს წიგნის) ამ საკითხზე მსჯელობისას ყოველთვის გამომდინარეობენ იმ ვარაუდიდან, რომ პიროსტატიკური წნევის კანონები აქაც გამოიყენებიან. ეს დასტურდება 40—120 კმ სიღრმეზე იზოსტაზისის

მოვლენებით და ექვს არ იწვევს დიდი სიღრმეებისათვის; თუ შესაძლებელია გამონაკლისი შემთხვევები იზოსტაზისის კანონიდან, ისიც მხოლოდ დედამიწის სფეროს სულ ზედა ჰორიზონტებისთვის და არა უღრმეს 10 კმ-ისა, ამ სიღრმეზე ჯერ კიდევ შესაძლებელია ადგილი ჰქონდეს დრეკად ძაბვას.

(სხვადასხვა ავტორთა მონაცემების თანახმად, წნევა სიღრმესთან ერთად სწრაფად მატულობს:)

სიღრმე კმ	წნევა მეგაბარებში ¹	სიღრმე კმ	წნევა მეგაბარებში ¹
800	0,3	4800	2,8
1600	0,6	5600	3,0
3200	1,7	6370	3,1

დედამიწის ქერქის ზედა ფენებისათვის, და აგრეთვე ოკეანისთვის, მოკვებით წნევის შემდეგი საორიენტაციო მნიშვნელობები.

სიღრმე, კმ.	1	2	3	4	5	10	20	50
P კონტინენტზე, ატმ	270	540	810	1080	1350	2700	5400	13500
P ოკეანეში, ატმ	100	200	300	400	500			

ამ ციფრების მიღება ადვილია, თუ დაეუფებთ, რომ ლითონფეროს ზედა ფენების სიმკვრივე 2,7 შეადგენს და სიღრმისკენ არ იცვლება, ხოლო ოკეანის წყლისათვის სიმკვრივე მთელ სიღრმეზე 1 უდრის.

წნევასთან ერთად, დედამიწის სიღრმეში და ზედაპირზე ნივთიერების მდგომარეობის გასაგებად განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ტემპერატურას. დედამიწის სითბოს ორგვარი წარმოშობა მაინც აქვს: ერთი მხრივ; ეს კოსმიური უნერგია; მეორე მხრივ, ის წარმოიშევა თვით დედამიწის წიაღში ენერჯის შეორე სახეს აგრეთვე შესაძლებელია ჰქონდეს სხვადასხვა წყარო. უდავოა რადიოაქტიური დაშლის ენერჯია და აგრეთვე ენერჯია, რომელიც ვითარდება მიწიერი მასების დიფერენციაციის დროს, რასაც უყურადღებია მიაქცია შმიდტის თეორიამ.

კანტის და ლაპლასის და მსგავსი თეორიების მომხრე მეცნიერების უმრავლესობა აღიარებენ აგრეთვე ნარჩენ სითბოს, რომელიც შერჩა ოდესღაც არსებული ასტრალური სტადიიდან და აგრეთვე უშვებენ დედამიწის თანდათანობით შეკუმშვას და როგორც ამის შედეგი სითბოს გამოყოფას, დიდ როლს ასრულებენ აგრეთვე ქიმიური რეაქციები, განსაკუთრებით დედამიწის უფრო ზედა ფენებისათვის დამახასიათებელი დაქანვის რეაქციები. შედეგად ზედა ზონებისათვის კარგადაა დადგენილი სიღრმესთან დაკავშირებით ტემპერატურის აწევის ფაქტები.

ღრმა ქაბურღილებში, მაღაროებსა და გვირაბებში ტემპერატურის მრავალრიცხოვანმა გაზომებმა აჩვენეს, რომ გეოთერმული გრადიენტი, ე. ი. სიღრმე, რომელიც 1° ტემპერატურის გადიდებას უპასუხებს, დაახლოებით 30 მ ფარგლებში მერყეობს და ზოგჯერ მიდის 20 მ-მდე, ზოგჯერ 70 და 111 მეტრსაც კი აღ-

¹. 1 მეგაბარი=987000 ატმ.

წევს (იოჰანესბურგის ღრმა ჰორიზონტები) გეოთერმული გრადიანტის სიდიდეზე, აღნიშნული ძირითადი მიზეზის გარდა, აგრეთვე მოქმედებენ: ადგილის აგებულება, ქანების განსხვავებული სითბოგამტარიანობა, გეოთერმული რეაქციების არსებობა, კულაკინზმი, ქანების რადიაქტივობის ხარისხი და ა. შ. ყველა ამ მიზეზის შეჯამებული მოქმედება ზრდის ან ამცირებს გეოთერმულ გრადიანტს.)

თუ დავუშვებთ, რომ ტემპერატურის ზრდა დიდ სიღრმეზედაც ისევე მიმდინარეობს, როგორც დაკვირვებისათვის მისაწვლომ ზედა ჰორიზონტებში (ე. ი. დაახლოებით 30° ერთ კილომეტრზე), ჩვენ დედამიწის ცენტრალური ნაწილისათვის მივიღებთ 200.000° ტემპერატურას.

მაგრამ არსებობენ მოსაზრებანი, რომელნიც ასეთი ექსტრაპოლაციების წინააღმდეგ ლაპარაკობენ. უპირველეს ყოვლისა დადგენილია, რომ გეოთერმული გრადიანტი ერთი ქაბურღილისთვის ან გვირაბებისთვისაც კი არ წარმოადგენს მუდმივ სიდიდეს: ჩვეულებრივ უფრო ღრმა ჰორიზონტებში ის კლებულობს, ე. ი. ტემპერატურის ზრდა უფრო სწრაფად მიმდინარეობს, ვიდრე ზედა ჰორიზონტებში, მაგალითად, ბრიდპორტის მიდამოებისათვის (დასავლეთი ვირჯინია), დელის თანახმად, $610-914$ მ სიღრმეებისათვის საშუალო გრადიანტი $43,1$ მ, ხოლო $1829-2198$ მ სიღრმეებისათვის ის მხოლოდ $26,8$ შეადგენს.

მაგრამ ტემპერატურის ზრდის ასეთი ტემპი, როგორც ამჟამად ყველა მეცნიერი აღიარებს, დამახასიათებელია მხოლოდ პირველი კილომეტრებისთვის: უფრო ღრმად გრადიანტი მატულობს, და, ბოლოს, ზრდა თითქმის წყდება. ვულკანების მიერ ამოთხეული ლავების ტემპერატურის გაზომვები, ალბათ, დედამიწის ღრმა ჰორიზონტების ტემპერატურის ქვედა საზღვარს იძლევიან. ეს საზღვარი დაახლოებით 1100° , რადგანაც, მაგალითად, ტემპერატურა ვეზუვის კრატერის შიგნით $1150-1180^{\circ}$ ტოლი აღმოჩნდა, სტრომბოლის ვულკანის კი $1100-1150^{\circ}$.

ტემპერატურების ზედა საზღვრის უშუალოდ დადგენა შეუძლებელია, და ამის გამო სხვადასხვა მეცნიერს, ნაირგვარი მონაცემების საფუძველზე, მოჰყავს სხვადასხვა სიდიდეები. ასე, მაგალითად, ვიხერტი სიმკვრივების გავრცელებაზე დაყრდნობით, იმ დასკვნამდე მიდის, რომ ტემპერატურა დედამიწის ცენტრში ძლივს თუ აღემატება $3000-4000^{\circ}$, რადგან წინააღმდეგ შემთხვევაში დედამიწის გულისთვის უნდა მიგველო უფრო დაბალი სიმკვრივე, ვიდრე ეს ამჟამადაა დადგენილი (ტემპერატურის ზრდის და მოცულობის გადინების შედეგად).

სითბოს რადიაქტიური თეორიის მომხრენი ასევე თვლიან, რომ დედამიწის ღრმა ნაწილების ტემპერატურა არ შეიძლება მაღალი იყოს, ვინაიდან დადგენილია, რომ რადიაქტიური ნივთიერებანი კონცენტრირებული არიან უმთავრესად დედამიწის ზედა ჰორიზონტებში (მეივე ქანებში), და სიღრმესთან ერთად მათი რაოდენობა კლებულობს. მაგალითად, ჯოლი თვლის, რომ რადიუმი მხოლოდ ზედა 70 კმ-ში მოიპოვება, სადაც ამის გამო ტემპერატურა თანდათან მატულობს პარაბოლური კანონით 1500° -მდე. მეტად თუ ნაკლებად შეთანხმებულ დასკვნამდე მიდის ყველა მეცნიერი ზედა $70-100$ კმ ზონის ტემპე-

რატურებისათვის. უფრო ღრმა ჰორიზონტებისთვის შეხედულებანი ფრიად განსხვავდებიან, მაგრამ თითქმის ყველა აღიარებს, რომ ტემპერატურა დედამიწის შიგნით, უდავოდ, 8000°-ზე დაბალია (შმიდტის მიხედვით, საექვოა, რომ ია ბევრად აღემატებოდეს 1000°).

მეტეორების უმრავლესობა თვლის, რომ დედამიწის შიგნით ტემპერატურების განაწილება უფრო დასაშვებია წარმოვიღვინოთ დაახლოებით შემდეგნაირად:

სიღრმე კმ	°C	სიღრმე კმ	°C
20	600	500	1800
100	1400	6370	2000—5000

რასაკვირველია, მაღალ ტემპერატურას და განსაკუთრებით მაღალ წნევას დედამიწის შიგნით, ნივთიერება განსაკუთრებულ აგრეგატულ მდგომარეობაში მიჰყავს, რომელიც ჯერჯერობით საესებით ნათელი არ არის და ამის გამო აზრთა სხვადასხვაობას იწვევს. ტემპერატურის გადიდება, როგორც ცნობილია, ნივთიერება მაგარი მდგომარეობიდან თხევადში და შემდეგ აირადში გადაჰყავს. საწინააღმდეგო მიმართულებით მოქმედებს წნევის გადიდება, ის აახლოვებს ნაწილაკებს და ხელს უწყობს აირის სითხეში და შემდეგ კი მყარ მდგომარეობაში გადასვლას. დადგენილია, რომ წინააღმდეგობა, რომელსაც დედამიწა უწევს ფორმის შეცვლას, თავისი ძალით ფოლადის წინააღმდეგობას აღემატება. მეორე მხრივ, სეისმური დაკვირვებებიდან გამომდინარეობს, რომ გულის საზღვართან შემჩნეულია დრეკადობის მკვეთრი შემცირება. ზოგიერთი ავტორი ფიქრობს, რომ სიმაგრე გულში ძალიან პატარაა და ნულს უახლოვდება. ალბათ, უფრო შესაძლებელია, რომ დასაწყისში სიმაგრე ძლიერ მატულობს და შემდეგ უკვე 100 კმ სიღრმეზე თითქმის ნიკელის და ფოლადის სიმაგრეს უდრის, შემდეგ კი ჩვენთვის ცნობილი ყველა ნივთიერების სიმაგრეზე უფრო მაღალი ხდება, მაგრამ, როგორც ჩანს, გულში ძლიერ მცირდება.

იმ მაღალი წნევის პირობებში, რომელსაც ადგილი აქვს დედამიწის სიღრმეში, უფრო პოსალოდნელია, რომ იქ ნივთიერება მინისებრ მდგომარეობაში იყოს: ეს სითხეა, რომელსაც მეტად დიდი შინაგანი ხახუნი აქვს, რითაც ხელს უშლის მის თავისუფლად მოძრაობას, მაგრამ მოძრაობა დაბალი წნევის ადგილებში, ე. ი. დედამიწის ზედაპირის მახლობლად, სადაც მას უკვე მაგმის თვისებები ახასიათებს. ფიქრობენ, რომ ნამდვილი კრისტალური მდგომარეობა, რომელიც დამახასიათებელია დაახლოებით ზედა ჰორიზონტებისათვის 40—60 კმ სიღრმეზე თავდება. ამის თანახმად, სიღრმესთან დაკავშირებით ნივთიერება კრისტალური (ანიზოტროპული) მდგომარეობიდან ამორთულში (იზოტროპულში) გადადის, შემდეგ რთული მოლეკულარული შენაერთები ბინარულ შენაერთებში (ჟანგულები, სულფიდები და სხვ.) და ატომებში გადადიან.

იმისათვის, რომ ჩვენს განკარგულებაში იყოს ის ძირითადი ფაქტები რომლებიც საფუძვლად უდევს მთელი დედამიწის შემადგენლობის შესახებ არსებულ თეორიებს, განვიხილოთ დედამიწის ქერქის და მატერიკების ქიმიური შემადგენლობის საკითხი.

დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების ოდენობითი გავრცელების პრობლემა ეკუთვნის გეოქიმიის ძირითად და მნიშვნელოვან პრობლემათა რიცხვს. ამ პრობლემის გადაწყვეტამ, რომელმაც მეცნიერებისაგან შოითხოვა მეტად დიდი შრომის ჩატარება, საშუალება მისცა გამოეტანათ არა მხოლოდ მნიშვნელოვანი მეცნიერული, არამედ დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობის დასკვნებიც. მაგალითად, აღმოჩენილი იყო მინერალური ნედლეულის ახალი სახეები, განსაკუთრებით იშვიათი და გაფანტული ელემენტებისათვის.

დედამიწის ტექნიკურად მისაწვდომ ადგილებში ელემენტის საშუალო შემადგენლობა მისი ღირებულების გამსაზღვრელი მნიშვნელოვანი ფაქტორების რიცხვს ეკუთვნის. ნაკლებად გავრცელებულ ელემენტის ძიება, მადნის სახით ამოღება და ერთი ტონა მზა პროდუქტის მიღება, როგორც წესი, გაცილებით უფრო ძვირი ჯდება, ვიდრე იმავე რაოდენობის მეორე, უფრო მეტად გავრცელებული ელემენტის. ამის გამო, მაგალითად, ეგრეთ წოდებული იშვიათი ელემენტები გაცილებით უფრო ძვირია, ვიდრე უფრო მეტად გავრცელებული შავი მეტალები, და ყველა ელემენტს შორის უფრო ნაკლებად გავრცელებული რადიუმი, ამასთან ერთად უფრო ძვირფასია. გარდა ამისა, თვით ტექნიკაც ეგუება დედამიწის ქერქში ელემენტების არათანაბარ განაწილებას. შეიძლება რიგი მაგალითების მოყვანა, რომ წარმოების მიერ ელემენტების გამოყენება (სუფთა ან სხვადასხვა შენაერთების სახით) დაახლოებით პროპორციულია დედამიწის ქერქში მათი რაოდენობისა.

დედამიწაზე ელემენტის გავრცელება აგრეთვე მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს მის კონცენტრაციას ბუნებრივ გეოქიმიურ პროცესებში, მაგალითად, ხსნარებიდან ან მდნარებიდან მინერალების კრისტალიზაციის დროს და, როგორც ეს სავსებით ნათელია, აწესრიგებს ბუნებრივი რეაქციების მსვლელობას და თვით კრისტალიზაციის თანმიმდევრობას. ფერსმანი ტყუილად კი არ თვლის შესაძლებლად რიგი მნიშვნელოვანი გეოქიმიური პროცესისათვის (მაგალითად, პროტო-და მეზოკრისტალიზაციები) პარაგენის ფორმულაში, რომელიც მოცემულ გეოქიმიურ პროცესში კრისტალიზაციის თანმიმდევრობას განსაზღვრავს, შეიცვალოს ამა თუ იმ ელემენტის კონცენტრაცია ამ პროცესში მისი სიხშირით (კლარკით) დედამიწის ქერქში.

უფრო მეტიც, ელემენტის გავრცელების მეტად მცირე ხარისხი შეუძლებელს ხდის მის მიერ საკუთარი მინერალების წარმოშობას. ამის შედეგად, უფრო მეტად გავრცელებულ ელემენტებს თავის კრისტალურ მესერებში იზომორფიზმის კანონის მიხედვით, შეაქვთ უფრო ნაკლებად გავრცელებული ელემენტების ატომები. ამ მხრივ ტიპურია გაფანტული იშვიათი ელემენტები, ასეთებია ჰაფნიუმი, სკანდიუმი, გალიუმი, რენიუმი და სხვ., რომელთა რაოდენობა ბუნებრივ გეოქიმიურ პროცესებში მუდამ იმდენად მცირეა, რომ მათ არ ძალუძთ შექმნან საკუთარი ინდივიდუალიზირებული მინერალები და ამის გამო ცნობილი არიან ან როგორც გარკვეული იზომორფული მინარევები გავრცელებულ მინერალებში, ან როგორც ჯერჯერობით არასავსებით ნათელი „მიკროკოსმიური“ მინარევები (ვერნადსკის მიხედვით).

აქედან სახვებით გასაგებია დიდი ინტერესი დედამიწაზე ელემენტთა გავრცელების პრობლემისადმი, იმ პირველი პრობლემისადმი, რომლიდანაც იწყება გეოქიმია.

საქიროა აღვნიშნოთ, რომ ეს პრობლემა არაჩვეულებრივად რთულია, ვინაიდან მოითხოვს კოლოსალურ წინასწარ მუშაობას კვლევის მეთოდების დასამუშავებლად და ფაქტების დასაგროვებლად. ამის გამო, სხვადასხვა მკვლევარის მიერ მოცემულ (კლარკიდან 1889 წ. ფერსმანამდე 1933 წ. და ა. პ. ვინოგრადოვამდე 1949 წ.) ელემენტთა კლარკების ცხრილში რიცხვები დაახლოებით ტოლია მხოლოდ უფრო მეტად გავრცელებული ელემენტებისათვის, ხოლო უფრო იშვიათი ელემენტებისათვის ეს რიცხვები ძლიერ მერყეობენ. ამასთანავე შეგვიძლია ჩავთვალოთ, რომ შემდგომი ცხრილი, რომელიც უფრო მრავალრიცხოვან და ზუსტ ანალიზებს ეყრდნობა, როგორც წესი, უფრო ახლოა სინამდვილესთან, ვიდრე წინამორბედი ცხრილები.

ამჟამად ელემენტების გავრცელება დედამიწის ქერქისათვის უკეთ არის შესწავლილი, ვიდრე ღრმა გეოსფერებისათვის, რომლებიც პირველისაგან განსხვავებით, უშუალო დაკვირვებისათვის მიუწვდომელია და შეიძლება შესწავლილ იქნას მხოლოდ შედარებით და მეტად თუ ნაკლებად კარგი ანალოგიების და მარჯვე ჰიპოთეზების გამოყენებით. დედამიწის ქერქში ელემენტების გავრცელების საკითხი—მხოლოდ ნაწილია საერთოდ დედამიწაზე ელემენტების გავრცელების უფრო ფართო საკითხისა, რომელიც თავის მხრივ კოსმოსში (მათ რიცხვში პლანეტებზე, მეტეორიტებში, მზეზე და სხვა ვარსკვლავებზე) ელემენტთა გავრცელების უფრო რთული პრობლემის ნაწილს წარმოადგენს. როგორც დაინახავთ, კანონები, რომლებიც წარმართავენ ელემენტების გავრცელებას დედამიწის ქერქის სიღრმეებში და საერთოდ კოსმოსში, ძირითადად ერთი და იგივეა, მხოლოდ დედამიწის ქერქში ისინი გართულებულია ელემენტთა მიგრაციის კანონებით. ამის გამო, დედამიწის ქერქში ელემენტების გავრცელების კანონების გასაგებად საჭირო ხდება მივმართოთ მეტეორიტების, მზისა და სხვათა შემადგენლობის შესწავლას.

დიდი ხნის განმავლობაში დედამიწაზე და კოსმოსში ქიმიური ელემენტების გავრცელების პრობლემა დიდ სიძნელეს წარმოადგენდა. მაგრამ უკანასკნელი ათეული წლის განმავლობაში ქიმიის და ფიზიკის ბრწყინვალე გამარჯვებებმა ნიადაგი მოამზადეს ამ პრობლემის გადასაწყვეტად: მეტად დაზუსტებულ იქნა ანალიზური ქიმიის მეთოდები და გამოუმუშავებული ახალი მეთოდები (რენტგენურ-ქიმიური, სპექტრალური, რადიომეტრული და სხვ.), რომლებმაც საშუალება მისცეს გამოსაკვლევ ნივთიერებაში საკმაო სიზუსტით დაედგინათ თითქმის ყველა ქიმიური ელემენტის უმნიშვნელო ნაწილი. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ის, რომ ზოგიერთი ამ მეთოდთაგანი (სპექტრალური) საშუალებას იძლევა ანალიზი გაუკეთდეს იმ ნივთიერებას, რომელიც შესაძლებელია იყოს გაფართოებულ მდგომარეობაში და ჩვენგან დიდი მანძილით დაშორებული. ამგვარად, პელიუმი პირველად აღმოჩენილი იყო მზეზე (1868 წ.) და მხოლოდ გაცილებით უფრო გვიან (1895 წ.) დედამიწაზე.

ღადავიდეთ დედამიწის ქერქში ელემენტთა გავრცელების საკითხის განხილვაზე, ე. ი. დედამიწის სულ ზედა გარსში, რომლის სისქე თანამედროვე მკვლევარების მიერ პირობითად მიღებულია 16 კმ (10 მილ). ჩვეულებრივ ლითონფეროს გარდა მას აკუთვნებენ ატმოსფეროს ქვედა ნაწილებს და მთელ პიდროსფეროს) (ე. ი. ზღვებს, ოკეანეებს, ტბებს, მდინარეებს და ა. შ.).

პირველი ცდები დედამიწის ქერქის საშუალო შემადგენლობის გამოსარკვევად ჩატარებული იყო ინგლისელი მინერალოგის ფილიპსის მიერ, რომელმაც ჯერ კიდევ 1815 წელს მოგვცა პირველი გამოახვარი შედეგები ათი უფრო მეტად გავრცელებულ ულტრამაფიტიტის, მაგრამ ბუნებრივია, რომ მისი გამოახვარი შედეგები საკმაოდ სრულყოფილი არ იყო და ამის გამო მალე იქნა მივიწყებული.)

1889 წელს ამ პრობლემას ხელი მოჰკიდა ამერიკელმა მკვლევარმა კლარკმა და თავისი სიცოცხლის თითქმის 40 წელი უძღვნა მას; ამავე დროს ყოველთვის კრიტიკულად ამოწმებდა თავის დასკვნებს და აზუსტებდა რიცხვებს. კლარკი თვლიდა, რომ მაგარი დედამიწის ქერქი 10 მილის (16 კმ) სიღრმემდე შედგება 95%/ით მაგმური ქანებისაგან, და 5% დანალექი ქანებისაგან. ქინაიდან უკანასკნელი წარმოიშვა პირველიდან, მან დაასკვნა, რომ საკმაო იქნება გამორკვეულ იქნას დედამიწის მაგარი ქერქის შემქმნელი ყველა მაგმური ქანის საშუალო შემადგენლობა, რათა მის შემადგენლობაზე მივიღო წარმოდგენა.

კლარკმა გამოიყენა სხვადასხვა ქანის დაახლოებით 6000 საკმაოდ ზუსტი ქიმიური ანალიზის მონაცემები და მათი საშუალო არითმეტიკული აილოკამასთან ის მხედველობაში არ იღებდა სხვადასხვა ქანის მიერ დაკავებული ფართობის განსხვავებას, არამედ თვლიდა, რომ ანალიზების რიცხვი დაახლოებით ქანების გავრცელების პროპორციულია. ამრიგად მიღებული იყო საშუალო რიცხვები, დაახლოებით 50 უფრო მეტად გავრცელებული ქიმიური ელემენტის შემცველებისათვის დედამიწის ქერქში. მრავალი ამ რიცხვთაგანი საკმაოდ სწორი აღმოჩნდა ჯერ კიდევ კლარკის ცხრილის პირველი რედაქციის დროს (1889 წ.).

რიცხვები რიგი სხვა, განსაკუთრებით ნაკლებად გავრცელებული ელემენტებისათვის, შემდგომ შრომებში საკმაოდ დაზუსტებულ იქნა, ამასთან უპირველეს ყოვლისა დაზუსტებულ იქნა მაგმური ქანებით დაკავებული ფართობი. ამ დაზუსტებათა აუცილებლობას დამაჯერებლად ამტკიცებდა მრავალი მეცნიერი. ისინი აღნიშნავდნენ, რომ ანალიზების არსებული რიცხვი არ შეიძლება იყოს მათი გავრცელების საზომი: იშვიათი ეკზოტიური ქანებისათვის ასეთი ანალიზების რიცხვი ხშირად შედარებით მეტია, ვიდრე უფრო გავრცელებულებისათვის, მაგალითად, გენისებისათვის, მაგრამ შესწორებამ ქანების მიერ დაკავებულ ფართობზე ნაკლებად შეცვალეს კლარკის მიერ მოცემული დედამიწის ქერქში ცალკეული ელემენტების გავრცელების საერთო სურათი.

როგ შემთხვევაში კლარკის რიცხვებს დღემდე არ დაუკარგავს თავისი მნიშვნელობა. ამის გამო ფერსმანმა, დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების გავრცელების სწავლების განვითარებაში კლარკის განსაკუთრებული რო-

დასადასნადავად, წინადადება წამოაყენა ელემენტის სიხშირეს „კლარკი“ ეწოდოს. ეს სახელწოდება მეცნიერებაში შევიდა და ამჟამად „ელემენტის გავრცელების“ ან „ელემენტის სიხშირის“ ნაცვლად ჩვეულებრივ ამბობენ „ელემენტის კლარკი“.)

დღედამიწის ქერქში ელემენტთა გავრცელების პირველ ცხრილში, რომელიც გამოქვეყნებული იყო 1889 წ., ცოტა რიცხვები იყო, უკანასკნელ ცხრილში კი, რომელიც გამოაქვეყნა კლარკმა ვაშინგტონთან ერთად 1924 წელს, ციფრების რიცხვი 50-ს აღწევდა და მათი სიზუსტე მნიშვნელოვნად გაიზარდა.)

თუ ქანებში მეტად გავრცელებული ელემენტების რაოდენობის განსაზღვრა კლარკის და ვაშინგტონის მიერ საკმაოდ ზუსტად იყო ჩატარებული, სხვა მრავალი, განსაკუთრებით ფერადი და იშვიათი მეტალების (Cu, Pb, Zn, As, Sb, Sn და სხვ.), რომლებიც ქანებში მხოლოდ უმნიშვნელო რაოდენობით შედიან და ჩვეულებრივ კონცენტრირებული არიან დამოუკიდებელ საბადოებში, მათი რაოდენობის განსაზღვრა ჩატარებული იყო დაახლოებით და მხოლოდ ციფრების რიცხვის ჩვენებით.

მადნეულ ელემენტთა კლარკების დაზუსტებაში დიდი მუშაობა გასწია ნორვეგიელმა მეცნიერმა ი. ფობტმა. ის იმ შეფარდების განსაზღვრიდან გამომდინარეობს, რომელიც არსებობს ნაკლებად გავრცელებულ ელემენტსა და სხვადასხვა ქანებში კლარკისათვის ცნობილ უფრო გავრცელებულ ელემენტს შორის. ამრიგად, იცოდა რა რკინის კლარკი, მან სხვადასხვა ტიპის ქანებში შეისწავლა რკინას, ნიკელს, კობალტს და მანგანუმს შორის შეფარდება და შეძლო საკმაოდ ზუსტად დაედგინა ამ ნაკლებად გავრცელებული ელემენტების კლარკები.

მაგრამ, უკანასკნელ დრომდე, ელემენტთა მნიშვნელოვანი რიცხვის კლარკები არ იყო განსაზღვრული, ან არასაკმაოდ ზუსტად იყო განსაზღვრული. ეს განსაკუთრებით ეხებოდა ფუფუნულ და რადიოაქტიურ ელემენტებს და კეთილშობილ მეტალებს, რომლებიც ჩვეულებრივ მინერალებში და ქანებში უმნიშვნელო რაოდენობითაა, რის გამო მათი უშუალო დაკვირვებისათვის საჭირო იყო კვლევის სპეციალური. განსაკუთრებით ზუსტი მეთოდების გამოყენება. ამ ელემენტთა კლარკების განსაზღვრას მრავალი მეცნიერი აწარმოებდა.

დაწყებული 1925 წ. დიდი გამოკვლევები ჩატარეს ი. და ვ. ნოდაკებმა, რომელსაც მათ პირველად აღმოაჩინეს ახალი ელემენტი — რენიუმი: მათ 1600-მდე ქიმიური ანალიზი ჩატარეს სხვადასხვა მინერალების და ქანების, აგრეთვე მეტეორიტების იმ მიზნით, რომ შეესწავლათ ახლად აღმოჩენილი ელემენტის გავრცელება. ამასთან, გამოსარკვევე ნიმუშების რთულ ქიმიურ გამდიდრებას აწარმოებდნენ იმ მიზნით, რომ რენტგენული, ქიმიური და სპექტრალური მეთოდებით რენიუმის ოდენობითი განსაზღვრისათვის მიეღოთ საძებნი ელემენტის კონცენტრატი.

გზადაგზა, რენიუმის განსაზღვრასთან ერთად, მიღებული სპექტროგრაფების ამოხსნის დროს, მათ მინერალებში განსაზღვრეს რიგი სხვა ნაკლებად გავრცელებული ელემენტების რაოდენობაც, მათ რიცხვში Ag, Au, Cd, Ge,

Sn, Pb, Cu, V, As, Sb, Bi, Mo, W, Ru, Rh, Ir, Pd, Pt. მეთოდის მგრძობიარება ისეთი იყო, რომ ზოგიერთი ელემენტისათვის (მათ რიცხვში Re და პლატინის ჯგუფის ელემენტებისათვის) გამოსაკვლევი მინერალის ან ქანის 1 კგ-ში $1 \cdot 10^{-8}$ გ აღმოჩენის საშუალებას იძლეოდა. ნოდაკებმა დაამტკიცეს, რომ ზოგიერთი იშვიათი ელემენტის კლარკები ძლიერ შემცირებული იყო, მაგალითად, Se—30-ჯერ, Ga—200-ჯერ, Ru, Rh, Pd, Os, Ir—ათასჯერ და ათეულათასჯერ.

იმისათვის, რომ წარმოდგენა ჰქონოდათ დედამიწის ელემენტების კლარკებზე, ნოდაკებმა ასეთი ხერხი გამოიყენეს: მათ შოამზადეს ნარევი 110 უფრო მეტად გავრცელებული მაგმური ქანიდან, რომელთა ნიმუშები აღებული იყო დედამიწის სხვადასხვა ადგილიდან და ამ ნარევის ანალიზი გააკეთეს ჩვეულებრივ ელემენტზე, რითაც დროის და შრომის დიდი ეკონომია გასწიეს. ამ ელემენტთა საშუალო კლარკების გამოყვანის დროს ისინი ამ ანალიზს ეურდნობოდნენ, მხოლოდ უფრო იშვიათი ელემენტების კლარკების გამოსაყვანად იყენებდნენ იმ მასალას, რომელიც დაგროვდა ზემოხსენებულ 1600 ანალიზის ჩატარების დროს.

გოლდშიდტმა თავის მოწაფეებთან ერთად დიდი გამოკვლევები ჩატარა კლარკების დასადგენად, განსაკუთრებით კეთილშობილი მეტალებისათვის. ის დიდ ყურადღებას აქცევდა ანალიზის ზუსტი მეთოდის გამოუმუშავებას, რომელიც ძირითადად ქიმიური გამდიდრების და შემდგომი სპექტრალური ანალიზის კომბინირებამდე იყო დაყვანილი. ამავე დროს გოლდშიდტი პატარა წონაკებით სარგებლობდა, ვინაიდან ხშირად შეზღუდული იყო საკვლევი მასალის ნაკლებობით (მაგალითად, მეტეორიტების ან ცალკეული მინერალების) და ამის გარდა, პატარა წონაკების დროს, დიდი რაოდენობა რეაქტივების შეყვანა არ იყო საჭირო, რომლებიც, მიუხედავად მოჭრებითი სისუფთავისა, მაინც აქუჟყიანებენ საკვლევ პროდუქტებს ზოგიერთი ელემენტით.

ნოდაკების მაგალითის მსგავსად, გოლდშიდტმაც აგრეთვე შეადგინა და ანალიზი გაუკეთა მაგმური ქანების ნიმუშებიდან შედგენილ ხელოვნურ ნარევს, ამასთან მიიღო ციფრები, ძირითადად ნოდაკების ციფრების მსგავსი, ზოგიერთი ელემენტის გარდა, რომელთა რიცხვებში მნიშვნელოვანი განსხვავება შეიძინებოდა. ასე, მაგალითად, გოლდშიდტის მონაცემები, ნოდაკების მონაცემებზე ნაკლებია აღმოჩნდა Y, Rh, Ir, Pt-სთვის, და მეტი — Co, Rb, Sr, Nb, Ag, Sn, J-სთვის.

ზოგიერთი ელემენტისთვის (Zr, Hf, Mo, W, Pb, Ta, Nb) კლარკების უფრო ზუსტი ციფრები მოცემული იყო გვევსის მიერ, რომლის სახელთან დაკავშირებულია ჰაფნიუმის აღმოჩენა. მის მიერვე მიღებული იყო რადიოაქტიური ელემენტების კლარკები, კიურის, რენჯერფორდის და რიგი სხვა მკვლევარების მიერ გამოუმუშავებული მეთოდების გამოყენებით. ამ მეთოდების სიზუსტე ისეთია, რომ საშუალებას იძლევა ყველა ქანში და მინერალში რადიუმის გამოვლინების და ოდენობით განსაზღვრის, რომლის კლარკი საშუალოდ დედამიწის ქერქისთვის მხოლოდ $2 \cdot 10^{-10}$ % შეადგენს.

სსრკავშირის სხვადასხვა მინერალში და ქანში ცალკეული ელემენტების გავრცელების შესასწავლად მუშაობას აწარმოებდა რიგი სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი. ამ მუშაობას ხელმძღვანელობდნენ ვერნადსკი, ფერსმანი,

ვინოგრადოვი, ხლოპინი და სხვ., მათი ხელმძღვანელობით ისწავლებოდა რადიოაქტიური ელემენტების და კეთილშობილი აირების, მრავალი იშვიათი და გაფანტული ელემენტის, მათ რიცხვში Jn, Ga, Se, Te, Hg და სხვ. გავრცელება. ო. ე. ზეიაგინცევი და სხვები სწავლობდნენ პლატინის და მისი ჯგუფის ელემენტების გავრცელებას. ვერნადსკის და ვინოგრადოვის ხელმძღვანელობით გამოიკვება ელემენტთა კლარკები ზუოსფეროში, ე. ი. მცენარეებსა და ცხოველებში, ნიადაგებში, წყლებში და ა. შ.

კლარკების შეგამებულ ცხრილებს კლარკის და ვაშინგტონის გარდა, მრავალი სხვა მკვლევარიც აქვეყნებდნენ, ნაწილობრივ როგორც საკუთარ კვლევით შედეგს, ნაწილობრივ სხვა ექსპერიმენტატორების კვლევით შედეგებს. ცნობილია ცხრილები, ვერნადსკის (1925—1930 წ. წ.), გევეის (1929—1932 წ.წ.), ნოდაკების (1932 წ.), ფერსმანის (1923 და 1928, 1932 და 1933 წ.წ.), ვინოგრადოვის (1949 წ.) მიერ გამოქვეყნებული. ამ მხრივ შეტისმეტად დიდი ღვაწლი მიუძღვის ვერნადსკის. უკანასკნელმა დედამიწის ქერქის კლარკების გამოანგარიშების დროს, განსაკუთრებული ყურადღება მიაქცია ელემენტთა შემცველობას პიდროსფეროში, ატმოსფეროსა და ბიოსფეროში, რასაც მანამდე ჩვეულებრივ ყურადღებას არ აქცევდნენ. მან ხაზგამხობი განზრდის მიმართულებით შეასწორა ნახშირბადის (C) დან 0,4%-მდე), S, J, Br, Jn, Te და ზოგერთი სხვა ელემენტების კლარკები და პირველმა მოგვცა ელემენტთა დეკადებად დანაწილების ძალიან ხელსაყრელი ხერხი. პირველ დეკადაში დაჯგუფებული იყო ათეული პროცენტებით გამოხატული კლარკების მქონე ელემენტები (O, S), მეორე დეკადაში ერთეულ პროცენტებით გამოხატული კლარკების მქონე ელემენტები (Al, Fe, Ca, Na, Mg, H) და ა. შ.

უკანასკნელ დეკადას (XIII) მიკუთვნებულია ყველაზე უფრო იშვიათი ელემენტი—პროტაქტინიუმი, რომლის შემცველობა დედამიწის ქერქში 7.10⁻¹¹ % შეადგენს) ე. ი. თითქმის სამჯერ ნაკლები, ვიდრე მეორე, აგრეთვე ზეიშვიათი ელემენტის—XII დეკადას მიკუთვნებული რადიუმის შემცველობა. მე-3 ცხრილში მოყვანილია ვერნადსკის მიხედვით (ფერსმანის დამატებებით), დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების დანაწილება.

ცხრილი B

დეკადები	წონითი პროცენტები	წონა ტონებში	ელემენტები
I	>10	>10 ¹⁸	O, Si
II	1-10	10 ¹⁷ -10 ¹⁸	Al, Fe, Ca, Na, Mg, K, H
III	10 ⁻¹ -10 ⁰	10 ¹⁶ -10 ¹⁷	Ti, C, Cl, P, S, Mn
IV	10 ⁻² -10 ⁻¹	10 ¹⁵ -10 ¹⁶	F, Ba, N, Sr, Cr, Zr, V, Ni, Zn, B, Cu
V	10 ⁻³ -10 ⁻²	10 ¹⁴ -10 ¹⁵	Rb, Li, Y, Be, Ce, Co, Th, Nd, Pb, Ga, Mo, Br, U, Yb, Dy, Gd, Sm, Er, La, Sn, Sc, W, Cs, Cd, As, Pr, Hf, Ar, Cp, Hg, Tu, Ho, Tb, J, Ge
VI	10 ⁻⁴ -10 ⁻³	10 ¹³ -10 ¹⁴	Se, Sb, Nb, Ta, Eu, In, Bi, Tl, Ag
VII	10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴	10 ¹² -10 ¹³	Pd, Pt, Ru, Os, Po, Au, Rh, Ir, Te, He
VIII	10 ⁻⁶ -10 ⁻⁵	10 ¹¹ -10 ¹²	Ne, Re, Ma
IX	10 ⁻⁷ -10 ⁻⁶	10 ¹⁰ -10 ¹¹	Kr
X	10 ⁻⁸ -10 ⁻⁷	10 ⁹ -10 ¹⁰	X
XI	10 ⁻⁹ -10 ⁻⁸	10 ⁸ -10 ⁹	Ra
XII	10 ⁻¹⁰ -10 ⁻⁹	10 ⁷ -10 ⁸	Pa
XIII	10 ⁻¹¹ -10 ⁻¹⁰	10 ⁶ -10 ⁷	

ა. ე. ფერსმანმა წინადადება წამოაყენა, რომ კლარკების სიდიდე გამოესაზოთ არა მარტო წონით პროცენტებში, არამედ ატომებშიაც. ის სავსებით

№№:	ე ლ ე მ ე ნ ტ ე ბ ი	კლარკი და	ა. ე. ფერსმანი	ა. პ. ვინოგრადოვი	
		ვაშინგტონი (1924 წ.)	(1933-1939 წ.წ.)	1949 წ.	1949 წ.
		წონითა	პროცენტები	წონითი პროცენტები	ატომური პროცენტები
1	წყალბადი	0,88	1 · 10 ⁰	0,15	3,0
2	ჰელიუმი	—	1 · 10 ⁻⁶	—	—
3	ლითიუმი	0,004	5 · 10 ⁻³	6,5 · 10 ⁻³	0,019
4	ბერილიუმი	0,001	4 · 10 ⁻⁴	6 · 10 ⁻⁴	1,2 · 10 ⁻³
5	ბორი	0,001	5 · 10 ⁻³	8 · 10 ⁻⁴	6 · 10 ⁻⁴
6	ნახშირბადი	0,087	0,85	0,1	0,15
7	ახოტი	0,03	0,04	0,01	0,025
8	ენგბადი	49,52	49,13	47,2	58,0
9	ფტორი	0,027	0,08	0,027	0,028
10	ნეონი	—	5 · 10 ⁻¹	—	—
11	ნატრიუმი	2,64	2,40	2,64	2,4
12	მაგნიუმი	1,94	2,85	2,10	2,0
13	ალუმინი.	7,51	7,45	8,90	6,8
14	სილიციუმი	25,75	26,00	27,6	20,0
15	ფოსფორი	0,12	0,12	0,08	0,06
16	კალციუმი	0,048	0,10	0,05	0,03
17	ქლორი	0,19	0,20	0,045	0,028
18	არგონი	—	4 · 10 ⁻⁴	—	—
19	კალიუმი	2,40	2,35	2,80	1,4
20	კალციუმი	3,99	3,25	3,8	2,0
21	სკანდიუმი	" · 10 ⁻³	6 · 10 ⁻¹	6 · 10 ⁻⁴	8 · 10 ⁻⁴
22	ტიტანი	0,58	0,81	0,8	0,25
23	ვანადიუმი	0,016	0,02	0,015	0,006
24	ქრომი	0,033	0,03	0,02	0,008
25	მანგანუმი	0,08	0,10	0,09	0,032
26	კობალტი	4,70	4,20	5,10	2,0
27	ნიკელი	0,01	2 · 10 ⁻³	0,003	0,0015
28	სპილენძი	0,018	0,02	0,008	0,0032
29	სპილენძი	0,01	0,01	0,01	0,0036
30	თუთია	0,004	0,02	0,005	0,0015
31	ბადიუმი	" · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻⁴	1,3 · 10 ⁻³	4 · 10 ⁻⁴
32	ბერკლიუმი	" · 10 ⁻³	4 · 10 ⁻⁴	7 · 10 ⁻⁴	2 · 10 ⁻⁴
33	დარიზმანი	" · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻⁴	1,5 · 10 ⁻⁴
34	სელენი	" · 10 ⁻⁶	8 · 10 ⁻³	6 · 10 ⁻³	1,5 · 10 ⁻³
35	ბრომი	" · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻³	1,6 · 10 ⁻⁴	4 · 10 ⁻³
36	კრიპტონი	—	2 · 10 ⁻³	—	—
37	რუბიდუმი	" · 10 ⁻³	8 · 10 ⁻³	0,03	0,007
38	სტრონციუმი	0,017	0,035	0,04	0,01
39	იტრიუმი	—	5 · 10 ⁻³	0,0028	6 · 10 ⁻⁴
40	ციროკონიუმი	0,023	0,025	0,02	0,004
41	ნიობიუმი	—	3,2 · 10 ⁻³	0,001	2 · 10 ⁻⁴
42	მოლიბდენი	" · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻³	3 · 10 ⁻⁴	6 · 10 ⁻³
43	მახურიუმი	—	1 · 10 ⁻¹	—	—
44	რუტენიუმი	" · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³
45	როდიუმი	" · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻¹	1,7 · 10 ⁻³
46	პალადიუმი	" · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	1,6 · 10 ⁻¹
47	ვერცხლი	" · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	1,6 · 10 ⁻³
48	კადმიუმი	" · 10 ⁻¹	5 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻³	7,6 · 10 ⁻³
49	ინდიუმი	" · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	1,5 · 10 ⁻³
50	კალა	" · 10 ⁻⁴	8 · 10 ⁻³	4 · 10 ⁻³	7 · 10 ⁻⁴
51	სტიბიუმი	" · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³	4 · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³
52	ტელური	" · 10 ⁻¹	1 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	4,8 · 10 ⁻¹
53	იოდი	" · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻¹	3 · 10 ⁻³	4 · 10 ⁻³

№№	ელემენტები	კლარკი და ვაშინგტონი (1924 წ.)		ა. ე. ფერსმანი (1934—1939 წ.წ.)		ა. პ. ვინოგრადოვი (1949 წ.)	
		წონითი პროცენტები	პროცენტები	წონითი პროცენტები	პროცენტები	წონითი პროცენტები	პროცენტები
54	ქსენონი	—	3 · 10 ⁻⁹	—	—		
55	ცეზიუმი	„ · 10 ⁻⁷	1 · 10 ⁻⁹	7 · 10 ⁻⁴	9 · 10 ⁻⁸		
56	ბარიუმი	0,047	0,05	0,05	0,0057		
57	ლანტანი	—	6,5 · 10 ⁻⁴	1,8 · 10 ⁻³	2,5 · 10 ⁻⁴		
58	ცერიუმი	—	2,9 · 10 ⁻³	4,5 · 10 ⁻³	6 · 10 ⁻⁴		
59	პრაზეოდიუმი	—	4,5 · 10 ⁻⁴	7 · 10 ⁻⁴	9 · 10 ⁻⁵		
60	ნეოდიუმი	—	1,7 · 10 ⁻³	2,5 · 10 ⁻³	8,5 · 10 ⁻⁴		
61	ილინიუმი	—	??	—	—		
62	სამარიუმი	—	7 · 10 ⁻⁴	7 · 10 ⁻⁴	9 · 10 ⁻⁵		
63	ევროპიუმი	—	2 · 10 ⁻⁴	1,2 · 10 ⁻⁴	1,8 · 10 ⁻⁵		
64	გადოლინიუმი	—	7,5 · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻⁴		
65	ტერბიუმი	—	1 · 10 ⁻⁴	1,5 · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻³		
66	დისპროსიუმი	—	7,5 · 10 ⁻⁴	4,5 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻³		
67	ჰოლმიუმი	—	1 · 10 ⁻⁴	1,8 · 10 ⁻⁴	1,5 · 10 ⁻³		
68	ერბიუმი	—	6,5 · 10 ⁻⁴	4 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻³		
69	თულიუმი	—	1 · 10 ⁻⁴	8 · 10 ⁻⁵	8 · 10 ⁻³		
70	იტერბიუმი	—	8 · 10 ⁻⁴	9 · 10 ⁻⁴	3 · 10 ⁻³		
71	კასიოპი	—	1,7 · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻³		
72	ჰაფნიუმი	3 · 10 ⁻⁸	4 · 10 ⁻⁴	3,2 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻³		
73	ტანტალი	—	2,4 · 10 ⁻³	2 · 10 ⁻⁴	1,8 · 10 ⁻³		
74	ვოლფრამი	5 · 10 ⁻³	7 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻³		
75	რენიუმი	—	1 · 10 ⁻⁷	1 · 10 ⁻⁷	8,5 · 10 ⁻³		
76	ოსმიუმი	„ · 10 ⁻⁶	5 · 10 ⁻⁶	5 · 10 ⁻⁶	5 · 10 ⁻⁷		
77	ირიდიუმი	„ · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻⁷	8,5 · 10 ⁻³		
78	პლათინა	„ · 10 ⁻⁷	2 · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻³		
79	ოქრო	„ · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻³		
80	ვერცხლისწყალი	„ · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³	7 · 10 ⁻⁶	7 · 10 ⁻⁷		
81	ტალიუმი	„ · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	9 · 10 ⁻⁴	3 · 10 ⁻³		
82	ტყვია	2 · 10 ⁻³	6 · 10 ⁻³	1,6 · 10 ⁻³	1,6 · 10 ⁻⁴		
83	ბისმუტი	„ · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻³	2 · 10 ⁻³	1,7 · 10 ⁻³		
84	პოლონიუმი	—	5 · 10 ⁻⁶	2 · 10 ⁻¹⁴	2 · 10 ⁻¹⁵		
85	ალბამიუმი	—	?	—	—		
86	ემანაცია	—	?	7 · 10 ⁻¹⁶	5 · 10 ⁻¹⁷		
87	გირგინიუმი	—	?	—	—		
88	რადიუმი	„ · 10 ⁻¹⁰	2 · 10 ⁻¹⁰	1 · 10 ⁻¹⁰	9 · 10 ⁻¹¹		
89	აქტინიუმი	—	—	6 · 10 ⁻¹⁴	5 · 10 ⁻¹⁵		
90	თორიუმი	2 · 10 ⁻³	1 · 10 ⁻³	8 · 10 ⁻⁴	7 · 10 ⁻⁴		
91	პროტაქტინი	—	7 · 10 ⁻¹¹	1 · 10 ⁻¹⁰	8 · 10 ⁻¹¹		
92	ურანი	8 · 10 ⁻³	4 · 10 ⁻⁴	8 · 10 ⁻⁴	2 · 10 ⁻³		

სწორად თვლიდა, რომ ელემენტთა გავრცელების ხარისხის განსაზღვრის დროს, გეოქიმიკა უნდა გამოიმდინარეობდეს მათი ატომების რიცხვის შეფარდებიდან, და არა მათი წონის შეფარდებიდან, მსგავსად იმისა, როგორც ქიმიური რეაქციების დროს გაცილებით უფრო მოსახერხებელია გრამ-მოლეკულებით და გრამ-ატომებით მოქმედება.

მე-4 ცხრილში მოყვანილია დედამიწის ქერქის კლარკები: კლარკის და ვაშინგტონის, ფერსმანის და ვინოგრადოვის მიხედვით (უკანასკნელი მხოლოდ ლითონფეროს იღებდა მხედველობაში; პირველი, ამის გარდა, მხედველობაში ლეზულაზდენე ჰიდროსფეროს და ატმოსფეროს).

ცხადია, რომ კლარკების ყველა ეს ცხრილი არ წარმოადგენს საბოლოოს, ისინი მხოლოდ ცოტად თუ ბევრად დაახლოებული არიან სინამდვილესთან,

და უპასუხებენ მათი შესაბამისი მეცნიერების თანამედროვე დონეს. უდავოა ახალი ფაქტები, ახალი ანალიზები, ახალი, უფრო სწორი წარმოდგენა დედამიწის ფარგლებში სხვადასხვა ტიპის ქანების ოდენობითი გავრცელების შესახებ, და აგრეთვე სასარგებლო ნაპარხთა ახალი ბუდობების პოვნა, კლარკების უფრო ზუსტი ცხრილების გამოქვეყნების საშუალებას მისცემენ. ახალ ცხრილებში ზოგიერთი ციფრი, ალბათ, ძალიან განსხვავებული იქნება არსებულიასაგან: ეს ეხება ნაკლებად გავრცელებულ ელემენტებს, და აგრეთვე იმ ელემენტებს, რომლების გავრცელება დედამიწის ქერქში განსაკუთრებით არათანაბარია. მხოლოდ, რაც შეეხება უფრო გავრცელებულ ელემენტს, როგორც უკვე არსებული ცხრილების შედარება გვიჩვენებს, აქ დიდ შესწორებას არ ექნება ადგილი.

ზოგიერთ შემთხვევაში, კლარკების გამოანგარიშება შეგვიძლია შევადაროთ სასარგებლო ნაპარხების მარაგის გამოანგარიშებას, რომელიც ფაქტების დაგროვებასთან ერთად თანდათან უახლოვდება ნამდვილ ციფრებს, ე. ი. A კატეგორიის ციფრებს (C და B კატეგორიებზე გამოვლით).

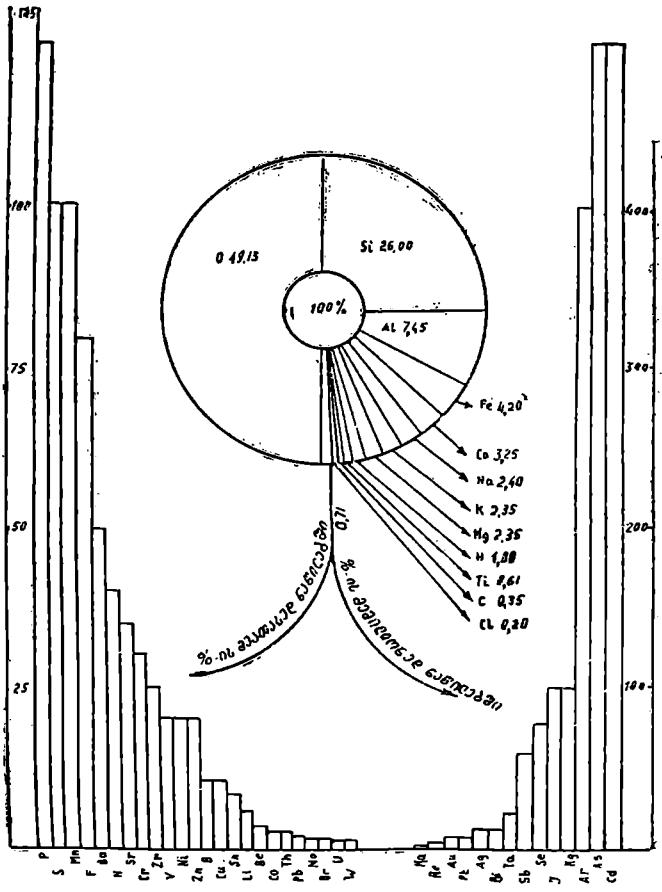
კლარკების არსებული ცხრილები ახლაც იძლევიან რიგი დასკვნების გამოტანის და აგრეთვე ზოგიერთი კანონზომიერების დასახვის საშუალებას.

უპირველეს ყოვლისა გვაოცებს ზოგიერთი ელემენტის კლარკების სიდიდის განსხვავება: დაწყებული 49,13%-დან (ყანგბადისათვის) გათავებული 7.10-11 % (პროტაქტინიუმისათვის). უფრო გავრცელებული ელემენტების კლარკები მილიონჯერ და მილიარდჯერ უფრო მალაია, ვიდრე უფრო იშვიათი ელემენტების. შესაბამისად ყანგბადის და სილიციუმის შეჯამებული რაოდენობა დედამიწის ქერქში გამოიხატება ციფრით $n \cdot 10^{18}$ ტ, ხოლო რადიუმის $n \cdot 10^7$ ტ, პროტაქტინიუმში—მხოლოდ $n \cdot 10^6$ ტ, დედამიწის ქერქის დაახლოებით 2,5-10¹⁹ ტ წონის დროს. დედამიწის ქერქში ელემენტთა გავრცელების ეს არათანაბრობა განსაკუთრებით ნათელი ხდება, თუ ელემენტებს დაევალებათ კლარკების შემცირების თანმიმდევრობით: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C, Cl და ა. შ. და გამოვიანგარიშებთ ამ რიგის პირველი წევრების შეჯამებულ რაოდენობას. ჩვენ ვნახავთ, რომ პირველი სამი უფრო გავრცელებული ელემენტი (O+Si+Al) წონით 82,58%-ს შეადგენენ, პირველი 9 ელემენტის—98,13%, პირველი 12—99,29%, პირველი 15—99,61%, ე. ი. დანარჩენ 77 ელემენტზე მხოლოდ 0,39% მოდის.)

მოყვანილი დიაგრამა (ნახ. 4), სადაც ნაჩვენებია დედამიწის ქერქში 50 ქიმიური ელემენტის გავრცელება, იგივე დებულებას გამოხატავს გრაფიკულად.

შემდეგ, პერიოდულ ცხრილში კლარკების ციფრების ელემენტთა რიგით ნომრებთან შედარებით შეგვიძლია გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ უფრო მეტად გავრცელებული ელემენტები მოთავსებული არიან პერიოდული ცხრილის დასაწყისთან ახლოს და დასაწყისიდან მოშორებით საერთოდ ელემენტთა კლარკები უფრო და უფრო დაბალი ხდებიან (მცირე გამოწვევის გარდა). ამ კანონზომიერებას პირველად ყურადღება მიაქცია მენდელეევიძმა.

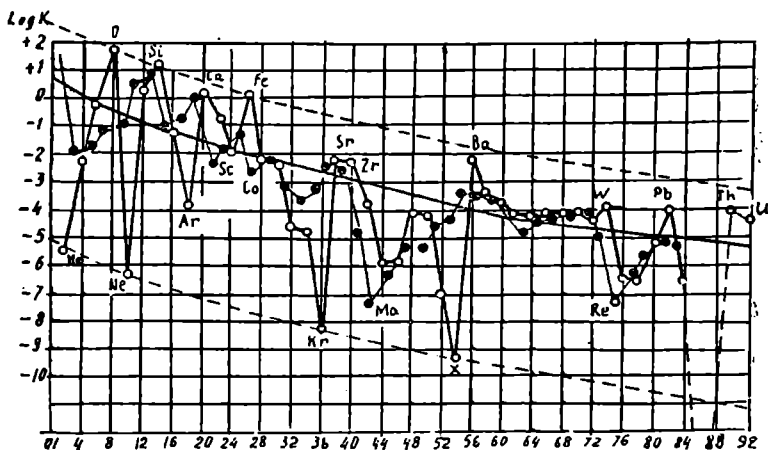
მართლაც, პირველ 30 ელემენტს შორის (წყალბადიდან-თუთიამდე) კლარკები იშვიათად ეშვებიან პროცენტის მესამედ ნაწილზე უფრო დაბლა და უფრო ხშირად გამოიხატებიან პროცენტის მეათედ ან მთელ ნაწილშიც კი,



ნახ. 4. ელემენტთა გაერთიანება დედამიწის ქერქში.

და პირიქით, დანარჩენ ელემენტებში სკარბოზენ მცირე კლარკები, რომლებიც მხოლოდ ძალიან იშვიათად აღწევენ პროცენტის მეათასედ ნაწილებს.

სქემაში შეიძლება ჩაითვალოს, რომ უმრავლესი ელემენტის კლარკები იცვლება პერიოდულ ცხრილში მათი რიგითი ნომრის რაღაც ხარისხის უკუ-



ნახ. 5. ელემენტების კლარკების ლოგარიტმები.

პროპორციულად, თუმცა ამ წესიდან ზოგიერთი გამონაკლისიც არის, ე.წ. ქარბი და დეფიციტური ელემენტები.

ფერსმანის წინადადების თანახმად თუ ავაგებთ ლოგარიტმულ მრუდს, რომლის აბსცისთა ღერძზე მოვთავსებთ ელემენტთა რიგით ნომრებს, ხოლო ორდინატთა ღერძზე—ატომური (ან წონითი) კლარკების ლოგარიტმებს და გავატარებთ პარალელურ მრუდებს (ერთს O, Si, Fe-ზე, მეორეს Ne, Kr, Xe-ზე), მაშინ ზემოხსენებული კანონზომიერებანი უფრო მკვეთრ გამოხატულებას იპოვნიან. მართლაც, დიაგრამიდან (ნახ. 5) ჩანს კლარკების საერთო ტენდენცია დაწვეისაკენ ელემენტების მარცხნიდან მარჯვნივ გადასვლისას, ე. ი. რიგითი ნომრის ვადიდებასთან (დიაგრამაზე წერილი ხაზებით შეერთებულია კენტი დასახელების ელემენტების ლოგარიტმები, ხოლო მსხვილით—ლუწი).

ჩვენ ვამჩნევთ, რომ უმეტეს ელემენტთა კლარკები თავსდება რომელიღაც საშუალო ლოგარიტმული მრუდის მახლობლად, ზოგიერთნი კი ძლიერ იხრებიან ზევით (ქარბი) ან ქვევით (დეფიციტური). უკანასკნელებს ეკუთვნის, მაგალითად, Li, Be და B, თუმცა ეს ელემენტები მოთავსებულია პერიოდული სისტემის დასაწყისში, მათი კლარკები მეტად მცირეა. უფრო დასაშვებია, რომ მათი დეფიციტის (არა მარტო დედამიწის ქერქში, არამედ მთლიანად დედამიწაზე და კოსმოსში) მიზეზს წარმოადგენს მათი ატომგულების არასაკმარისი მდგრადობა. ექსპერიმენტულად ეს საკმაოდ ადვილად მტკიცდება, დეფიციტურ ელემენტთა ატომგულების შედარებით ადვილად დაშლით, სწრაფად

მოდრავი ნაწილაკების (ნეიტრონებით, პროტონებით, ალფა-ნაწილაკებით) სა-
შუალებით. ასეთი ბომბდაშენა ბუნებრივ პირობებშიაც გამორიცხული არ
არის, ამიტომ ატომგულების არამდგრადობას ამ მხრივ მათ დაშლას და სხვა
უფრო მდგრად ატომგულებში გადასვლას იწვევს. მაშასადამე, ერთი ატომების
შემციარებას და მეორეთა დაგროვებას.

ამავე მიზეზით უნდა აეხსნათ მეტად არამდგრადი და ამის გამო თვით-
შლადი რადიოაქტიური ელემენტების, განსაკუთრებით რადიუმის და პროტა-
ქტინიუმის უმნიშვნელო შემცველობა. ლოგიკური მსჯელობით, ჩვენ უნდა გა-
შვიტანოთ დასკვნა, რომ მეტად გავრცელებული ელემენტების ატომებს უფრო
მდგრადი ატომგულები ექნებათ.

ეს დებულება ილუსტრირებულია ოდო-პარკინსის წესით: პერიოდული
სისტემის ორ მეზობელ ელემენტს შორის, როგორც წესი, ლუწი რიგითი ნო-
მრის მქონე ელემენტების კლარკი უფრო მაღალია, ვიდრე კენტის კლარკი. ასე
მაგალითად, პირველ 28 ელემენტს შორის ლუწი რიგითი ნომრის მქონე
ელემენტების წონა 86,36% შეადგენს, კენტების კი—13,64% (ატომთა რიცხვის
მიხედვით შესაბამისად 74,86 და 25,14%). ეს წესი განსაკუთრებით კარგად
უდგება იშვიათი მიწების ოჯახს, სადაც ის ყოველგვარი გამონაკლისის გარე-
შე დასტურდება ყველა ელემენტის მიმართ. მაგრამ, საერთოდ არსებობს
გამონაკლისები ამ წესიდან და ამ გამონაკლისების მიზეზი დედამიწის ქერქში
ზოგჯერ საკმაოდ ნათელია. ასეთ გამონაკლისებს ეკუთვნიან, მაგალითად,
ძალიან დეფიციტური კეთილშობილი აირები He (2), (10), Ar (18), Kr (36), X
(54), რომელთა ატომგულები უნდა ჩავთვალოთ მდგრადებად და რომლებსაც
პერიოდულ სისტემაში ლუწი ადგილები უჭირავთ. დედამიწის ქერქში ამ ელ-
მენტების დეფიციტი, ალბათ, იმით აიხსნება, რომ ისინი სხვა ელემენტებო-
საგან განსხვავებით ქიმიური ინერტულობის გამო, ქიმიურად მდგრად შენა-
ერთებში არ შედიან, და წარმოადგენენ რა დაბალი ხვედრითი წონის მქონე
აირებს, ადვილად შორდებიან დედამიწის ქერქის არეს და შესაძლებელია
საერთოდ დედამიწის მიზიდულობის სფეროს.

აღსანიშნავია, რომ დედამიწის ქერქში, საერთოდ დედამიწაზე და მე-
ტეორიტებში სჭარბობენ ის ლუწი ელემენტები, რომელთა რიგით ნომრებს
სხვაობა 6-ის ტოლი ან ჯერადი აქვთ.

ელ ე მ ე ნ ტ ი	O	Si	Ca	Fe	Sr	Sn	Ba
რიგითი ნომერი	8	14	20	26	38	50	56
ნომრების სხვაობა	6	6	6	12	12	6	

ეს მარტივი ემპირული კანონზომიერება უდავოდ ატომის აგებულებას-
თან არის დაკავშირებული, მაგრამ ჯერჯერობით საბოლოოდ არ არის გა-
მორკვეული.

იმისათვის, რომ კლარკების ცხრილიდან გავაკეთოთ შემდგომი დასკვნე-
ბი, აუცილებელია მივმართოთ ელემენტთა იზოტოპურ შემადგენლობას.

ქიმიური ელემენტები, როგორც წესი, იზოტოპების ნარევის წარმოადგე-
ნენ, ე. ი. ერთნაირი რიგითი ნომრების (დამუხტვის) მქონე ატომებს, მაგრამ

მასის სხვადასხვა რიცხვით. იზოტოპების უდიდესი რიცხვი (10) აქვს კალას; ქსენონს ცხრა იზოტოპი, კადმიუმს და ტელურს რვა-რვა იზოტოპი, სხვა რთულ ელემენტებს იზოტოპების ნაკლები რიცხვი აქვთ. მხოლოდ 22 ელემენტი შედგება ერთი ტიპის ატომებისაგან და ამის გამო მარტივებად ითვლებიან. მათ ეკუთვნის F, Na, P, V, Mn, Au და სხვ.

სულ ამჟამად 284 მდგრადი იზოტოპია ცნობილი, ამასთან ყოველი ნატურალური რიცხვისთვის 1-დან 209-მდე ცნობილია სტაბილური ატომი.

განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია იზოტოპების გავრცელების პრობლემა. მისი გადაწყვეტა შესაძლებელი გახდა მხოლოდ ამ ბოლო წლებში, როდესაც მასის—სპექტროგრაფის მეთოდი იქნა დამუშავებული, ე. ი. იზოტოპების დაყოფის მეთოდი, რომელიც საშუალებას იძლევა ცალკეული იზოტოპების შემკველობის დადგენა რთულ ქიმიურ ელემენტებში. მკვლევარების ხელში მოხვედრილი სხვადასხვა რთული ელემენტების იზოტოპური შემადგენლობის შესწავლამ გამოავლინა, რომ ამ შემადგენლობას თითოეული ჩვეულებრივი ელემენტისათვის (რომელიც რადიოაქტიურ მოვლენებთან არ არის დაკავშირებული), მიუხედავად ბუნებაში ამ ელემენტის წარმოშობის პირობებისა, ახასიათებს მუდმივობა.

ამგვარად, ზღვის წყლიდან ამოღებულნი ქლორის და მაგმური მინერალებიდან (სოდალიტი, აპატიტი და სხვ.) გამოყოფილი ქლორის ატომური წონები, მეთოდის სიზუსტის ფარგლებში, იდენტური აღმოჩნდნენ (ასეთივე ზუსტი გამოკვლევები იყო ჩატარებული მრავალი სხვა ელემენტისთვის, მათ რიცხვში Ni, Fe, Si, Hg, Sb, Cu, N. ყველა გამოკვლევებმა დაადასტურა ატომური წონების მუდმივობა, მაშასადამე, ერთნაირი იზოტოპური შემადგენლობა).

აღსანიშნავია, რომ ერთი და იგივე იზოტოპური შემადგენლობა (მეთოდის სიზუსტის ფარგლებში) იყო დადგენილი როგორც მიწიერი წარმოშობის ელემენტებისთვის, ასევე მეტეორიტული ელემენტებისთვის, მათ რიცხვში ნიკელისთვის, სილიციუმისთვის, რკინისთვის. მაგალითად, რკინისთვის მიღებული იყო შემდეგი მონაცემები:

იზოტოპების ატომური წონა	54	56	57	58
მიწიერი რკინის იზოტოპების წონითი რაოდენობა (%)	6,37	100	2,37	0,31
მეტეორიტული	6,32	100	2,32	0,33

ამ დასკვნებს განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს იმიტომ, რომ ამტკიცებენ მიწიერი და კოსმიური სხეულების ერთნაირ შემადგენლობას და ამით ადასტურებენ ჰიპოთეზებს მათი ერთნაირი წარმოშობის შესახებ.

მაგრამ ცნობილია შემთხვევები, როდესაც მიწიერი წარმოშობის რთული ელემენტების იზოტოპურ შემადგენლობაში განსხვავებაა. განსაკუთრებით მკვეთრ მაგალითს წარმოადგენს რადიოაქტიური წარმოშობის ტყვია. ტყვიისათვის დადგენილ იზოტოპებს შორის (204, 206, 207, 208) ჰარბობს ან ურანის (206). ან თორიუმის ტყვია (208), იმასთან დაკავშირებით, თუ რომელი ელემენტის—ურანის ან თორიუმის დაშლის პროდუქტს წარმოადგენს ის.

დამტკიცებული იყო, რომ ატმოსფეროს ჰელიუმის და ქაბურღილებიდან ამოღებული ჰელიუმის იზოტოპური შემადგენლობა რამდენიმედ განსხვავებულია: პირველ შემთხვევაში He^4 და He^3 შორის ფარდობა აღმოჩნდა $9 \cdot 10^6$, ხოლო მეორე შემთხვევაში $7 \cdot 10^6$, რაც შეიძლება დაკავშირებული იყოს გრავიტაციულ დიფერენციაციასთან, რომელიც იწვევს ქაბურღილების ჰელიუმის უფრო მძიმე იზოტოპებით გამდიდრებას.

დამტკიცებული იყო აგრეთვე ერთგვარი განსხვავება ბორის იზოტოპურ შემადგენლობაში. განსხვავება ბორის ატომურ წონებში, მართალია, უმნიშვნელოა ($0,01$ -მდე), მაგრამ არსებული მეთოდებით ხერხდება მისი ფიქსირება.

ვერნადსკის, ვინოგრადოვის და სხვა საბჭოთა მეცნიერების შრომებით დამტკიცებული იყო სხვადასხვა წარმოშობის წყალში ენგბადის და წყალბადის იზოტოპური შემადგენლობის განსხვავება. ამგვარად დადგენილი იყო ქლორიტების კრისტალიზაციურ წყალში ჩვეულებრივ წყალთან შედარებით დეიტერიის (H^2) გადიდებული შემადგენლობა. შემჩნეულია აგრეთვე ფოტოსინთეზის პროცესების შედეგად მიღებული ენგბადის შემადგენლობას და სხვა წარმოშობის ენგბადს შორის განსხვავება. ამ დასკვნებს დიდი მნიშვნელობა აქვს გეოქიმიის, კერძოდ ატმოსფეროს წარმოშობის საკითხში.

ტუმცა, თავისი თვისებებით იზოტოპები საკმაოდ ახლო დგანან ერთმანეთთან, ისინი აბსოლუტურად ერთნაირები მაინც არ არიან. ამის გამო ბუნებაში მიმდინარე ზოგიერთი პროცესის დროს, შესაძლებელია იზოტოპების ერთგვარი, მცირე დიფერენციაცია. ეს, როგორც ვნახეთ, ცალკეული ელემენტებისთვის უკვე დამტკიცებულია და სხვებისთვის კი, როგორც ჩანს, დადასტურებას ელოდება.

ელემენტების იზოტოპური შემადგენლობის დარღვევა დედამიწაზე შეიძლება ატომულების გარდაქმნის შედეგი იყოს. რადიოაქტიური გარდაქმნების შემთხვევებისათვის ეს დარღვევა კარგადაა დამტკიცებული, მაგრამ სავსებით შესაძლებელია, რომ ის იყოს აგრეთვე სწრაფად მოძრავი ნაწილაკების (ალფა-ნაწილაკების, ნეიტრონების და სხვ.) დედამიწაზე არსებულ ზოგიერთ სხვა ელემენტებზე ზემოქმედების შედეგი. ამ ატომულური გარდაქმნების დროს წარმოიშვებიან სხვა იზოტოპების სხვა უჩვეულო ფარდობებიც.

ამრიგად, ზემოთ გამოტანილი დასკვნა სხვადასხვა წარმოშობის ელემენტების იზოტოპური შემადგენლობის მუდმივობის შესახებ, ალბათ, სინამდვილესთან მხოლოდ პირველ მიახლოებას წარმოადგენს. ცხადია, რომ კვლევის მეთოდების ზრდაში დაზუსტება საშუალებას მოგვცემს ზემოჩამოთვლილი ელემენტების ჭარბა განსხვავება სხვა ელემენტების შემადგენლობაშიაც შევნიშნათ. ამის გამო ჩვენი პლანეტის და სხვა კოსმიური სხეულების შემადგენლობა, ელემენტების წარმოშობა და მიგრაცია—თანამედროვე გეოქიმიის ეს მნიშვნელოვანი პრობლემები—მიიღებენ უფრო სრულ და ღრმა გაშუქებას.

ატომთა ცალკეული ტიპების წარმოშობის პრობლემასთან დაკავშირებით იბადება მეორე საკითხი: არის თუ არა დედამიწის შემადგენლობა (კერძოდ, დედამიწის ქერქის კლარკები) მუდმივი დროში?

ამ კითხვაზე უარყოფითი პასუხი გაიცემა: დედამიწის შემადგენლობა მთლიანად და დედამიწის ქერქის შემადგენლობა, როგორც მისი ნაწილისა,

რომელიც დაკავშირებულია მატერიალურ გაცვლით ღრმა გეოსფეროებთან და კოსმოსთან ექვეგარეშეა იცვლება დროში. ეს, თანამედროვე მეცნიერებით დადგენილი, მთელი რიგი ფაქტებით მტკიცდება.

ერთი მხრივ, დედამიწა მულამ ლეზულობს მეტეორიტების და კოსმიური შტერის სახით კოსმიურ ნივთიერებას, რომელიც კიმიური შემადგენლობით განსხვავდება დედამიწის ქერქისაგან.

მეორე მხრივ, დედამიწა მულამ გადასცემს სამყაროს სივრცეს თავის ელემენტების ნაწილს, პირველ რიგში მჩატე აირებს—ჰელიუმს, ნეონს, შესაძლებელია აგრეთვე წყალბადს, აზოტს და სხვა აირად ელემენტებსა და შენაერთებს.

მაგრამ, ის ელემენტებიც, რომლებმაც რიგი გეოლოგიური ეპოქების მანძილზე შეინარჩუნეს მკიდრო კავშირი დედამიწის სივრცესთან, ნაწილობრივ განიცდიან ცვალებადობას

მაგალითად, რადიაქტიური ელემენტები, როგორიცაა ურანი და თორიუმი, საბოლოო ანგარიშში გარდაიქმნიებიან მდგრად ელემენტებად—ტყვიასა და ჰელიუმში. ცხადია, რომ წარსულში ურანის და თორიუმის კლარკები გაცილებით უფრო მაღალი იყო, ტყვიის კლარკები კი გაცილებით უფრო დაბალი, ვიდრე ამჟამად. და რაც უფრო შორეულ წარსულს ავიღებთ, მით უფრო არსებით განსხვავებას აღმოვაჩინებთ.

ურანის და თორიუმის შესახებ ნათქვამი, ალბათ, ყველა სხვა ელემენტსაც ეხება, რომლებიც თავისთავად გარდაიქმნას განიცდიან, ე. ი. სხვა რადიაქტიური ატომებსაც, რომლებიც თავისთავად იშლებიან, და იმ ატომებსაც, რომელნიც ალფა-ნაწილაკების, ნეიტრონების, პროტონების და სხვა სწრაფად მოძრაე ელემენტარული ნაწილაკების ზემოქმედებით დაშლის და გადასვლის უნარი აქვთ სხვა უფრო მდგრად ატომებში. რასაკვირველია, აქ შემადგენლობის შეცვლა დროში გაცილებით უფრო ნაკლები იქნება, ვიდრე პირველ შემთხვევაში.

დროში იცვლება თვით ელემენტების იზოტოპური შემადგენლობაც, ვინაიდან მდგრადობა სხვადასხვა ტიპის ატომებისა, რომლებიც ელემენტის პლეადის ქმნიან, ნაირგვარია. ეს ექსპერიმენტულად მტკიცდება მთელი რიგი ელემენტებისათვის.

უფრო მკვეთრად ეს გამოვლინებულია ისევე ურანში, რომლის ცალკეულ იზოტოპებს მეტად განსხვავებული სიცოცხლის ხანგრძლიობა ანუ მდგრადობა აქვთ. ამგვარად, P^{238} ნახევრად დაშლის პერიოდი $4,5 \cdot 10^8$ წელს აღწევს, ხოლო შესაბამისად P^{235} $7,1 \cdot 10^8$ წელს. მაშასადამე 700 მილიონი წლის წინათ P^{235} -ის იზოტოპის ატომები ორჯერ მეტი იყო, ხოლო ორი მილიარდი წლის წინათ ექვსჯერ მეტი. რაც შეეხება P^{238} , მისი შემადგენლობა თუმცა დროთა განმავლობაში მეტი იყო, ვიდრე ამჟამად, მაგრამ ეს განსხვავება ისეთი დიდი არ არის, როგორც უფრო მჩატე იზოტოპისათვის. ამგვარად, იზოტოპური შემადგენლობით, წარსული ეპოქების ურანი განსხვავდებოდა თანამედროვესაგან: მასში P^{235} იზოტოპის ატომები გაცილებით მეტი იყო, რომელიც ამჟამად საერთო შემადგენლობის მხოლოდ $0,72\%$ შეადგენს. მომავალში ეს შეფარდება კიდევ უფრო შეიცვლება, მჩატე იზოტოპების შემცველობის შემცირების მიმართულებით.

ურანის შესახებ ნათქვამი, ალბათ, რამდენიმედ ყველა სხვა ელემენტსაც ეხება, რომელთა იზოტოპებს ნაირგვარი მდგრადობა ახასიათებთ.

ცხადია, ჩვენი პლანეტის გეოლოგიური ისტორიის მსვლელობაში ელემენტთა კლარკების და იზოტოპური შემადგენლობის შეცვლის საკითხი, რომელსაც გაკვირით შევხებით, მოითხოვს სპეციალურ დეტალურ განხილვას, რაც ჯერ არ ჩატარებულა.

ქიმიურ ელემენტთა იზოტოპური შემადგენლობის ცხრილების განხილვით, შეგვიძლია გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ სქარბობენ იზოტოპები, 4-ის ჯერადი, მასის ნომრების მქონე, იზოტოპების დანარჩენი ტიპები გაცილებით ნაკლები რაოდენობით არიან.

ეს დასკვნა განსაკუთრებით სამართლიანია პერიოდული სისტემის ელემენტთა პირველი მესამედისათვის, რომელიც, როგორც ცნობილია, შეიცავს დედამიწაზე უფრო გავრცელებულ ელემენტებს. სახელდობრ, ამ გარემოებით აიხსნება სხვადასხვა მკვლევარის და განსაკუთრებით ფერსმანის მიერ გაკეთებული დასკვნა, რომ დედამიწაზე (და კოსმოსში) სქარბობენ 4q ტიპის მიხედვით აგებული ატომები.

მარტივი ელემენტების ან იზოტოპების (რთული ელემენტებისათვის) ატომური წონების 4-ზე გაყოფით, როგორც ცნობილია, ნაშთში მივიღებთ ან 0, ან 1, ან 2, ან 3. ფერსმანის გამოანგარიშების თანახმად, პერიოდული სისტემის პირველი 28 ელემენტისათვის, მათი ატომთა ტიპების მიხედვით, დედამიწის ქერქში ელემენტთა გავრცელების ასეთი რიცხვები გვაქვს (ცხრილი 5).

მოვიყვანოთ (ასტონის ცხრილიდან) ამ დასკვნის გამომხატველი რამდენიმე მაგალითი, ამისათვის შევარჩიოთ რამდენიმე უფრო გავრცელებული ელემენტი (ცხრილი 6).

ც ხ რ ი ლ ი 5

ატომის ტიპი	წონითი პროცენტები	ატომური პროცენტები
4q	86,81	74,81
4q+1	0,01	0,01
4q+2	0,05	0,05
4q+3	12,68	7,91
H	1,00	17,24
	100,05	100,02

ც ხ რ ი ლ ი 6

ელემენტი	რიცხვი	ფარდობითი შემადგენლობა
უანგბადი	16	99,76
	17	0,04
	18	0,20
სილიციუმი	28	92,28
	29	4,67
	30	3,05
რკინა	54	5,84
	56	91,68
	57	2,17
	58	0,31

4-ის ჯერადი ატომური წონის მქონე იზოტოპის მნიშვნელოვანი კარბობა დამახასიათებელია აგრეთვე ისეთი გავრცელებული ელემენტებისათვის, როგორცია ნახშირბადი (98,9%), მაგნიუმი (77,4%), გოგირდი (95,06%), კალციუმი (99,21%) და სხვა მრავალისათვის. ჩამოთვლილი ელემენტების მთავარი იზოტოპები აგებულია 4q ტიპის მიხედვით, მაგრამ რიგ ელემენტებს, მათ რიცხვში საკმაოდ ფართოდ გავრცელებულ ელემენტებს შორის, სქარბობენ სხვა ტიპის იზოტოპებიც. მაგალითად, კალიუმში სქარბობს იზოტოპი მასით 39, ნიკელში—მასით 58, აზოტში—მასით 14 და ა. შ.

ზოგიერთი ფართოდ გავრცელებული ელემენტთაგანი მარტივები არიან: ნატრიუმი, ფტორი, ალუმინი, ფოსფორი, ცეზიუმი, ოქრო, ბისმუტი და რიგი სხვა. განცალკავებით დვას წყალბადი თავისი იზოტოპებით, რომლებსაც აქვთ მასის რიცხვები 1 და 2.

მიუხედავად ამ გამონაკლისებისა, დასკვნა ბუნებაში 4-ის ჯერადი მასების მქონე იზოტოპების ქარბობა ძალაში რჩება, ეს, ალბათ, დაკავშირებულია 4q ტიპის მიხედვით აკებული ატომგულების განსაკუთრებულ მდგრადობასთან.

ესე ვიციტ ღეღამიწის ქერქის კლარკები, შეიძლება მოვახდინოთ ელემენტების მიახლოებითი გადაანგარიშება, მის შემადგენელ მთავარ მინერალებზე. ასეთ გადაანგარიშებას აწარმოებდნენ გ. ბერგი, ფერსმანი და სხვა მეცნიერები) მოგვყავს—ფერსმანის-კლარკების საფუძველზე შედგენილი ღეღამიწის ქერქის ოდენობითი—მინერალოგიური გადაანგარიშება.

	%
წყალი H ₂ O (თავისუფალი და შთანქმეული სახით)	9
კვარცი, ოპალი, ქალცედონი SiO ₂	12
მაგნეტიტი Fe ₂ O ₄ +ჰემეტიტი Fe ₂ O ₃	3,0
ჰიდრატი Fe ₂ O ₃	0,3
კალციტი CaCO ₃	1,5
დოლომიტი CaCO ₃ , MgCO ₃	0,1
თიხები	1,5
მეტა და ორთოსილიკატები	15,0
მინდერის შპატები	55,0
ქარსები	3,0
სულფიდები	არა უმეტეს 0,3
ფოსფატები	0,75
ქლორის შენაერთები	0,30
ფტორის შენაერთები	დაახლოებით 0,20

ღეღამიწის ქერქის კლარკი გამოხატავს ელემენტის საშუალო შემადგენლობას, რომელიც გამოთვლილია მთელ მის მოცულობაზე) მაგრამ, ბუნებაში გამოირჩევიან უბნები, რომელთა კლარკები უფრო მაღალია და უბნები, რომელთა კლარკები ღეღამიწის ქერქის საშუალო კლარკებზე დაბალია. მაგალითად, შუა ურალისთვის გადიდებულია მაგნიუმის და ნიკელის კლარკები, მადნეული ალტაისთვის—ტყვიის, თუთიის, ვერცხლის და სხვა კლარკები. ამა თუ იმ რაიონის გადიდებული კლარკები ხშირად თავის გამოვლინებას პოულობს შესაბამისი ელემენტის საბადოს არსებობაში, ე. ი. კონცენტრაციის არსებობაში, რომელიც რენტაბელურს ხდის ამ ელემენტების ამოღებას.

კონცენტრაციის და გაფანტვის უნარი სხვადასხვა ელემენტისთვის სხვადასხვაგვარია. მაღალი კლარკი ყოველთვის არ არის დაკავშირებული საბადოს არსებობასთან. ჩვენ ვიციტ რიგი ელემენტებისა, რომლებისთვის ასეთი კავშირი არ არის შემჩნეული. მაგალითად, თუთია, სპილენძი და განსაკუთრებით ტყვიას შედარებით დაბალი კლარკები აქვთ (0,02, 0,01 და 0,0016% შესაბამისი), მაგრამ მათ საკმაოდ ჩვეულებრივად თვლიან. ვინაიდან მათთვის კონცენტრაცია გაცილებით დამახასიათებელია, ვიდრე გაფანტვა და ამიტომ მათი ამოღება შედარებით ადვილია. პირიქით, ტიტანი, ვანადიუმი, ნიკელი იშვიათებად ითვლებიან, მიუხედავად იმისა მათი კლარკები უფრო დიდია: 0,61%

ტიტანისთვის, 0,02% ვანადიუმისთვის და ნიკელისთვის. ამ ელემენტთა იშვიათობა აიხსნება მათი გაფანტულ მდგომარეობაში გადასვლის მიდრეკილებით, მაშასადამე, მათი მოპოვების სიძნელით.

ტუ ვიციტ დედამიწის ქერქის საშუალო კლარკები, ადვილი გამოსაანგარიშებელია სხვადასხვა ელემენტის აბსოლუტური მასა, რომელიც დედამიწის ქერქის საშუალო შემადგენლობის ამა თუ იმ მასაში შედის. ამგვარად, შეიძლება დავადგინოთ, რომ 1 კმ³ ქანი (რომლის შემადგენლობა საშუალოდ უახლოვდება დედამიწის ქერქის შემადგენლობას) დაახლოებით შეიცავს: რკინას 130 · 10⁶ ტ, ალუმინს 230 · 10⁶ ტ, სპილენძს 260.000 ტ, კობალს 80000 ტ, კალას 100000 ტ, ვერცხლს 260 ტ, ვერცხლისწყალს 180 ტ, ოქრო და პლატინას — 13 ტ, რადიუმს 2,6 კგ.

ნაირგვარი ქანებისთვის ელემენტთა შემცველობის ეს რიცხვები ერთნაირი არ იქნება, მაგრამ მუდამ მნიშვნელოვანია. ამრიგად, სხვადასხვა ქანები შეგვიძლია განვიხილოთ, როგორც მომავლის პოტენციალური მადნები, რომლებიც შეიცავენ ბუნებაში ცნობილი ყველა ელემენტის პრაქტიკულად უშრეტ მარაგს.

როდესაც ნაირგვარ ელემენტთა საბადოები გამოიშუავებული იქნება, კაცობრიობას შეუძლია გადაეიდეს სხვადასხვა ქანიდან მათ ამრღებაზე: ქანების კომპლექსური გადამუშავებით შესაძლებელი იქნება ყველა ელემენტის პრაქტიკულად განუსაზღვრელი რაოდენობით მიღება. მომავალი კომუნისტური საზოგადოების ტექნიკა, რომლის ხელში იქნება იაფი ენერჯია, წარმატებით გადაწყვეტს ამ მნიშვნელოვან ამოცანას. მაშინ ისტორიას ჩაბარდება ბუჩქყუაზიული ეკონომისტების პესიმისტური წინასწარმეტყველება მარაგის ამოშრეტის და „ნედლეულის შიმშილის“ შესახებ, რომელიც, მათი აზრით, გარდუვლად ელის კაცობრიობას ახლო მომავალში. როგორც ნახსენები იყო, გეოსფეროს შემადგენლობაში შედიან ლითოსფეროს ზედა ნაწილები (16 კმ სიღრმეზე), მთელი ჰიდროსფერო და ატმოსფეროს ქვედა ნაწილი (15 კმ-მდე). ამ გეოსფეროების ფარდობა დაახლოებით შემოეფი სახით შეგვიძლია წარმოვიდგინოთ (ცხრილი 7).

გეოსფერო	მასა ტ	მასა %
ლითოსფერო	19 · 10 ¹⁸	93,06
ჰიდროსფერო	1,4 · 10 ¹⁸	6,91
ატმოსფერო	6 · 10 ¹⁵	0,03
სულ	20,4 · 10 ¹⁸	100

აქ მხედველობაში არ არის მიღებული ბიოსფერო, რომლის ოდენობითი ზოლი მცირეა, მაგრამ გეოქიმიური მნიშვნელობა, როგორც ქვემოთ დავინახავთ, ძალიან დიდია.

ჰიდროსფეროს შემადგენლობა თითქმის მთლიანად შეესაბამება ოკეანეების და ზღვების შემადგენლობას და მთელ ჰიდროსფეროს. წონის ძხოლოდ

უმნიშვნელო ნაწილი (დაახლოებით 0,003) მოდის ყინულებზე, განსაკუთრებით პოლარული აუზების და მთების, ტბებზე, კაობებზე, მდინარეებზე, წყაროებზე, მიწისქვეშა წყლებზე, ქანების სინესტეზე და ა. შ.

ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს შემადგენლობა განხილული იქნება ამ წიგნის სპეციალურ თავებში.

მეტეორიტების წარმოშობა და შემადგენლობა

დედამიწის აღნაგობის და შემადგენლობის საკითხის გადასაწყვეტად დიდ მნიშვნელობას ანიჭებენ მეტეორიტების წარმოშობას და შემადგენლობას. მეტეორიტების წარმოშობის შესახებ გამოთქმული იყო მრავალი ჰიპოთეზი. ამასთანავე უკვე დიდი ხანია ჩამოყალიბდა ორი ძირითადი შეხედულება: ერთის თანახმად, მეტეორიტები ჩვენთან მოდიან შორეული მზის სისტემებიდან. მეორეს თანახმად, რომელიც უფრო დასაბუთებულია და ამიტომ უფრო სწორად გვეჩვენება, მეტეორიტები წარმოშობით ჩვენი მზის სისტემას ეკუთვნიან და წარმოადგენენ პლანეტების და ასტეროიდების ნამსხვრევებს. ჩამოთვალთ მეორე ჰიპოთეზის დასაცავად წამოყენებული ძირითადი არგუმენტები.

1. რკინის, ნიკელის, ქრომის და სილიციუმის იზოტოპური შემადგენლობის მუდმივობა, საიდანაც არ უნდა იყოს აღებული ეს შერეული ელემენტები დედამიწიდან თუ მეტეორიტებიდან, ბუნებრივია, აიხსნას იმით, რომ დედამიწას და მეტეორიტებს საერთო წარმოშობა აქვთ. პირიქით, შერეული ელემენტების შემადგენლობის მუდმივობა ძნელი ასახსნელია, თუ ჩივთვლით, რომ მეტეორიტები სხვა მზის სისტემებიდან მოვიდნენ, რომელნიც ყველა ასტრონომიული მონაცემების თანახმად, ჩამოყალიბდნენ ერთმანეთისაგან დამოუკიდებლად და, მაშასადამე, ჩვენი სისტემიდანაც დამოუკიდებლად. ამ შემთხვევაში უფრო მოსალოდნელი იქნებოდა, რომ დედამიწაზე და მეტეორიტებში გენეზისთან დაკავშირებით ცალკეული იზოტოპები შერეული იქნებოდნენ ნაირგვარი შეფარდებით, ისევე როგორც დედამიწაზე სხვადასხვა წარმოშობის ტყვიის ექვივალენტურ წონებში შემჩნეულია გარკვეული განსხვავება.

2. მეტეორიტების ხნოვანება. არსებულ კოსმოგენურ შეხედულებათა თანახმად, მზის ხნოვანება, ისევე როგორც ყველა უძრავი ვარსკვლავის, განისაზღვრება 10^{12} — 10^{13} წლით, ხოლო დედამიწის, როგორც პლანეტის ხნოვანება, დაახლოებით $3 \cdot 10^9$ წლით) ჰელიუმის მეთოდით მეტეორიტების ხნოვანების განსაზღვრამ დაგვანახა, რომ ყველა ნიმუშის ხნოვანება $2,9 \cdot 10^8$ წელს არ აღემატებოდა, და მეტწილად კი გაცილებით უფრო ნაკლები იყო.

3. ვ. გ. ფესენკოვის მიერ ზოდიაკური სინათლის შესწავლის შედეგები. აღმოჩნდა, რომ მეტეორიტები, უწვრილეს ნაწილაკებთან ერთად, მზის სისტემაში წარმოშობენ მეტეორული მატერიის განსაზღვრულ დაგროვებას, რომელიც განსაზღვრავს ზოდიაკური სინათლის მოცულებას. შესაბამისი გამოთვლების გზით ვ. გ. ფესენკოვი მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ მეტეორიტებს არ შეუძლია ვარსკვლავთ შორის სივრციდან შეიქრან ჩვენს მზის სისტემაში.

4. მეტეორიტების ფორმები გვიჩვენებენ, რომ ისინი წარმოადგენენ ჩაღაც სხეულების ნატეხებს. ორიენტირებულ ფორმებს, რომლებიც ზოგჯერ აქვთ მეტეორიტებს, ხსნიან მათი სწრაფი მოძრაობის დროს მათზე ატმოსფეროს მოქმედებით.

5. ე. ლ. კრინოვის მიერ ჩატარებული მეტეორიტების არეკვლის უნარის შესწავლის შედეგები. ეს უნარი მეტეორიტებსა და ასტეროიდებში ერთნაირი აღმოჩნდა. ს. ვ. ორლოვმა აჩვენა, რომ თვით ასტეროიდებიც არ წარ-

მოადგენენ სფეროებს, არამედ ნაირგვარი ფორმის და სიდიდის ნამსხვრევებს, და მათი მსხვრევა ამჟამადაც გრძელდება შესაძლებელია ერთმანეთთან შეჯახების შედეგად. ამრიგად, მეტეორიტებიც და ასტეროიდებიც, ალბათ, წარმოადგენენ რაღაც უფრო დიდი სხეულების—პლანეტების ნამსხვრევებს, რაც ადასტურებს ორივეს საერთო წარმოშობას.

ამ ბოლო წლებში ა. ნ. ზავარიცკის მიერ ჩატარებული მეტეორიტების სტრუქტურის დეტალურმა შესწავლამ, საშუალება მისცა მას გამოერკვია ამ სტრუქტურების წარმოშობა და მეტეორიტების სხვა თვისებებზე დაყრდნობით მოეცა იმ ჰიპოთეტური პლანეტის აგებულება, რომლის დაშლის შედეგად წარმოიშვნენ მეტეორიტები.

ა. ნ. ზავარიცკი იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ პლანეტის რკინის ბირთვის რადიუსი დაახლოებით მთელი პლანეტის რადიუსის 0,4 უდრის (დედამიწისთვის ბირთვის რადიუსს, მისი რადიუსის 0,57 ტოლად თვლიან). პლანეტის გარეგანი მაგარი ქერქი, რომელსაც ბაზალტური შემადგენლობა აქვს, პლანეტის რადიუსის 1,5% შეადგენს (60 კგ დედამიწის ქერქი დედამიწის რადიუსის 1% შეადგენს).

ჰიპოთეტური პლანეტის დაშლა, ზავარიცკის თანახმად, საერთო სახით შემდეგნაირად არის წარმოდგენილი. ამ პლანეტის გარსი შემადგენლობით და სტრუქტურით ბაზალტური გაღობის გარეშე დაიშალა მრავალრიცხოვან ნამსხვრევებად, რომლებმაც მოგვცეს მეტეორიტები პირველადი კრისტალური სტრუქტურით—პერიდოტიტული შემადგენლობის ევკრიტები და ხონდრიტები; ბაზალტური ქერქის ქვეშ მოთავსებული პერიდოტიტული გარსი დასაწყისში ნაწილობრივ თხიერი და ნაწილობრივ მაგარი იყო. შემდეგ თხიერი მასა დაიშალა წვრილ წვეთებად, რომლების გაცივებამ მიიყვანა ხონდრიტების წარმოშობამდე. პლანეტის შიგა ნაწილებმა დაშლისას წარმოშვეს თხევადი წვეთები, რომლების გაცივებით და წვრილ მტვერთან შერევით იძლეოდნენ აგლომერატებს, რომლებსაც ხონდრიტები უწოდებენ. პლანეტის რკინის ბირთვი აგრეთვე დაიშალა თხევად წვეთებად, რომლებიც შემდეგ აგლომერირდებოდნენ რკინის მეტეორიტების თავისებურ სტრუქტურებში. ასეთი ხერხით მეტეორიტების წარმოშობა მტკიცდება მათი სტრუქტურებით. და მღალაი ფორიანობით, რომელიც დედამიწის ქანების ფორიანობას 5—6-ჯერ აღემატება.

ამ ბოლო ხანებში ლ. გ. კვაშამ, სტაროე ბორისკინის მეტეორიტის შესწავლისას, ექვს გარეშე დაადგინა (პირველად მეტეორიტებისათვის) მასში საკმაო რაოდენობით ქლორიტის არსებობა, და, მაშასადამე, კონსტიტუციური წყლის შემცველობა, მეტეორიტის წონიდან 8,72% რაოდენობით.

ეს ჯერჯერობით ერთადერთი ფაქტია ასეთი სახის. ა. ნ. ზავარიცკი ფიქრობს, რომ სტაროე ბორისკინის მეტეორიტის თავისებურებანი მიგვითითებს მის ეულკანურ წარმოშობაზე. მაგრამ ეულკანური მოქმედება ჰიპოთეტურ პლანეტაზე, ალბათ, სულ სხვა პირობების დროს წარმოებდა, ვიდრე დედამიწაზე.

ასეთია დასაბუთება პლანეტების და მეტეორიტების გენეტიკური კავშირის სასარგებლოდ, რომლებიც განიხილებიან, როგორც ამ პლანეტების ნამსხვრევები. ამ ბოლო დროს ო. ი. შმიდტმა ჩვენი მზის სისტემის წარმო-

შობის ახალი თეორია დაამუშავა, რომელსაც ასევე საფუძვლად პლანეტების და მეტეორიტების გენეტიკური კავშირი დაუდო, მხოლოდ პირველებს საწყისი მეტეორიული ნივთიერების აგლომერაციის შედეგად თვლის. ამ თეორიაზე და მისგან გამომდინარე დასკვნების შესახებ ქვემოთ იქნება ნათქვამი.

თანამედროვე კლასიფიკაციის თანახმად, მეტეორიტები სამ მთავარ კლასად იყოფიან:

1) რკინის მეტეორიტები (სიდერიტები), ძირითადად ნიკელიანი რკინისაგან შედგებიან.

2) რკინა-ქვის მეტეორიტები (სიდეროლითები). დაახლოებით ერთი და იგივე რაოდენობა რკინას და სილიკატურ მინერალებს შეიცავს.

3) ქვის მეტეორიტები (აეროლითები). ძირითადად სილიკატური მინერალებისაგან შედგება, ზოგჯერ ნიკელიანი რკინის ჩანართებით. ეს კლასი ორ ჯგუფად იყოფა: ხონდროლიტები, რომლებშიც ხონდრების დამრგვალებული ჩანართები შედიან და ახონდრიტები, რომლებშიც უკანასკნელები არ შედიან.

განცალკევებულად დგანან ჯერჯერობით გამოუცნობი წარმონაქმნების ჯგუფი—ტექტიტები, მინისებრი აღნაგობის მქონე, ნაირგვარი ფორმები და მუდამ მცირე მასები (გრამებში და ათეულ გრამებში). მათი წარმოშობა ჯერჯერობით გაუგებარია, ვინაიდან დღემდე არავის არ უნახავს მათი ვარდნა.

მეტეორიტების სიდიდე მეტად ნაირგვარია—მიკროსკოპული მტკრიდან ათეული ტონის წონის გიგანტებამდე (სამხრეთ-დასავლეთ აფრიკაში გობის რკინის მეტეორიტი 60 ტ იწონის). გიგანტურ ზომებს აღწევდა, მკვლევარების აზრით, 1908 წ. ტუნგუსკში ჩამოვარდნილი ცნობილი მეტეორიტი. დედამიწაზე მისი ვარდნის დროს გამოწვეული აფეთქების ძალით ცაიგის ასწლიანი ხეები ძირფესვიანად ამოთხრილები ეყარნენ 30 კმ რადიუსის ფართობზე—ფესვებით მისი ვარდნის ნავარაუდები აღვილისკენ. არც ეს მეტეორიტი და არც მისი ნამსხვრევები, მიუხედავად სპეციალური ძებნისა, რომელსაც რიგი წლების განმავლობაში ატარებდა მეტეორიტების ჩვენი ცნობილი მკვლევარი ლ. ა. კულეიკი, ჯერჯერობით ნაპოვნი არ არის. დიდ ზომას აღწევდა 1947 წლის თებერვალში პრიმორიის მხარეში ჩამოვარდნილი სიხოტე-ალენსკის მეტეორიტი. ჯერჯერობით მოხერხდა ამ მეტეორიტის მხოლოდ რამდენიმე ტონა ნამსხვრევების მოგროვება, მისი საერთო წონა დედამიწის ატმოსფეროში შექრისას, კრინოვის გამოთვლით, უნდა ყოფილიყო 100 ტონა. ატმოსფეროში ის დაიმსხვრა ათას ნამსხვრევად, რომელთა წონა გრამის ნაწილებიდან ას კილოგრამამდე აღწევდა.

დედამიწაზე, მისი ისტორიის მასშტაბში, მეტეორიტების სახით ჩამოდის კოსმიური ნივთიერების საკმაო და მნიშვნელოვანი რაოდენობა. თუმცა, მეტეორული ნივთიერების დიდი მასები, ალბათ, ჩამოიტანება კოსმიური მტკრით. ზიჯიერთი მკვლევარი თვლის, რომ 200 წლის განმავლობაში დედამიწაზე კოსმიური მტკრის ისეთი ფენა ეცემა, რომ ყველგან ერთნაირი სისქის შემთხვევაში, მისი სიმძლავრე 1 მმ მიაღწევდა. თუ დედამიწის, როგორც დამოუკიდებელი პლანეტის, არსებობას 3.10⁹ წელიწადად ვიანგარიშებთ, მაშინ ვარდნის ასეთი სისწრაფის დროს (თუ ის უცვლელი რჩებოდა), დედამიწაზე ჩამოვიდოდა კოსმიური მტკრის ისეთი რაოდენობა, რომელიც მთელ

დედამიწის დაფარავდა 15 კგ სისქის ფენით. სხვა მკვლევარები, მაგალითად, შმიდტი, თვლის, რომ კოსმიური მტერის რაოდენობა გაცილებით უფრო ნაკლებია. ოუ დედამიწის შემადგენლობა მიუხედავად ამისა ძლიერ განსხვავდება კოსმიური მტერის და მეტეორიტების შემადგენლობისაგან, ძირითადად ეს აიხსნება დედამიწის ნივთიერების წელი, მაგრამ მუდმივი გადაადგილებით—ატომთა მიგრაციით ერთი გეოსფეროდან მეორეში.

მეტეორიტების მინერალოგიური შემადგენლობა მეტად თავისებურია. მათ შემადგენლობაში მეტწილად გვხვდება ნიკელანნი რკინა, ოლივინი და პიროქსენები: ენსტატიტი, ბრონზიტი, პიპერსტენი, დიოპსიტი და ავვტი. წყლიანი მინერალები უკანასკნელ დრომდე არ იყვნენ ცნობილი. მხოლოდ ახლახან სტაროე ბორისკინის მეტეორიტში აღმოჩენილი იყო ქლორიტი. დედამიწაზე ცნობილი სხვა მინერალები გვხვდებიან მცირე რაოდენობით.

მეტეორიტებში აღმოჩენილია მინერალების მთელი რიგი, რომელნიც დედამიწაზე არ არიან ცნობილი: ტროილიტი FeS , ოლდვამიტი CaS , დობრეელიტი $FeS \cdot Ca_2S_3$, შრეიბერზიტი $(Fe, Ni, Co)_3P$, მუსანისიტი SiC , ლავრენსიტი $FeCl_2$, მასკენელიტი (გამლღვალი პლაგიოკლასი), მერილიტი $Na_2O \cdot 3CaO \cdot P_2O_5$. ის, რომ ეს მინერალები დამახასიათებელია მხოლოდ მეტეორიტებისათვის და არ გვხვდებიან დედამიწის ქანებში, იმაზე მივუთითებენ, რომ მეტეორიტების წარმოშობა წარმოებდა თავისებურ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში.

მეტეორიტების საშუალო შემადგენლობის გამოსაანგარიშებლად საჭიროა: ჯერ ერთი, მეტეორიტების ცალკეული კლასების ქიმიური შემადგენლობის ცოდნა; მეორე, სხვადასხვა კლასის მეტეორიტთა მასების თანაფარდობის ცოდნა. პირველი ამჟამად კარგადაა ცნობილი, მეორე ჯერ გამოუკვლეველია.

დიდი ხნის განმავლობაში თვლიდნენ, რომ რკინის მეტეორიტები სპარბობენ ქვის მეტეორიტებს. 1911 წელს ფერინგტონმა ეს თანაფარდობა განსაზღვრა, როგორც 257:100. უფრო გვიან ნაჩვენები იყო (პ. ნ. ჩერვინსკის, ი. ი. ზასლავსკის, ა. ე. ფერსმანის და სხვ.), რომ, პირიქით, ქვის მეტეორიტები სპარბობენ რკინის მეტეორიტებს. ამასთან, წონითი ფარდობა ქვის, რკინა-ქვის და რკინის მეტეორიტების შესაბამისად იქნება ჩერვინსკის მიხედვით 88,16:5,51:6,31. ფერსმანის თანახმად, ფარდობა ქვისა და რკინის მეტეორიტებს შორის დაახლოებით იქნება 100:20.

სხვადასხვა კლასის მეტეორიტების თანაფარდობიდან და ქიმიური შემადგენლობიდან გამომდინარე გამოიანგარიშეს მეტეორიტების კლარკები. მოგვყავს მეტეორიტებში უფრო მეტად გავრცელებული ელემენტების ატომური კლარკები (ფერსმანის მიხედვით, 1932 წ.):

O	52,80	Cr	0,19	Ge	0,013	Li	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Si	15,37	K	0,13	V	0,013	Sr	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Mg	13,32	Ti	0,09	Cu	$8 \cdot 10^{-3}$	Se	$8 \cdot 10^{-4}$
Fe	11,92	Mn	0,08	Sc	$5 \cdot 10^{-3}$	y	$8 \cdot 10^{-4}$
S	2,10	C	0,07	As	$4 \cdot 10^{-3}$	He	$5 \cdot 10^{-4}$
Al	1,15	P	0,065	Zn	$2,5 \cdot 10^{-3}$	Pb	$3 \cdot 10^{-4}$
Ca	0,90	Cl	0,050	Be	$2 \cdot 10^{-3}$	N	$3 \cdot 10^{-4}$
Ni	0,65	Co	0,046	Zr	$2 \cdot 10^{-3}$		
Na	0,62			Sn	$1,5 \cdot 10^{-3}$		და ა. შ.

მეტეორიტთა კლარკების ცხრილების განხილვა გვიჩვენებს, რომ ელემენტთა გავრცელება აქაც ძირითადად ემორჩილება იმავე კანონზომიერებას, როგორც დედამიწის ქერქში, თანაც ეს კანონზომიერება აქ უფრო მკვეთრად არის გამოვლინებული.

უფრო მეტად გავრცელებულია პერიოდული სისტემის დასაწყისის და ლუწი ნომრების შქონე ელემენტები. მკვეთრად სპარბოვენ იზოტოპები, რომლების ატომგულები აგებულია 4q ტიპის მიხედვით.

დედამიწის ქერქთან შედარებით მეტეორიტებში გაცილებით მეტია Fe, Ni, Cr, S, Mg და სხვ. მაგრამ ნაკლებია O, S, Ca, Al და სხვ.

ასეთივე ტენდენციები—პირველი ჯგუფის ელემენტებით გამდიდრება და მეორე ჯგუფის ელემენტებით გაღარიბება, როგორც ვიცით, შემჩნეულია ლითოსფეროს ზედაპირული შებენი ქანებიდან ღრმა ქანებისაკენ გადასვლისას—პერიდოტიტებისკენ, გაბროებისკენ, ეკლოგიტებისკენ და ა. შ.

ამ გარემოებამ წარმოშვა ის აზრი, რომ მეტეორიტების შემადგენლობა დედამიწის ღრმა ნაწილების შემადგენლობის მსგავსია. ამ მოსაზრების საფუძველზე წამოყენებული იყო ჰიპოთეზები, რომ მთლიანად დედამიწაში ელემენტები ზონალურად არიან განაწილებული.

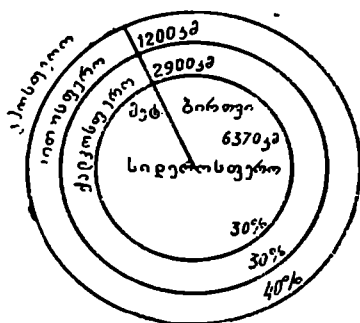
ჰიპოთეზები ღრმა გეოსფეროების აგებულებისა და შემადგენლობის შესახებ და მთლიანად დედამიწის ქიმიური შემადგენლობა

მთლიანად დედამიწის და ცალკე მისი გარსების (გეოსფეროების) ქიმიური შემადგენლობის საკითხის გადასაწყვეტად ჩვენ უნდა დავეყრდნოთ 1) დედამიწის ქერქის ქიმიურ შემადგენლობას, 2) მეტეორიტების ქიმიურ შემადგენლობას. ამის გარდა, მხედველობაში უნდა ვიქონიოთ მოსაზრებანი სიმკვრივის შესახებ და დედამიწის ცალკეული ნაწილების ნავარაუდები აგრეთვე მდგომარეობის შესახებ. ეს საკითხი მოკლედ ჩვენს მიერ უკვე განხილულია. განსახილველია დედამიწის შიგა ნაწილების ქიმიური შემადგენლობის საკითხი.

უფრო მოხერხებულ ცდას დედამიწის შინაგანი შემადგენლობის განსახილვრავად წარმოადგენს ვ. მ. გოლდშმიდტის ჰიპოთეზა, რომელიც ეყრდნობა ფაქტებსა და არსებულ თეორიებს და რომელიც საწყისად დაედო უმრავლესობა შემდგომ თეორიებს. ვ. მ. გოლდშმიდტმა იმისათვის, რომ წარმოედგინა დედამიწის შიგნით ნივთიერების განაწილება, მეტალურგიულ პროცესთან ანალოგიის გზას დაადგა. მანების ღლობის დროს, როგორც ცნობილია, წარმოებს პირველადი ნივთიერების დანაწილება სამ ფენად: ზევით გროვდება მჩატე წილა, ქვევით—ძიმე ლითონი, მათ შორის გარდამავალი პროდუქტი (შტეინი). შესაბამისად, გოლდშმიდტი დედამიწისათვის გამოჰყოფს სამ გარსს (გეოსფეროებს): გარეგანს—ლითოსფეროს, ცენტრალურს—რკინა-ნიკელის გულს და გარდამავალს—ქანგეულებიან—სულფიდურ გარსს. ამ გეოსფეროების საზღვრები თანხვედება გეოფიზიკური მეთოდებით ნაპოვნ საზღვრებს. მათი გაყოფის საზღვრები მოთავსებულია 1200 და 2900 კმ სიღრმეზე (ნახ. 6).

თვით ლითოსფერო ორ ნაწილად იყოფა: გარე გარსი 120 კმ სიღრმემდე, ჩვეულებრივი სილიკატებით აშენებული, და ეკლოგიტური გარსი 120—1200

კმ ფარგლებში [ეკლოგიტები შედგებიან სილიკატებისაგან, რომლებიც გამ-
დიდრებულია გრახატების, ამფიციტის (ავგიტების სახესხვაობა), სმარაგდიტის
(რთული მეტასილიკატი) მაგნიუმით].



ნახ. 6. დედამიწის აგებულება ვ. მ.
გოლდშმიდტის მიხედვით.

მიხედვით, უმთავრესად სულფიდებისა და ეანგეულებისაგან შედგება, ძირითა-
დად გოგირდოვანი რკინისა და მაგნეტიტისაგან. ფიქრობენ, რომ აქ მნიშ-
ვნელოვანი რაოდენობით სხვა სულფიდური მინერალებიც შედიან.

ზოგიერთი ავტორი, გოლდშმიდტისაგან განსხვავებით, თვლის, რომ
შუალედი ფენის მაღალი სიმკვრივე (5—6) დამოკიდებულია რკინის მინარევეზე
და არა სულფიდების შემცველობაზე.

გოლდშმიდტის ჰიპოთეზა კავშირს ამყარებს სხვადასხვა გეოსფეროს შე-
მადგენლობასა და ელემენტთა პერიოდულ სისტემას შორის. როგორც ცნო-
ბილია, ელემენტთა ატომური მოცულობანი წარმოადგენენ მათი რიგითი ნომ-
რების პერიოდულ ფუნქციას. შესაბამისად ამისა ატომური მოცულობათა მრუდ-
ზე გამოირჩევიან ელემენტები მაქსიმალური და მინიმალური მოცულობებით, და
აგრეთვე გარდამავალი ელემენტები, რომლებიც მოთავსებულია მრუდების
აღმავალ ან დაღმავალ შტოებზე. გოლდშმიდტის ჰიპოთეზის თანახმად, ამა თუ
იმ გეოსფეროსათვის დამახასიათებელი ელემენტების მოცულობათა მრუდ-
ზე მათ ადგილმდებარეობასთან შედარებით შეღავნდება საკმაოდ გარკვეულად
დამოკიდებულება, რომელიც ელემენტების ოთხ ძირითად ჯგუფად — დაყთვის
საშუალებას იძლევა:

1. სიდელოსფერი, რომლებიც უმთავრესად მორავსებული არიან
ცენტრალურ ნაწილში (Fe, Ni, Co და სხვ.), მინიმალური ატომური მოცუ-
ლობების მქონენი.

2. ქალკოფილური, გროვდებიან ეანგეულებიან-სულფიდურ გარს-
ში (Cu, Zn, Sb და სხვ.), ატომურ მოცულობათა მრუდზე მათ უკავიათ აღ-
მავალი შტოები. ეს იმას ნიშნავს, რომ მათ შემდგომ-რიგით ნომერზე გადა-
სვლას თან ახლავს ატომური მოცულობის გადიდება.

3. ლითოფილური, გროვდებიან სილიკატურ გარსში (Si, Mg, Ca,
Ba და სხვ.). ისინი თავსდებიან ატომურ მოცულობათა მრუდის დაღმავალ

შტოებზე, რაც ნიშნავს ატომური მოცულობის შემცირებას შემდგომ რიგით ნომრებზე გადასვლისას.

4. ა ტ მ ო ფ ი ლ უ რ ი, რომლებიც გროვებიან ატმოსფეროში (He, Ar, N და სხვ.), მაქსიმალური ატომური მოცულობის მქონე არიან.

ამგვარად, გოლდშმიდტის ჰიპოთეზა უშვებს, რომ ნივთიერების პირველადი დანაწილება დედამიწაში უმთავრესად გრავიტაციული ძალების ზეგავლენით წარმოებდა.

გ. ტამანმა ქიმიური წონასწორობის სწავლებიდან გამომდინარე, გეოსფეროებში ნივთიერების განაწილების ძირითადად იგივე სურათი მიიღო. მან მიიღო, რომ ელემენტების განაწილება გეოსფეროებში წარმართება ენერგეტიკული პრინციპით, მაგალითად, ორი ლითონის განაწილება სილიკატურ, სულფიდურ და მეტალურ შრეებს შორის დამოკიდებულია შესაბამისი შენაერთების წარმოშობის სითბოსაგან: ლითონი მეტი სითბოს რეაქციით გადადის სილიკატურ ან სულფიდურ შრეში, ნაკლები სითბოს რეაქციით უმთავრესად ლითონის შრეში რჩება. რასაკვირველია, სრული დანაწილება ამ დროს არ წარმოებს: თუ წარმოშობის სითბოს შორის განსხვავება უმნიშვნელოა, ორივე ლითონი დაახლოებით ერთნაირად ნაწილდება. ამგვარად, განაწილების კოეფიციენტი დამოკიდებულია ამ განსხვავებაზე.

ტამანის თანახმად, მეტალები მათი ენერგეტიკული წარმოშობის სითბოს მიხედვითა დადგენენ შემდეგ დადრეკილ რიგს: Ca, Mg, Li, Si, Ce, La, Pr, Be, Ba, Al, V, Na, Mn, K, Zn, Sn, Fe, Cd, Co, Ni, Pb, Cr, Bi, Sb, Cu, Hg, Ag, Au, Pt.

ამ რიგიდან გამომდინარე, ძნელი დასაშვებია, რომ დედამიწის გულში დიდი რაოდენობით შედიოდნენ რკინაზე წინ მდგომი ელემენტები, სამაგიეროდ სავსებით დასაშვებია Co, Ni და კეთილშობილი მეტალების არსებობა. აღნიშნულ რიგში რკინის შემდეგ მდგომი სხვა ელემენტები, მათ რიცხვში Pb, Cu, Bi, Sb ასევე არ შეიძლება დაგროვდეს გულში, ვინაიდან სულფიდების წარმოშობის დიდი სითბო ახასიათებთ და, ალბათ, ძირითადად დაგროვილი არიან სულფიდურ შრეში.

სხვა ჰიპოთეზები გოლდშმიდტის ჰიპოთეზისაგან უმთავრესად გარდამავალში შრის აღწერით განსხვავდებიან.

სავსებით ნათელია, რომ მოყვანილი ჰიპოთეზები წარმოადგენენ მეტად თუ ნაკლებად მართებულ სქემებს. მათ საწინააღმდეგოდ მრავალი არსებითი აზრი არის წამოყენებული. ამგვარად, დედამიწის ზონალური აგებულების საწინააღმდეგოდ რიგი მოსაზრება გამოთქვა ვ. ნ. ლოდონიკოვმა. მაგალითად, ის თვლის დაუმტკიცებლად ბაზალტური შრის და დედამიწის რკინის ბირთვის არსებობას და შესაძლებლად მიაჩნია სხვადასხვა სიღრმეზე სიმკვრივების შეცვლის ახსნა მხოლოდ ფიზიკური გზით—ნივთიერების აგრეგატული მდგომარეობის შეცვლით. მაგრამ ეს სხვა ავტორების მიერ წამოყენებული საწინააღმდეგო მოსაზრებანი თავის მხრივ სადავოს წარმოადგენენ და ჯერჯერობით არსებითად ვერ შეარყიეს ჰიპოთეზა ჩვენი პლანეტის ზონალური აგებულების შესახებ.

არაერთხელ ჩატარებულა დედამიწის საერთო შემადგენლობის გამოანგარიშების ცდები, დედამიწის ზონალური აგებულების ჰიპოთეზებზე დაყრდნობით და დედამიწის ქერქის და მეტეორიტების საშუალო შემადგენლობიდან გამომდინარე.

ფერსმანის გამოანგარიშებით, ეს შემადგენლობა უფრო მეტად გავრცელებული ელემენტებისათვის შეიძლება შემდეგი რიცხვებით იქნას წარმოდგენილი.

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	37,04
Mg	11,03	K	0,15	Co	0,06
Al	1,22	Ca	1,38	Ni	2,96

ს უ ლ . . 99,52%

დანარჩენ ელემენტებზე რჩება 0,48% სხვა ავტორთა (ვაშინგტონის, ზასლავსკის, ნიგლის და სხვ.) გამოანგარიშებები რამდენიმედ განსხვავებულ ციფრებს იძლევიან, მხოლოდ მათი თანამიმდევრობა იგივე რჩება. ამის გამო, ძირითადი დასკვნები, რომლებიც შეიძლება ამ ციფრების ანალიზებიდან გაკეთდეს, ყველა შემთხვევაში პრინციპულად ერთი და იგივე იქნება.

მთლიანად დედამიწისათვის იგივე კანონზომიერება რჩება ძალაში, რომელიც დედამიწის ქერქისათვის და მეტეორიტებისათვის იქნა დადგენილი: ცალკეული ელემენტების არათანაბარი განაწილება, პერიოდული სისტემის პირველ მესამედში მოთავსებული ელემენტების სიჭარბე და მნიშვნელოვანი სიჭარბე ლუწი რიგითი ნომრების მქონე ელემენტებისა, კენტი ნომრების ელემენტებთან შედარებით. ეს კანონზომიერება აქ კიდევაც უფრო მკვეთრადაა გამოვლინებული, ვიდრე დედამიწის ქერქში, განსაკუთრებით ლუწი ელემენტების სიჭარბეზე კენტ ელემენტებთან შედარებით; ლუწი ელემენტები მთლიანად დედამიწისათვის წონით 97,21%, ხოლო ატომების რიცხვით 97,35% შეადგენენ. მთლიანად დედამიწისათვის სავსებით ნათლად მტკიცდება 4q ტიპის მიხედვით აგებული ატომების მნიშვნელოვანი სიჭარბე სხვა ტიპის ატომებზე.

ჰიპოთეზები დედამიწის აგებულების და ცალკეული გეოსფეროების შემადგენლობის შესახებ უნდა ეთანხმებოდნენ დედამიწის და მთელი მზის სისტემის წარმოშობის თეორიას, რომლის ნაწილს ის წარმოადგენს.

სხვადასხვა მკვლევარის და მათ რიცხვში გოლდშმიდტის წარმოდგენები ეყრდნობდნენ კანტ-ლაპლასის თეორიას, რომლის თანახმად რამდენიმე მილიარდი წლის წინათ ცენტრიდან დალის მოქმედების შედეგად მოხდა პლანეტების და მათ რიცხვში დედამიწის მოწყვეტა მზიდან. ამასთანავე ვარაულობდნენ, რომ დედამიწის არსებობის საწყისს სტადიაში მთელი მისი ნივთიერება გავარჯარებულ მდგომარეობაში იმყოფებოდა, ჯერ აირადში, შემდეგ თხევადში.

შემდგომი ვაციების და გრავიტაციული ძალების მოქმედების შედეგად მოხდა პირველადი ნივთიერების განსხვავებული შემადგენლობის გეოსფეროებად განშრეება. უფრო გვიან დედამიწის ზედაპირული ნაწილი გამაგრდა და წარმოიშვა დედამიწის ქერქი.

კანტ-ლაპლასის თეორია დიდი ხნის მანძილზე საყოველთაოდ მიღებული იყო, ვინაიდან კარგად ხსნიდა იმ დროს ცნობილ ფაქტებს.

შემდეგ ცნობილ იქნა ახალი ფაქტები, რომელთა ახსნა მას უკვე არ შეეძლო. ასე, მაგალითად, დადგენილ იქნა, რომ პლანეტის ზოგიერთი თანამგზავრი ბრუნავს საწინააღმდეგო მიმართულებით. აღმოჩნდა აგრეთვე, რომ მარსის ერთ-ერთი თანამგზავრი ბრუნავს უფრო ჩქარა, ვიდრე თვით მარსი. ეს და სხვა ფაქტებიც ეწინააღმდეგებოდნენ აღნიშნულ თეორიას. სხვა არსებითი მოსაზრებებიც იყო წამოყენებული მის საწინააღმდეგოდ. ყველაფერმა ამან გამოიწვია პლანეტების წარმოშობის საკითხის უფრო სწორად ასახსნელად ეძებნათ ახალი გზები.

1919 წ. ჯინსის მიერ წამოყენებულმა ჰიპოთეზამ—მზისაგან ნივთიერების მასის მოწყვეტა მასთან სხვა ვარსკვლავის მიახლოების შემთხვევაში—ერთხანს ფართოდ იყო აღიარებული, მაგრამ მალე დამტკიცებულ იქნა მისი უსუსურობა და ამჟამად თითქმის სულ არ ჰყავს მომხრეები.

მას შემდეგ არაერთხელ უცდიათ ახალი ჰიპოთეზების შექმნა, მაგრამ არც ერთი მათგანი არ იქნა საერთოდ მიღებული და ყველა უსუსური აღმოჩნდა.

ასეთი მდგომარეობა იყო 1944 წლამდე, როდესაც ო. ი. შმიდტმა წამოაყენა ახალი თეორია, რომელიც სულ უფრო და უფრო ფართო აღიარებას პოულობს.

ო. ი. შმიდტი გამომდინარეობს ასტრონომიაში დამტკიცებული იმ ფაქტიდან, რომ მეტეორული ნივთიერება (მეტეორიტები და მტვერი) ფართოდ არის გავრცელებული მთელ სამყაროში, მათ რიცხვეში ჩვენს გალაქტიკაშიაც, სადაც ის ნისლოვებას ქმნის და მონაწილეობს გალაქტიკის მოძრაობაში მისი ლერძის გარშემო ვარსკვლავებთან ერთად. გალაქტიკის შიგნით ვარსკვლავებს და მეტეორულ ნივთიერებას საკუთარი მოძრაობა აქვთ, ხან უახლოვდებიან ხან კი შორდებიან ერთმანეთს.

მეტეორიულ ნისლოვებაში გაელის დროს, ვარსკვლავი მეტეორულ ნივთიერებას ითრევს თავის მიზიდულობის სფეროში; თავის ორბიტაში და გარშემოხვევა მეტეორული ნივთიერების ლინზისებრი ღრუბლით. მეტეორულ ნივთიერებას შეუძლია დაცემა დიდ მეტეორიტებზე, რომელთა სიდიდე თანდათან მომატებას. ამგვარად, შეიძლება წარმოიშვან ასტეროიდები და პლანეტები მზის გარემომცველი, ლინზისებრი ფორმის მეტეორული ნისლოვანებისაგან და მასში ერთმანეთის პარალელური და ძირითადად ერთ მხარეს მიმართულ მოძრაობათა სიჭარბიდან გამომდინარეობს მზის სისტემის აგებულების მთავარი თავისებურებანი. თეორიის თანახმად, დასაწყისში პლანეტების ზრდა სწრაფად მიდიოდა, ვინაიდან მეტეორული ნივთიერება შედარებით ბევრი იყო, შემდეგ პლანეტების ზრდა თანდათან ნელდებოდა. ო. ი. შმიდტმა დედა მიწის ხნოვანების განსასაზღვრავად ასეთი ფორმულა გამოიყვანა:

$$\Delta T = -\frac{1}{3} \log \frac{\Delta}{3A m_T} + \frac{1}{2} \log 3 + \frac{1}{\sqrt{3}} \cdot \frac{\pi}{6},$$

სადაც T —დედამიწის ხნოვანება;

m_T —დედამიწის თანამედროვე მასა;

А—კონსტანტა;

Δ—მეტეოროლუი ნივთიერების მასაა, რომელიც ამჟამად ერთი წლის განმავლობაში ეცემა დედამიწაზე.

შმიდტი თვლის, რომ დედამიწაზე ყოველწლიურად ვარდება 400 ტ მეტეოროლუი ნივთიერება, და აქედან გამომდინარე დედამიწის ხნოვანობა მან განსაზღვრა 7,6 მილიარდი წლით.

ახალი მონაცემები მეტეოროლუი ნივთიერების რაოდენობას თითქმის ათჯერ ზრდის, მაგრამ ამან განსაკუთრებით გავლენა არ უნდა იქონიოს დედამიწისათვის გამოანგარიშებულ ხნოვანებაზე, ვინაიდან ფორმულაში Δ შედის ლოგარითმის ნიშნის კვეშ.

თუ მივიღებთ მხედველობაში, რომ დედამიწის ხნოვანების განსაზღვრის რადიაქტიური მეთოდები დაახლოებით ორ მილიარდ წელს იძლევიან, ჩვენ ვხედავთ, რომ შმიდტმა დედამიწის ხნოვანებისათვის ისეთი მნიშვნელობა მიიღო, რომელიც განსაკუთრებულ ექვს არ იწვევს, თუმცა ის სულ სხვა მოსაზრებიდან გამომდინარეობდა.

ჩვენი პლანეტის სითბურ რეჟიმს ახალი თეორია ნაწილობრივ მეტეოროიტების დარტყმით და უმთავრესად კი რადიაქტიური ნივთიერების დაშლით ხსნის, რომელთა რაოდენობა, როგორც სამართლიანად აღნიშნავს შმიდტი, დედამიწის არსებობის საწყის სტადიაში გაცილებით მეტი იყო, ვიდრე ამჟამად.

ამგვარად, ამ თეორიის მიხედვითაც, სიღრმესთან ერთად ტემპერატურა უნდა იზრდებოდეს, ასე რომ რალაც სიღრმეზე შეიძლება არსებობდეს გამლღვლი ნივთიერების შრე ან ცალკეული ფენები.

საესებით ეთანხმება თეორიას დედამიწისა და მეტეოროიტების საშუალო კიმიური შემადგენლობის მსგავსებაც. პლასტიკურ გარემოში მიმდინარე გრავიტაციული დიფერენციაციით ხსნის შმიდტი ელემენტთა დიფერენციაციას გეოსფეროებად: უფრო მჩატე ქვის მასები ამოტივტივდებიან ზევით, უფრო მძიმეები რკინის—ქვევით იძირებიან; ამგვარად წარმოიშვა ჩვენი პლანეტის რკინის ბირთვი, ქვის გარსი და შუალედი შრე.

ნივთიერების დიფერენციაცია ამჟამადაც წარმოებს. ე. ნ. ლიუსტიხის გამოანგარიშებით, ამასთან ყოველწლიურად გამოიყოფა 6.10²⁷ ერგი, ანუ დაახლოებით იმდენი ენერგია, რამდენიც გამოიყოფა დედამიწის ყველა რადიაქტიური ნივთიერებით. როგორც ერთი, ისე მეორე ენერგია მხედველობაში უნდა იქნას მიღებული გეოტექტონიკური წყობის განხილვის დროს.

ო. ი. შმიდტის თეორიას მომხრეების გარდა პყავს მოწინააღმდეგეებიც. ასე, მაგალითად, ვ. გ. ფესენკოვი აღნიშნავს, რომ ვარსკვლავთ შორის სივრცეში ჯერჯერობით არ არის დამტკიცებული იმდენად დიდი მეტეოროიტული ნაწილაკების არსებობა, რომლებიც ვარსკვლავის მიერ მიიზიდებოდნენ და არა განიზიდებოდნენ მისი სინათლის წნევის ძალით; მისი აზრით, ნაწილაკების დიდ სხეულებად შეკავშირების შესაძლებლობაც არ არის დამტკიცებული. ფესენკოვი თვლის, რომ პლანეტები ვარსკვლავების ირგვლივ წარმოიშვნენ მათი შინაგანი განვითარების პროცესში. მზე, მასიური ვარსკვლავის სახით, გამოიყო აირის ნისლოვნებიდან, რომელსაც სწრაფი ბრუნვა ახასიათებდა და

დასაწყისში ენერჯის შემცირებას ხელს უწყობდა ძლიერი შეკუმშვა—ნახშირბადის ციკლამდე. მზე, უკვე თავის გამოყოფის დროს შეიძლება ყოფილიყო მდგრადობის სახლარზე. მდგრადობა უფრო ადვილად ირღვევა ეკვატორის სიბრტყეში; აქ უწყვეტილად ხდებოდა აირადი მატერიის გამოყოფა, რომელიც ფართოდებოდა სიერცეში და წარმოშვა დისკოსმაგვარი ნისლოენება. მაღალი სიმკვრივისა და შედარებით დაბალი ტემპერატურის გამო, ამ დისკოში შესაძლებელია მომხდარიყო სილიკატური და მეტალური ნაწილაკების კონდენსაცია და მათგან პლანეტების წარმოშობა.

მაღალი ტემპერატურის გამო მზის მახლობლად წარმოიშებიან პლანეტები მცირე მასებით; დისკოს შუა ნაწილში, სადაც ტემპერატურა უკვე საკმაოდ დაბალია, ხოლო მასალის რაოდენობა დიდია. წარმოიშებიან დიდი პლანეტები (იუპიტერი, სატურნი); კიდევ უფრო შორს მზისაგან, სადაც მასალა კიდევ უფრო ნაკლებია, პლანეტების სიდიდე კლებულობს. შემდეგში პლანეტების ნისლოენებისაგან ანალოგიური გზით შესაძლებელია წარმოიშვას პლანეტთა თანამგზავრები.

პლანეტების წარმოშობის მეორე პროცესი, იგივე საწყისი პირობების დროს, კ. გ. ფესენკოვის თანახმად, შეიძლება მდგომარეობდეს შემდეგში. მზის ნახშირბადის ციკლში გადასვლის დროს წარმოებს ენერჯის ძლიერი გამოყოფა, ამასთან შეიძლება მოხდეს ენერჯის ცალმხრივი გამოტყორცნა აირადი ნისლოენების არეში, რომელიც მოთავსებულია ეკვატორიალურ სიბრტყეში. ამ მატერიის ცალკეული შესქელება იძლევა მომავალი პლანეტებისათვის კონდენსაციის ბირთვებს, რომლებიც გაიზრდებიან გარემომცველი არეს ხარჯზე. ეს კონცეპცია გულისხმობს პლანეტების ერთდროულად წარმოშობას.

ვ. გ. ფესენკოვი უშვებს პლანეტების წარმოშობის სხვა პროცესების არსებობასაც და თვლის, რომ ამჟამად ამ საკითხის ერთი გაგებით ვადაწყვეტა არ შეიძლება.

ატმოსფერო

ჩვენი პლანეტის სულ ზედა გარსს ატმოსფერო ეწოდება. ის არსებითად განსხვავდება სხვა გარსებისაგან როგორც შემადგენლობით, ასევე ფიზიკური და ქიმიური თვისებებით. მისთვის, მისი ატომების უმრავლესობისათვის, განსაკუთრებით დამახასიათებელია აირადი მდგომარეობა და მისი ძირითადი ელემენტების—აზოტის და ენგბადის—თავისუფალი მდგომარეობა. ატმოსფეროს ატომები თავისუფალი აირადი მდგომარეობის წყალობით არა მხოლოდ თავისუფლად ვრცელდებიან მათთვის განკუთვნილ მთელ სიერცეში, არამედ კიდევაც ინტენსიურ გაცვლა-გამოცვლაში იმყოფებიან ჰიდროსფეროსა და ლითოსფეროს ატომებთან, რითაც განპირობებულია უკანასკნელში ზოგიერთი მნიშვნელოვანი გეოქიმიური პროცესი. ჩვეულებრივ, როდესაც ატმოსფეროზე ლაპარაკობენ, მხედველობაში აქვთ მხოლოდ მისი მიწისზედა ნაწილი. მაგრამ დიდ მეცნიერულ და პრაქტიკულ ინტერესს წარმოადგენს ლითოსფეროს შიგნით აირების დაგროვებაც, რომლებიც ეგრეთ წოდებულ მიწისქვეშა ატმოსფეროებს ქმნიან.

განვიხილოთ ცალ-ცალკე ორივეს შემადგენლობა.

დედამიწის ატმოსფეროს ზედა ნაწილის შემადგენლობა. სხვადასხვა მკვლევარის გამოანგარიშებით, ატმოსფეროს წონა სულ 5.10¹⁸ ტ შეადგენს, ე. ი. დედამიწის საერთო წონის მხოლოდ 0,05%-ს. ცხადია, რომ დედამიწის ქერქის საშუალო კლარკებზე, და მით უმეტეს მთლიანად დედამიწაზე, ატმოსფეროს გავლენა სრულიად უმნიშვნელოა და ამის გამო აღნიშნული კლარკების გამოანგარიშების დროს ატმოსფეროში ელემენტების შემცველობას ჩვეულებრივ უგულებელყოფენ. მაგრამ ატმოსფეროს მნიშვნელობა დედამიწის არსებობაში და მის ზედაპირზე მიმდინარე ნაირგვარ პროცესებში განსაკუთრებით დიდია. ატმოსფეროს ატომები მუდმივმატერიალურ გაცვლა-გამოცვლაში იმყოფებიან ლითონფეროს და ჰიდროსფეროს ატომებთან და, როგორც ქვემოთ იქნება ნაჩვენები, დედამიწაზე ელემენტების მიგრაციის მრავალ მნიშვნელოვან პროცესში განსაკუთრებულ როლს ასრულებს ჩვენი პლანეტის ჰაეროვანი გარსი. ატმოსფეროს ზუსტი საზღვრების დადგენა შეუძლებელია. ეს საზღვრები (ზედა და ქვედა) პირობითია.

ზევით, დედამიწის ზედაპირიდან დაშორებასთან ერთად, აიროვანი გარსი სულ უფრო და უფრო იშვიათდება და შეუმჩნეველად გადადის პლანეტა-შორის, პირობითად უჰაერო სივრცეში. მეტეოროლოგები ატმოსფეროს ზედა ზღვრად პირობითად იმ სიმაღლეს ლებულობენ, საინამდის ატმოსფეროში შემჩნეულია რომელიმე ცნობილი მეტეოროლოგიური მოვლენა. პოლარული ციალის საფუძველზე ეს საზღვარი ამჟამად დაახლოებით 1000 კმ სიმაღლეზე გაჰყავთ.

სრულიად ამგვარად განუსაზღვრელია ჰაეროვანი გარსის ქვედა მიწისქვეშა საზღვარიც. ამ საზღვრის დადგენა უშუალო დაკვირვების გზით შეუძლებელია, და არაპირდაპირი მეთოდები, რომელნიც დამყარებულია მიწისქვეშა ატმოსფეროს წარმოშობის აბა თუ იმ ჰიპოთეზაზე, ნაირგვარ მნიშვნელობას იძლევიან. მიუხედავად ამისა, შეიძლება მტკიცება, რომ 60—100 კმ-ის სიღრმეზე წნევა ისეთ სიდიდეს აღწევს, რომ აიროვან მდგომარეობაზე ლაპარაკი შეუძლებელია. სწორედ ამ სიღრმის მიღება შეგვიძლია მიწისქვეშა ატმოსფეროების ქვედა ზღვრად.

მიწისზედა ატმოსფეროს ჩვენებრივ რამდენიმე ჰორიზონტალურ ფენად ყოფენ, რომლებიც განსხვავდებიან ფიზიკური და ქიმიური თვისებებით და მათში მიმდინარე პროცესების ხასიათით. სიცოცხლისათვის და გეოქიმიური პროცესებისათვის უფრო მნიშვნელოვან ქვედა ფენას ტროპოსფეროს უწოდებენ. ტროპოსფეროში შემჩნეულია ჰაეროვანი მასების კონვენციური დენები, რომლებიც გამოწვეული არიან აერის ქვევიდან გათბობით, მზის მიერ გამთბარი ლითონფეროსა და ატმოსფეროს ზედაპირიდან. ჰაეროვანი მასების როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური დენების კარგად შერევის წყალობით, ტროპოსფეროს საკმაოდ თანაბარი აირადი შემადგენლობა აქვს, დაახლოებით იგივე, რაც დედამიწის ზედაპირზე. აღსანიშნავია, რომ წყლის ორთქლი, რომელიც ატმოსფეროში დედამიწის ზედაპირიდან აღის, მხოლოდ ტროპოსფეროში გვხვდება: უფრო ზევით, როგორც სტრატოსტატებზე ჩატარებულმა ცდებმა აჩვენეს, წყლის ორთქლი ან საერთოდ არ არის, ან თუ არის, სრულიად უმნიშვნელო რაოდენობით, ისიც ან ძლიერი ვულკანური

ამოფრქვევების დროს, ან ტროპოსფეროდან დიფუზიონ გზით. ამის გამო ღრუბლები და ნიარგვარი ნალექები დაკავშირებული არიან მხოლოდ ტროპოსფეროსთან. ტროპოსფეროს ზევით არ აღწევს აგრეთვე მიწიერი წარმოშობის მტვერი და დედამიწასთან დაკავშირებული მიკროორგანიზმები.

ჰაერის ტემპერატურა ტროპოსფეროში კანონზომიერად ეცემა სიმაღლესთან ერთად და განიცდის როგორც პერიოდულ, ისე არაპერიოდულ მნიშვნელოვან მერყევობას. სხვადასხვა სიგანედში ატმოსფეროს სიმაღლე ერთნაირი არ არის, ვინაიდან დამოკიდებულია იმ სიმაღლეზე, რასაც აღწევენ აღმავალი დენები: ეკვატორზე ის აღწევს 16—18 კმ, ზომიერ სარტყელში 10—12 კმ, ხოლო პოლარულ ოლქებში 7—8 კმ.

ტროპოსფეროს ზევით დაახლოებით 70 კმ სიმაღლემდე მოთავსებულია სტრატოსფერო, სადაც ვერტიკალურ კონვექციურ დენებს, რომელნიც შეზღუდულია ტროპოსფეროში, ადგილი არა აქვს, და დაახლოებით ერთი და იგივე ტემპერატურაა გაბატონებული (დაახლოებით—55°). სტრატოსფეროში არ არის წყლის ორთქლი და მიწიერი მტვერი, მაგრამ, ალბათ, მუდამ შედის კოსმიური და ვულკანური წარმოშობის მტვერი. ფიქრობენ, რომ სტრატოსფეროს ფარგლებში არის „ოზონის ეკრანი“, ე. ი. ფენა, სადაც ჟანჯბადის მოლეკულები (O_2) მზის ულტრაიისფერი გამოსხივების ზეგავლენით გარდაქმნება ოზონის მოლეკულებად (O_3). ამ ეკრანს ვერნადსკი დიდ მნიშვნელობას აწერს, ვინაიდან მასში ის ხედავს სიციცხლის დასაცავ თავისებურ მოწყობილობას, რომელიც იცავს ორგანიზმებს დიდი რაოდენობით ულტრაიისფერი სხივების დამლუპველი მოქმედებისაგან.

ატმოსფეროს ზევით მდებარე ატმოსფეროს ფენების შემადგენლობა და თვისებები სრულიად უცნობია, ერთნი ფიქრობენ, რომ იქ სქარბობს წყალბადი, მეორენი, — რომ ეს ფენები შედგებიან ძალიან გაიშვიათებული აზოტისაგან, რომელიც დაბალი ტემპერატურის გამო მყარ მდგომარეობაშია, მესამენი ფიქრობენ, რომ ეს ფენები გამდიდრებულია ჰელიუმით.

ბუნებრივია, რომ გეოქიმიური პროცესებისათვის უფრო დიდი მნიშვნელობა აქვს ტროპოსფეროს, რომელიც უშუალოდ ესაზღვრება ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს და წონით მთელი ატმოსფეროს უმეტეს ნაწილს შეადგენს.

ტროპოსფეროს შემადგენლობა (წყლის ორთქლის გამოკლებით) ასეთია (წონით პროცენტებში):

N	75,51	Ar	1,26	Ne	0,0012	He	0,00007
O	23,01	Co ₂	0,04	Kr	0,0003	X	0,00004

ამას ემატება კიდევ წყლის ორთქლი (ცვლადი რაოდენობით), მიწიერი და კოსმიური მტვერი, მიკროორგანიზმები და მათი სპორები, ოზონი, ამიაკი, აზოტის ჟანგულები, წყალბადი, ნახშირწყალბადები, ემანაციები და სხვა აირადი ნივთიერებანი, მათ რიცხვში ვერცხლისწყლის და იოდის ორთქლებიც კი.

მრავალრიცხოვანი ანალიზების ჩვენებით, ტროპოსფეროს ძირითადი აირების შემადგენლობა დიდი მუდმივობით ხასიათდება, რაც ადვილი ასახსნელია ჰაერის მაღალი მოძრაობით და ყოველი აირის მისწრაფებით დაიკავოს

მისთვის განკუთვნილი მთელი მოცულობა. მხოლოდ შესაძლებელია ტროპოსფეროს ცალკეული მეორეხარისხოვანი აირების შემცველობა მნიშვნელოვნად მერყეობდეს. პირველ რიგში ეს ეხება წყლის ორთქლს, რომლის რაოდენობა შეიძლება 40-დან (ცხელ ნესტიან ამინდში) პროცენტის მეასედი ნაწილების ფარგლებში (ძლიერი ყინვების დროს) მერყეობდეს. ჰაერში წყალი შეიძლება იმყოფებოდეს არა მარტო ორთქლის სახით, არამედ ჰაერის ტემპერატურასთან დაკავშირებით იყოს თხევად და მყარ მდგომარეობაშიაც, წყალი ატმოსფეროში ძირითადად დედამიწის ზედაპირიდან, და უმთავრესად ზღვის და ოკეანეების ზედაპირიდან აორთქლების შედეგად შედის. მაგრამ შესაძლებელია ის სხვა მიზეზითაც მოხდეს, მაგალითად, ვულკანური ამოფრქვევების დროს. ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირს შორის წყლის მუდმივი მიმოქცევა წარმოებს.

ნახშირეანის რაოდენობა ატმოსფეროში საკმაოდ მუდმივია და შეადგენს 0,04%, მხოლოდ მისი რაოდენობა ძლიერ იზრდება დიდი ქალაქების, სამრეწველო დაწესებულებების და კოლმეურნეობების მახლობლად. ნახშირეანი (CO_2) ატმოსფეროში შედის მიწისქვეშა აირების ნაკადებიდან, ვულკანებიდან, ჰიდროსფეროს წყლებიდან, ნიადაგიდან, როგორც ორგანული ნივთიერების წვისა და ლპობის პროდუქტი და როგორც ორგანიზმების სუნთქვის პროდუქტი. ნახშირეანი ატმოსფეროს სცილდება აგრეთვე სხვადასხვა გზით. ძირითადად ის იხსნება ზღვების და ოკეანეების წყლებში, შთაინთქმება მწვანე მცენარეების მიერ და შეიკვრება კარბონატების წარმოშობის დროს. ყველა ამ პროცესს შორის რთული წონასწორობა მყარდება, და ისინი ურთიერთ კავშირში ატმოსფეროში ნახშირეანის რეგულაციას აწარმოებენ, რომელიც, როგორც ჩანს, საკმაოდ მუდმივია გეოლოგიური ეპოქების მანძილზედაც კი. მთავარ რეგულატორს, როგორც ამჟამად თვლიან, წარმოადგენს ოკეანე, რომლის წყალი შთანთქავს ან გამოჰყოფს ნახშირორჟანგს, რაც დამოკიდებულია მის რაოდენობაზე ატმოსფეროში.

გეოქიმიური თვალსაზრისით, ნახშირეანს საკმაოდ დიდი მნიშვნელობა აქვს: როგორც ქანების გამოფიტვის აგენტს, როგორც მწვანე მცენარეების საკვებს და როგორც დედამიწაზე კლიმატის რეგულატორს. უკანასკნელ გარემოებას თავის დროზე ხაზს უსვამდა ს. არენიუსი, რომელიც ფიქრობდა, რომ ატმოსფეროში CO_2 -ის რაოდენობა სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში სხვადასხვა იყო, და ამტკიცებდა, რომ მისი რაოდენობის სამჯერ გაზრდამ უნდა გამოიწვიოს არქტიკაში ტემპერატურის გაზრდა საშუალოდ 8—9°-ით, ხოლო მისმა შემცირებამ, პირიქით, ტემპერატურის დაწვეა. ამ გზით ცდილობდა არენიუსი აეხსნა დედამიწაზე კლიმატის შეცვლა დროში, კერძოდ გამყინვარების პერიოდის თავისებურება. ამ დასკვნებში არენიუსი ეყრდნობოდა ხეობის შეხედულებებს, რომელიც ატმოსფეროში CO_2 მთავარ წყაროდ ვულკანებს სთვლიდა და ამის გამო დედამიწაზე ცხელ კლიმატებს აკავშირებდა ამ ეპოქებში ინტენსიურ ვულკანურ მოქმედებასთან. საჭიროა აღვნიშნოთ, რომ ამ იდეებმა საერთო აღიარება ვერ ჰპოვეს, ვინაიდან ამ თეორიის ძირითად პირობას (ატმოსფეროში CO_2 -ის რაოდენობის შეცვლა დროში, ნახშირეანის როლი, როგორც ტემპერატურის რეგულატორის) ბევრი სადავოდ თვლის. კერძოდ, შემდეგ დამტკი-

ცებული იყო, რომ CO_2 დედამიწის გამოსხივების ენერჯიას დაახლოებით მხოლოდ 16%-მდე შთანთქამს, ე. ი. გაცილებით ნაკლებს, ვიდრე წყლის ორთქლი, რომელიც ატმოსფეროში გაცილებით მეტი რაოდენობით შედის.

ტროპოსფეროში მცირე რაოდენობით შედიან აზოტის სხვადასხვა შენაერთები, უმთავრესად ამიაკი და ქანგეულები. ეს მტკიცდება, მაგალითად, ატმოსფერულ ნალექებში ამიაკის და აზოტის შეყვას არსებობით. 1 ლიტრ ნალექში ნაპოვნია 0,52—2,43 მგ NH_3 და 0,18—3,15 მგ HNO_3 , ამიაკი ყველა სახის ატმოსფერულ ნალექებში შედის; თოვლში (0,49—0,98 მგ), წვიმის წყალში (0,77—0,88 მგ), თრთვილში (3 მგ), ცვარში (1,8 მგ).

აღნიშნული შენაერთები წარმოიშვებიან თავისუფალი აზოტიდან სხვადასხვა გზით:

1. ტენიან ჰაერში ელექტრული განმუხტვის შედეგად (მაგალითად, HNO_3 და NH_4NO_2 შეიძლება წარმოიშვას შემდეგი სქემით: $\text{N}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{NH}_4\text{NO}_2$).

2. ულტრაიისფერი სხივების მოქმედებით აზოტზე (ნიტრიტები და ნიტრატები).

3. ორგანიზმების ზოგიერთი სახეების მიერ, მაგალითად, ცერცოვანი მცენარეების ფესვებზე მცხოვრები ბაქტერიების მიერ (ვინოგრადოვის მიერ აღმოჩენილი), ატმოსფერული აზოტის ფიქსაციის გზით. დადგენილია, რომ საშუალოდ ერთი ჰექტარის მინდორი დაახლოებით 150 კგ აზოტის ფიქსაციას აწარმოებს. ორგანიზმების სიკვდილის შემდეგ აზოტის ქანგეულები და ამიაკი ნაწილობრივ ატმოსფეროში გადადიან.

აზოტის მისი შენაერთებიდან განთავისუფლება შეიძლება წარმოებდეს:

1. ორგანული ნივთიერების წვისა და ლპობის შედეგად;

2. ვულკანური ამოფრქვევების აირებში;

3. ღენთის და სხვა აზოტის შემცველი ფეთქებადი ნივთიერების აფეთქების დროს.

ორგანული სამყაროსათვის შეკავშირებული აზოტის მნიშვნელობა მეტად დიდია. გაუზვიადებლად შეიძლება ითქვას, რომ დედამიწაზე სიცოცხლის რაოდენობა განისაზღვრება დაკავშირებული აზოტის რაოდენობით. ნაკლებად არის გამოკვლეული აზოტის შენაერთების მეორე როლი: მათი მონაწილეობა გამოფიტვის პროცესებში. უნდა ვიფიქროთ, რომ აქ განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს აზოტის შეყვას მისი მაღალი ქიმიური აქტივობით, სხვა ნივთიერებათა დაქანგვის უნარით.

ტროპოსფეროს სხვა მეორეხარისხოვან შემადგენელ ნაწილებს შორის საჭიროა მოვიხსენიოთ ოზონი (O_3), რომლის მნიშვნელობა გეოქიმიიაში, როგორც ჩანს, გაცილებით უფრო დიდია, ვიდრე ფიქრობენ ჰაერში ოზონის არსებობის მცირე რაოდენობიდან გამომდინარე.

სხვადასხვა ავტორის მიერ, სხვადასხვა დროს ჩატარებულმა დაკვირებამ დაგვანახა, რომ ოზონი მუდამ შედის ჰაერში, ამასთანავე მისი შემადგენლობა ტროპოსფეროს ქვედა ნაწილებში საშუალოდ 0,02—0,03 მგ/მ³ აღწევს. ასე, ე. ს. ბურკსერმა ოდესის მახლობლად ზღვისპირზე ოზონის საშუალო რაოდენობა დაადგინა: ზაფხულში 0,024 მგ/მ³, ზამთარში—0,014 მგ/მ³ რაოდენობით. ძლიერ მატულობს ოზონის შემცველობა ჰაერში ქვეა-ქუხილის შემდეგ, რაც

ადვილი დასადგენია სუნით; ის აგრეთვე საგრძობლად მატულობს სიმაღლესთან ერთად, მაგალითად, მონბლანზე (4010 მ) 0,045 მგ/მ³ აღწევს. ეს სავსებით კანონზომიერია, ვინაიდან ოზონის წარმოშობა, რომელიც ძირითადად დაკავშირებულია ეანგბადის მოლეკულაზე ულტრაიისფერი სხივების ან ელექტრული განმუხტვის მოქმედებასთან, უმთავრესად წარმოებს ატმოსფეროს ზედა ფენებში, ხოლო დედამიწის ზედაპირის მახლობლად ოზონის რაოდენობა კლებულობს იმასთან დაკავშირებით, რომ ის იხარჯება ეანგვის სხვადასხვა პროცესზე.

ოზონი, როგორც კარგად არის ცნობილი, წარმოადგენს ძლიერ დამყანგველს: დაეანგვის ზოგიერთი პროცესი ეანგბადის შემცველობის დროს ან სულ არ მიმდინარეობს, ან მიმდინარეობს მეტად ნელა. ასე, მაგალითად, ჩვეულებრივ პირობებში სინგურზე ეანგბადი სრულიად არ მოქმედებს, მხოლოდ ოზონის შემცველობის დროს, როგორც ჩვენმა ექსპერიმენტებმა დაგვანახეს. ის ადვილად იეანგება და ისევე, როგორც სხვა სულფიდები, გადადის ვერცხლისწყლის სულფატში. თუ გავითვალისწინებთ, რომ ატმოსფეროში ოზონი განუწყვეტლივ წარმოიშვება და იხარჯება ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს ზედა ნაწილებში ეანგვის პროცესებზე, ჩვენ შეგვიძლია ვიფიქროთ, რომ მისი გეოქიმიური როლი გეოლოგიური დროის მასშტაბში, ალბათ, ძალიან დიდია და ყოველ შემთხვევაში გაცილებით უფრო დიდი, ვიდრე თვლიდნენ.

ტროპოსფეროში მუდამ არის აგრეთვე რადიაქტიური წარმოშობის აირები: ჰელიუმი და მეტად მცირე კონცენტრაციებში რადიუმის (რადონი) და თორიუმის (თორონი) ემანაციები. ისინი ჰაერში მოხვედრილი არიან ლითოსფეროდან, სადაც წარმოიქმნებიან რადიაქტიური გარდაქმნების დროს. ემანაციები, მაღალი ხვედრითი წონის გამო, თავსდებიან ტროპოსფეროს ქვედა ნაწილებში. ჰელიუმი კი, პირიქით, როგორც მეტად მზატე აირი, მიისწრაფის ატმოსფეროს ზედა ნაწილებში, სადაც მისი შედარებითი რაოდენობა, ალბათ, მნიშვნელოვნად გაზრდილია.

ემანაციები, რომლებიც მუდმივად იქმნებიან რადიაქტიური ელემენტებიდან, თანდათან იშლებიან და საწყისს აძლევენ რიგ სხვა აქტიურ ატომებს. დედამიწაზე ემანაციების რაოდენობა განსაზღვრულია ზუსტად რადიაქტიური წონასწორობის კანონით: 1 გ რადიუმზე 0,585 მმ³ რადონისა მოდის. ეს რაოდენობა, რომელსაც „კიური“ ეწოდება, გამოყენებულია რადიაქტიობის განსაზღვრელ ერთეულად.

რაც შეეხება ჰელიუმს, ვინაიდან ის მუდმივად იქმნება, თანდათან უნდა გროვდებოდეს, როგორც მდგრადი ელემენტი. დედამიწის არსებობის მანძილზე ის უნდა დაგროვილიყო დიდი რაოდენობით. სინამდვილეში ეს ასე არ არის, რაც თავის ახსნას პოულობს ჰელიუმის თვისებებში: ერთი მხრივ, მის ინერტულობაში, რაც გამოითიშავს ჰელიუმის ფიქსირებას ამა თუ იმ შენაერთის სახით; მეორე მხრივ, მის დაბალ ხვედრით წონაში, რის გამო ჰელიუმი ადის ატმოსფეროს სულ ზედა ნაწილებში, საიდანაც, მაგალითად, მზის სხივების წნევის ზეგავლენით შეუძლია საერთოდ მოშორდეს დედამიწის მიზიდულობის სფეროს.

ჰაერში ემანაციების ჩვეულებრივი შემცველობა ძალიან მცირეა — $n \cdot 10^{-12}$ კიურის რაოდენობით. რადიოაქტიური ელემენტების საბადოებზე ემანაციების კონცენტრაციები გაცილებით მეტია.

დაბეჯითებით შეიძლება ითქვას, რომ ატმოსფეროში შედის ყველა აირადი ნივთიერება, რომლებიც დედამიწაზე წარმოიშვებიან და რომლებსაც დედამიწაზე არსებულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში მდგრადობა ახასიათებთ. რასაკვირველია, მრავალი მათგანის შემცველობა, როგორც, მაგალითად, ვერცხლისწყალი, მეტად უნნიშვნელო იქნება.

საორიენტაციო განსაზღვრების თანახმად ვერცხლისწყლის შემცველობა ატმოსფეროში 1 მ³-ზე დაახლოებით 0,02 γ შეადგენს. ვერცხლისწყლის ორთქლი ატმოსფეროში გვხვდება თხევადი ვერცხლისწყლის (ბუნებრივი ან ხელოვნურად მიღებულის) უშუალოდ შეხების ყველა შემთხვევაში, ვინაიდან ჩვეულებრივი ტემპერატურის დროს ვერცხლისწყლის ორთქლის დრეკადობა საკმაოდ დიდია და—50°-მდეც კი შესამჩნევი არის. შემდეგ, ვერცხლისწყალი ატმოსფეროში გვხვდება ვულკანური ამოფრქვევების დროს, მეტალურგიული პროცესების დროს, ქვანახშირის და ხის წვის დროს და ა. შ. ვინაიდან ის, როგორც გამოკვლევებმა დაგვანახვეს, მცირე რაოდენობით ყველა ქანში და ორგანულ ნივთიერებაში შედის და გახურების დროს შორდება მათ.

ატმოსფეროში ვერცხლისწყლის შემცველობა კიდევ უფრო მტკიცდება წვიმის წყალში მისი მუდმივი შემცველობით, რომელიც საშუალოდ 1 ტ-ზე აღწევს დაახლოებით 200 γ.

შეიძლება გამოვიანგარიშოთ, რომ დედამიწის ზედაპირზე ყოველწლიურად მეტეორული ნალექებით ჩამოიტანება—100.000 ტ ვერცხლისწყალი, ე. ი. 20-ჯერ უფრო მეტი, ვიდრე მსოფლიოს ყველა ბუდობებიდან ამოიღება.

შენობებში, სადაც ვერცხლისწყალთან წარმოაგება მუშაობა, მისი რაოდენობა ჰაერში ხშირად აღემატება დასაშვებ სანიტარულ მინიმუმს, რომელიც ჩვენი კანონმდებლობით დადგენილია 1 მ³-ზე 10 γ რაოდენობით.

ტრაპოსფეროში შედის აგრეთვე იოდი: დედამიწის ზედაპირის მახლობლად მისი შემადგენლობა დაახლოებით 1 მ³-ზე 1γ შეადგენს. სიმაღლესთან მისი რაოდენობა ყოველ 700 მ-ზე დაახლოებით ორჯერ მცირდება. ზღვების ნაპირებზე იოდის რაოდენობა ჰაერში, მოყვანილ საშუალო რიცხვებთან შედარებით, ძალიან მატულობს. ასე, მაგალითად, ბურკესერის მონაცემების მიხედვით, ოსიპენკოში (აზოვის ზღვის ნაპირზე) მისი რაოდენობა 1 მ³-ზე 52 γ აღწევს, ოდესაში (შავი ზღვის ნაპირებზე) 1 მ³-ზე 6 γ აღწევს. დადგენილია აგრეთვე, რომ სიმაღლესთან ერთად იოდის რაოდენობა მცირდება და რომ ის დამოკიდებული არის ქარის მიმართულებაზე: მეტია, როდესაც ქარი უბერავს ზღვიდან და ნაკლებია, როდესაც ქარი უბერავს საწინააღმდეგო მხარეს, ეს იმას ამტკიცებს, რომ ატმოსფეროში იოდი უმთავრესად ჰიდროსფეროდან შედის. ატმოსფეროში იოდის არსებობის ფორმები ზუსტად არ არის გამოკვლეული. მაგრამ უეჭველია, რომ არსებობენ პროცესები, რომელთა დროს წარმოიშვება თავისუფალი იოდი, რომელსაც შეუძლია მოხვდეს ატმოსფეროში, მაგალითად, ის შედის თერმებში და გამოიყოფა ზოგიერთი წყალმცენარის მიერ როგორც მათი სიცოცხლის, ასევე ლპობის დროს.

ატმოსფეროს ქვედა ფენებში მუდამ შედის მტერის რაღაც ნაწილი. ძირითადად ის შედგება ქანების უწყრილესი ნაწილაკებისაგან, არასრული წვის პროდუქტებისაგან, რომლებიც წარმოიშვებიან ხანძრების დროს, და აგრეთვე ადიან ქარხნების, ფაბრიკებისა და საცხოვრებელი სახლების ლუმენებიდან. მას ერთვის აგრეთვე ვულკანური წარმოშობის მტვერი და მეტეორული ანუ კოსმიური მტვერი, რომელიც წარმოიშვება ატმოსფეროში მეტეორიტების დაწვით ან ატმოსფეროში მოხვედრილია პლანეტაშორის სივრციდან.

ძირითადად მტვერი დედამიწის ზედაპირიდან არის შეტანილი და ამის გამო ბუნებრივია, რომ მისი რაოდენობა სიმალღესთან ერთად კლებულობს. ოკეანეებზე მტერის რაოდენობა გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ხმელეთზე. განსაკუთრებით ბევრია მტვერი დასახლებულ და სამრეწველო ადგილებში. ასე. მაგალითად, სპეციალურ ხელსაწყოზე „ბირთვების კონდენსაციის“ მეთოდით ჩატარებული გაზომვების მონაცემებით, ჰაერში მტერის ნაწილაკების რაოდენობა 1 სმ³-ზე ქალაქების ქუჩებისათვის 170000—470000 შეადგენს, გაშლილ შინდორზე 32000—130000, მთებზე 400—800, ატლანტურ ოკეანეზე 70—340 შეადგენს.

ზოგჯერ ძლიერ და გამუდმებულ ქარს მტვერი მიაქვს შორს ოკეანეში. მაგალითად, სახარიდან მტვერი დიდი რაოდენობით გადაიტანება ატლანტურ ოკეანეში, მწვანე კონცხის რაიონში—აფრიკის ნაპირებიდან 1700 ზღვის მიღამდე მანძილზე.

მტერის გეოქიმიური როლი უერჯერობით საკმაოდ გამორკვეული არ არის, მაგრამ გეოლოგიური დროის მასშტაბში, ალბათ, ძალიან დიდია.

საბოლოოდ გამორკვეული არ არის, მაგრამ უდავოა, რომ სამყაროს სივრციდან ჩამოსული კოსმიური მტერის მნიშვნელობა ჩვენი პლანეტის ნივთიერების საერთო ბალანსში აგრეთვე დიდია, როგორც ეს უკვე აღნიშნული იყო (იხ. გვ. 65—66).

ატმოსფეროში მუდამ შედის აგრეთვე ორგანული წარმოშობის მტერის ნამცეცები: სხვადასხვა ცხოველების და მცენარეების ნარჩენები, აგრეთვე ცოცხალი მიკროორგანიზმები—ბაქტერიები და ობის სოკოები. მიკროორგანიზმების რაოდენობაც სიმალღესთან ერთად ჰაერში ძლიერ კლებულობს. მაგალითად, პარიზის მახლობლად 1 მ³ ჰაერში 11000-ზე მეტი ბაქტერია და დაახლოებით 2000-მდე სოკო შედის, ხოლო მონბლანზე ამავე მოცულობაში მხოლოდ 4-დან 11-მდე ბაქტერია შედის.

ატმოსფეროში მტვერი დიდ როლს ასრულებს: ის არეკლავს და ფანტავს სინათლეს, შთანთქამს მზის სხივებს, რითაც ხელს უწყობს ატმოსფეროს გათბობას და ბოლოს მტერის ნაწილაკები წყლის ორთქლის კონდენსაციის ბირთვებს წარმოადგენენ, საიდანაც იქმნებიან ღრუბლები.

ატმოსფეროს ქვედა ფენები შემადგენლობით და თვისებებით წარმოადგენენ კოლოიდურ სისტემას. აქ ჰაერი დისპერსიულ გარემოს წარმოადგენს, დისპერსიული ფაზებია—მტერის მაგარი და თხიერი უწყრილესი ნაწილაკები, უინულის პაწაწინა კრისტალები, წყლის წვეთები და ა. შ. ამ შემთხვევაში ჩვენ გვაქვს აეროზული. ატმოსფეროს კოლოიდური აგებულება მისი ოპტიკური თვისებებით მტკიცდება (მზის, მთვარის და დედამიწის სინათლის წყა-

როების ირგვლივ შარავანდედები და სვეტები, ცის თაღის ფერი და თვით მისი ხილულობა და სხვ.), რაც აიხსნება ჰაერში მოთავსებული მაგარი და თხიერი ნაწილაკების მიერ გამოწვეული სინათლის დიფრაქციით. კოლოიდური სისტემისათვის, შედეგების ან კოაგულაციის ტიპური მოვლენები წარმოებს ატმოსფეროში, მაგალითად, როდესაც ჩამოწოლილია მძიმე ღრუბლები და უცებ, განსაკუთრებით ელვის განმუხტვის შემდეგ, იწყება თავსხმა. აქ ელექტრული განმუხტვა არღვევს კოლოიდურ წონასწორობას ღრუბელში და წყლის წვრილი წვეთები ერთდებიან დიდ წვეთებად, რის შემდეგ ატმოსფეროში შეჩერების უნარი არა აქვთ.

დედამიწისქვეშა ატმოსფეროების აირები. აქამდე ჩვენ ვლაპარაკობდით დედამიწისზედა ატმოსფეროზე. უკანასკნელ წლებში დიდ ყურადღებას იპყრობენ ბუნებრივი აირები, რომლებიც გამოიყოფიან დედამიწის ქერქიდან ატმოსფეროში, ან გროვებიდან ლითოსფეროს შიგნით—მიწისქვეშა ატმოსფეროები. ვ. ი. ვერნადსკი პირველთაგანი იყო, რომელმაც ჯერ კიდევ 1912 წ. ყურადღება მიაქცია ბუნებრივი აირების შესწავლის აუცილებლობას, დასახა ძირითადი პრობლემები და ამ აირების პირველი მეცნიერული კლასიფიკაცია წარმოადგინა. ამჟამად ბუნებრივი აირების პრობლემამ დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა მოიპოვა. მოვიხსენიოთ წვადი აირები, რომლებსაც ამჟამად იღებენ და იყენებენ მთელ რიგ ქვეყნებში, და მათ რიცხვში ჩვენშიც, აგრეთვე ჰელიუმში, რომელმაც განსაკუთრებული მნიშვნელობა მოიპოვა ჰაერ-ნაოსნობაში და ხელყოფნურად დაბალი ტემპერატურების მიღების საქმეში. მიწისქვეშა ატმოსფეროების აირები შემადგენლობით, წარმოშობით და ოდენობით მნიშვნელობით საკმაოდ ნაირგვარია. მათ შეუძლია სხვადასხვა ნარევის მოცემა, რომლებიც ხშირად შემდგარი არიან სხვადასხვა წარმოშობის აირებიდან, რაც აძნელებს მათი გენეზისის საკითხის გადაწყვეტას.

აირების ნაირგვარობის გამო შეეცადნენ მოეზღინათ მათი კლასიფიკაცია, ამასთან სხვადასხვა ავტორი ფიქრობდა საფუძვლად დაედოთ ან ქიმიური, ან გენეტიკური, ან მორფოლოგიური მომენტები, ჩვეულებრივ კი ერთიც და მეორეც. ბუნებრივი აირების უფრო მისაღები კლასიფიკაცია 1937 წ. წამოაყენა ვ. ვ. ბელოუსოვმა, რომელიც აირების წარმოშობის პროცესების არსიდან გამომდინარეობდა. ის გამოყოფს აირების ოთხ ტიპს:

ა. ბიოქიმიური წარმოშობის აირები—რომლებიც წარმოიშებიან მიკროორგანიზმების მიერ ორგანული ნივთიერების და მინერალური მარილების დაშლის დროს. ამას ეკუთვნის: მეთანი, ნახშირჟანგი, მძიმე ნახშირწყალბადები, აზოტი, გოგირდწყალბადი, წყალბადი, ეანგბადი;

ბ. ჰაერიდან წარმოშობილი აირები—წარმოიშებიან ლითოსფეროში ატმოსფერული ჰაერის შექრის შედეგად. ასეთებია აზოტი, ეანგბადი, ინერტული აირები.

გ. ქიმიური წარმოშობის აირები:

ა) მეტამორფული წარმოშობის აირები—წარმოიშებიან ქანებზე მაღალი ტემპერატურის და წნეების ზეგავლენით (CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , CO , N_2 , HCl , HF , B(OH)_3 , NH_3 , SO_2 , Cl , S , ქლორიდები და შესაძლებელია სხვები);

ბ) ბუნებრივი ქიმიური რეაქციების პროდუქტები, რომლებიც მიმდინარეობენ ნორმალური ტემპერატურების და წნევების დროს.

დ. რადიოაქტიური წარმოშობის აირები: ჰელიუმის, რადიუმისა და თორიუმის ემანაციები.

ეს კლასიფიკაცია, შედარებით სხვა კლასიფიკაციებთან, უფრო მისაღებია, თუმცა მასაც ახასიათებს ზოგიერთი ნაკლოვანება, რაც საერთოდ ახასიათებს ყველა გენეროკურ კლასიფიკაციას. უფრო გავრცელებული აირები, როგორცაა N_2 , O_2 , CO_2 , CH_4 , მათი სხვადასხვა გენეზის შესაბამისად, სხვადასხვა ტიპებში თავსდებიან. შემდეგ, ჰაერიდან წარმოშობილი აირების ცალკე ტიპად გამოყოფა ერთი შეხედვით თითქოს სავსებით ბუნებრივად გვეჩვენება, მაგრამ არსებითად მას შეიძლება წინააღმდეგობა შეხედეს, რომ თვით ატმოსფერო, ზოგიერთი მკვლევარის, განსაკუთრებით ვერნადსკის აზრით, მთავარ შემადგენელ ნაწილებში (ქანგბადი, აზოტი და ნახშირბედი) სიცოცხლის წარმონაშობი არის.

ბუნებაში შემჩნეული აირების დაგროვებანი, მათი შემადგენელი მთავარი კომპონენტის მიხედვით, შეიძლება დავყოთ სამ ჯგუფად:

1. მეთანის აირები, რომლებშიც ჩვეულებრივ CO_2 და N_2 შედის და დამორჩილებულ როლს ასრულებენ სხვა ნახშირწყლები, ამათ ეკუთვნიან ნავთობის და წვადი აირების საბადოების აირები, „ჰაობის“ და ნიადაგის აირები.

2. ნახშირბენი აირები, რომლებიც წარმოშობილი არიან ვულკანური მოქმედების და ქანების მეტამორფიზმთან დაკავშირებით. ზოგჯერ ისინი მთლიანად CO_2 -სგან შედგებიან (თუ ვულკანები ჩაქრნენ). იმ შემთხვევაში, როცა ვულკანები მოქმედებენ, CO_2 -ს უერთდება რაღაც რაოდენობა H_2 , CO , H_2S , SO_2 , ხოლო უფრო მეტად ცხელ აირებში აგრეთვე შედის HCl , HF , H_2BO_3 , NH_3 და სხვ.

3. აზოტოვანი აირები—ჩვეულებრივ დაკავშირებული არიან თერმალურ წყაროებთან.

განვიხილოთ ბელოუსოვის კლასიფიკაციის მიხედვით სხვადასხვა გენეტიკური ტიპის აირები.

ბიოქიმიური წარმოშობის აირები

ბიოქიმიური წარმოშობის აირებს, როგორც ჩანს, უფრო დიდი მნიშვნელობა აქვს. მათ ეკუთვნიან მეთანის ჯგუფის აირები, ე. ი. ნავთობის და აირების საბადოების აირები, ნიადაგებიდან და ნახშირის შრებიდან გამოყოფილი აირები, და აგრეთვე სხვადასხვა ლამიდან გამოყოფილი აირები. მეთანის გარდა, რომელიც ჩვეულებრივ სკარბობს, მინარევების სახით შედიან სხვა ნახშირწყლები: CO_2 , N_2 , H_2S და მცირე რაოდენობით აგრეთვე H_2 და O_2 . ზოგჯერ ასეთი ტიპის ნაკადებში CO_2 და N_2 სკარბობს, მაგრამ ეს იშვიათად ხდება.

უშუალო დაკვირვება ბუნებაში და მრავალრიცხოვანი ექსპერიმენტული დაკვირვება ამტკიცებენ, რომ მეთანის ჯგუფის აირების წარმოშობა ფართოდ არის გავრცელებული ბუნებაში და წარმოებს მუდამ, როდესაც არის ორგანული ნივთიერება, რომელსაც შეუძლია გაიხრწნას. ამასთანავე საჭიროებას არ წარმოადგენს ამ პროცესების დაკავშირება ნავთის ან ნახშირის საბა-

დოებთან, როგორც ამას წინათ ფიქრობდნენ, ისინი ამ საბადოებთან კავშირის გარეშე მიმდინარეობენ, მაგალითად, ზღვების, ტბების და მდინარეთა ლამების ნიადაგებში და ა. შ.

აგრეთვე საჭირო არ არის ვიფიქროთ, თითქოს ორგანული ნივთიერების შემცველი ქანებიდან ნახშირწყალბადების (მათ რიცხვში ნავთის) წარმოსაშობად საჭიროა მაღალი ტემპერატურა და წნევა (ენგლერის დისტილაციური თეორია). შემადგენლობით სიღრმის მეთანური აირები არსებითად არ განსხვავდებიან აშკარად ზედაპირული წარმოსობის აირებისაგან, ე. ი. ჩვეულებრივი ტემპერატურის და წნევის დროს წარმოსობილი აირებისაგან. გარდა ამისა, ვ. ვ. ბელოუსოვი აღნიშნავს, რომ როგორც წესი, ორგანული ნივთიერების ხელოვნურად გამოხდის დროს (მაღალი ტემპერატურების დროს) წარმოიშვებიან უფრო ვულკანური ტიპის აირები, ვიდრე მეთანის ტიპის, ვინაიდან ამ შემთხვევაში სჭარბობს წყალბადი და არსებით როლს ასრულებს გოგირდწყალბადი და ნახშირბადის ქანგი, რითაც განსხვავდებიან სწორედ ვულკანური აირები ბიოქიმიურ-მეთანური აირებისაგან.

მეორე მხრივ, უკვე დიდი ხანია დადგენილი, რომ წვადი აირები, რომლებიც მუდამ და ყველგან გამოიყოფიან ნიადაგებიდან და ლამიდან, წარმოადგენენ მიკროორგანიზმების ცხოველმყოფელობის პროდუქტებს. კლასიკური გამოკვლევები ამ დარგში ჩატარებული იყო ვ. ომელიანსკის და სხვათა მიერ. ექსპერიმენტულად დამტკიცებული იყო, რომ ენგბადით ღარიბ არეში ორგანული ნივთიერების დაშლის დროს უპირველეს ყოვლისა წარმოიშვება მეთანი და ნახშირყანგა. ამ შემთხვევაში გახრწნის პროცესი მიკროორგანიზმების მონაწილეობით წარმოებს, ერთნი მოქმედებენ ცილაზე, მეორენი—უჯრედებზე, მესამენი—ციხიმებზე.

ზოგიერთი მიკრობი წყალბადოვან დუდილს იწვევს, როდესაც მეთანის ნაცვლად წარმოიშვება წყალბადი. მაგრამ ეს ხდება მხოლოდ სპეციფიკურ პირობებში, როდესაც ტემპერატურა მაღალია და მეთანური დუდილის ბაქტერიები ილუპებიან. ნორმალურ პირობებში კი, რომლებსაც მეთანური მიკრობები უფრო ეგუებიან, ვიდრე წყალბადის, უკანასკნელები ვერ ვითარდებიან.

შემდეგ დადგენილ იქნა ანაერობული ბაქტერიების სხვა ჯგუფები, რომლებიც ორგანულ ნივთიერებას ხრწნიან არა მარტო დედამიწის ზედაპირის მახლობლად, არამედ დიდ სიღრმეებზედაც კი. დამტკიცებული იყო (განსაკუთრებით გ. გინზბურგ-კარაგიჩევას მიერ), რომ მდიდარი მიკროფაუნა გვხვდება ნავთის საბადოების ყველა ქაბურღილის მთელ სიღრმეზე 1200 მეტრამდე, იმ შემთხვევაში, როდესაც ქანებში ორგანული ნივთიერება შედის. მეთანის და წყალბადის დუდილის ბაქტერიების გარდა ნაპოვნი იყო დენიტრიფიკატორი ბაქტერიები, რომლებიც იწვევენ ნიტრატების აღდგენას და თავისუფალი აზოტის და ამიაკის წარმოსობას, გარდა ამისა გოგირდწყალბადის ბაქტერიების რამდენიმე სახეობა, რომლებიც ცილის გახრწნისას გოგირდწყალბადის წარმოსობას იწვევენ, და დესულფურაზატორი ბაქტერიები, რომლებსაც ბუნებრივი სულფატების აღდგენის უნარი აქვთ და ამასთან თავისუფალ გოგირდწყალბადს გამოყოფენ. კერძოდ, ასეთი გზით წარმოიშვება გოგირდწყალბადი, რომელიც წამლავს შავი ზღვის სიღრმეებს. დენიტრიფიკაციის და

დესულფურიზაციის დროს გამოყოფილი ენგბადი მიდის ორგანული ნივთიერების დაენგვაზე და საბოლოო ანგარიშში იძლევა CO_2 და H_2O , ამასთან დაენგვის ეს რეაქციები ეკოთერმიულები არიან და ანარობული გახრწნის პროცესში მიკროორგანიზმებს აწვდიან მათთვის საჭირო ენერჯის.

ექსპერიმენტულად დამტკიცებულ იყო, რომ წნევა მიკროორგანიზმების ცხოველმოქმედებაზე შესამჩნევ გავლენას არ ახდენს, იმ დროს, როდესაც ტემპერატურა ფრიად მნიშვნელოვან როლს ასრულებს: მაგალითად, ოპტიმალური ტემპერატურა მეთანური ბაქტერიების ცხოველმოქმედებისათვის $40-45^\circ$, ხოლო დესულფურიზატორებისათვის $40-50^\circ$. ტემპერატურის აწევის ან დაწევის დროს ბაქტერიების მოქმედება ჯერ კლებულობს, მერე კი საერთოდ წყდება. დადგენილი იყო აგრეთვე მარილიანობის როლი. მაგალითად, დენიფიკატორებს შეუძლია განვითარდნენ ტბებში იმ დროსაც კი, როდესაც მარილთა კონცენტრაცია წყალში 28°Be აღწევს, დესულფურიზატორები ამ პირობებში იღუპებიან.

ყველა ამ დაკვირვებამ ყოველგვარ ექვს გარეშე დაამტკიცა, რომ ორგანული ნივთიერების ანაერობულ პირობებში, ე. ი. ზღვების და ტბების სიღრმეების პირობებში, და აგრეთვე დედამიწის ქერქის ზედაპირულ პირობებში, სადაც ისეთივე პირობები არის, მიკროორგანიზმების ცხოველმოქმედების შედეგად წარმოიშება CH_4 , CO_2 , N_2 , HS_2 , NH_3 , H_2 , O_2 , ზოგჯერ მძიმე ნახშირწყალბადები. ჩვეულებრივ სქარბობენ CH_4 და CO_2 , ენაიდან, როგორც წესი, მათ წარმოსაშობად გაცილებით მეტი საწყისი მასალა არსებობს და მათი წარმოსაშობი მიკროორგანიზმები გაცილებით მეტად არიან შეგუებული იმ პირობებს, რომლებიც გაბატონებულია ორგანული ნივთიერების ჩამარხვის ადგილებში.

ლაბორატორიული ცდები აჩვენებენ, რომ ორგანული ნივთიერების ყველა ზემოაღნიშნული მიკრობიოლოგიური გახრწნის დროს გამოყოფილი ენგბადის ორგანული ნივთიერების ნახშირბადზე მოქმედების შედეგად წარმოიშება CO_2 -ის დიდი რაოდენობა. მაგრამ ბუნებრივ პირობებში მეთანის ჯგუფის აირებში CO_2 -ის რაოდენობა ხშირად უმნიშვნელოა. ეს შეიძლება ახსნილიქნას იმით, რომ CO_2 ტუტე და ტუტე მიწა მტკალებთან, რომლებიც მუდამ შედიან ბუნებრივ ხსნარებში, ადვილად იძლევა კარბონატებს და ბიკარბონატებს და მყარ ფაზაში გადასვლის გამო აირის სახით არ არის გამოვლინებული. მართალია, CO_2 -ის ეს ფიქსაცია წარმოებს მხოლოდ ნეიტრალურ ან ტუტე ხსნარებში, მთავე ხსნარებში კი კარბონატები, პირიქით, იხსნებიან CO_2 გამოყოფით. ყოველთვის ეს გასაგებია, თუ მხედველობაში მივიღებთ CO_2 -ის როგორც სუსტი მჟავას ქიმიურ თავისებურებას.

როგორც ცდებმა აჩვენეს, აზოტი მეტი რაოდენობით წარმოიშება, როდესაც იხრწნება ცხოველთა ნაშთები, ვიდრე მცენარეული ნაშთების გახრწნის დროს. ეს, ალბათ, იმით აიხსნება, რომ პირველნი შედარებით უფრო მდიდარი არიან ცილებით—აზოტის შისაღები საწყისი მასალით. აგრეთვე შემჩნეული იყო, რომ ცილოვანი ნივთიერების გახრწნის სისწრაფეზე, და ამასთან, გამოყოფილი აზოტის რაოდენობაზე ძალიან მოქმედებს რადიოაქტიური ნივთიერების თანაყოფიერება. შესაძლებელია, რომ ზოგჯერ ამით აიხსნება ბუ-

ნებაში შემჩნეული აზოტის კავშირი ჰელიუმთან. ცხადია, რომ ახლა ჩვენ ვლამპარაკობთ მხოლოდ ბიოქიმიური წარმოშობის აზოტზე, და მხედველობაში არ ვღებულობთ ატმოსფერულ აზოტს, რომელიც მუდამ არის მირეული მეთანის ჯგუფის აირებთან.

ბიოქიმიურ პროცესებში გოგირდწყალბადი წარმოიშვება ხშირად და მნიშვნელოვანი რაოდენობით, მაგრამ ის, ისევე როგორც ნახშირმეაფა, ხსნადია წყალში და ადვილად იშლება დედამიწის ზედაპირის პირობებში, რის გამო მისი ძირითადი მასა ადვილად შორდება აირად ფაზას. ამის გამო ის მეთანის ჯგუფის აირებში ჩვეულებრივ მცირე რაოდენობით შედის (პროცენტის ნაწილები).

წყალბადის შემცველობა მეთანურ აირში უფრო გამონაკლისს წარმოადგენს, ვიდრე წესს. ეს, ალბათ, იმით იხსნება, რომ მეთანის დუღილის ჩვეულებრივ პირობებში წყალბადის ტერმოფილური მიკრობები ჩახშობილი არიან და არ ვითარდებიან. მაგრამ ზოგიერთ იშვიათ შემთხვევაში ბიოქიმიური წარმოშობის აირის ნაკლებში წყალბადის რაოდენობა 10% და მეტსაც აღწევს. ასეთია, მაგალითად, ა. ჩერეპენკოვის მიერ შესწავლილი აირები, რომლებიც გამოიყოფიან კალიუმის მარილებით მდიდარი სოლიკამსკის ნალექებიდან და აგრეთვე გროზნოს ნავთის ერთ-ერთი ქაბურღილიდან და შორ-სუს ნავთის საბადოს ქაბურღილებიდან. მიუხედავად იმისა, რომ ორგანული ნივთიერების გახრწნის სხვადასხვა პროცესის დროს წარმოიშვება ჟანგბადი, მაგრამ პრაქტიკულად ის თითქმის მთლიანად იხარჯება დაეანგვის შემდგომი რეაქციების დროს, ამის გამო მეთანის ჯგუფის აირებში თითქმის არასოდეს არ შედის.

აქამდე აირების წარმოშობას ჩვენ ვიხილავდით ანაროებულ პირობებში ორგანული ნივთიერების გახრწნის დროს. ანაროებულ პირობებში ცხოველმოქმედების პროდუქტებს ეკუთვნიან: ჟანგბადი, როგორც მწვანე მცენარეების ფოტოსინთეზის პროდუქტი; ნახშირჟანგი, როგორც ცხოველების და მცენარეების სუნთქვის პროდუქტი და როგორც ორგანიზმების სიკვდილის შემდეგ ნახშირბალოვანი პროდუქტების დაეანგვის პროდუქტი; აზოტი, გოგირდწყალბადი, ამიაკი და სხვა აირები, უმთავრესად წარმოიშვებიან ორგანული ნივთიერების გახრწნის დროს, თანაც ეს გახრწნა, როგორც ახლა გამოიკვია, წარმოებს მიკროორგანიზმების უშუალო მონაწილეობით. აერობული წარმოშობის აირები, რომლებიც წარმოიშვებიან ჟანგბადის ქარბ პირობებში, ე. ი. დედამიწის ზედაპირზე ან უშუალოდ მის მახლობლად, მაშინვე გადადიან ატმოსფეროში. ამგვარად, ისინი არ იძლევიან ადგილობრივ დაგროვებას მიწის ქვეშა ატმოსფეროების ან აირების ნაკადების სახით, როგორც ანაროებულ წარმოშობის აირები. ამასთან მეტი მდგრადობა ახასიათებს ჟანგბადს და აზოტს, ე. ი. აირებს, რომლებიც თანამედროვე ატმოსფეროს კმნიან. ვ. ი. ვერნადსკი თვლის, რომ ატმოსფერო საერთოდ სიცოცხლის წარმონაქმნს წარმოადგენს.

ჰაერში წარმოშობილი აირები

ჩვენი ატმოსფეროს ჰაერს, ქანების ნაპრალების საშუალებით, შეუძლია შეიქრას ლითოსფეროს დიდ სიღრმეზე ან უშუალოდ, ან დაღმავალ წყლებში

გახსნილი. აღმავალი წყლის ნაკადებით ის ნაწილობრივ უკან ბრუნდება. წყლების მიერ აირების გახსნის უნარი დამოკიდებულია ტემპერატურაზე, წნევაზე და მინერალიზაციაზე, ეს ფაქტორები კი დროში შეიძლება ძალიან იცვლებოდნენ. ამის გამო შესაძლებელია შემთხვევები, როდესაც აღმავალი წყლებიდან გახსნილი აირები თავისუფალ მდგომარეობაში დაიწყებენ გადასვლას—წყაროების სპონტანურ აირებში. ეს შემჩნეულია წყაროების ზედაპირზე გამოსვლის დროს, როდესაც წნევა სწრაფად კლებულობს. მაგრამ აირები არა მარტო აღმავალი წყლის ნაკადებთან ერთად ამოდიან. მაგალითად, როდესაც ღეღამიწის ზედაპირის ტემპერატურის პირობებში აირებით ნაჯერი ხსნარები, სიღრმეში ჩასვლასას თბებიან და აირების ხსნადობა ძლიერ კლებულობს, უკანასკნელები ხსნარებიდან გამოყოფას და ზედაპირზე გამოსავალის ძებნას იწყებენ.

ბუნებრივი იქნებოდა ველოდეთ იმას, რომ გამოყოფილი აირების შემადგენლობა შეესაბამებოდეს ატმოსფეროს ჰაერის შემადგენლობას, ასეთი მაგალითები ცნობილია, მაგრამ ისინი მცირერიცხოვანია. უფრო ხშირად ხსნარებიდან გამოყოფილი აირების შემადგენლობა განსხვავდება ატმოსფეროს შემადგენლობისაგან—უპირველეს ყოვლისა ენგზადის რაოდენობით, რომელიც ამ აირებში გაცილებით უფრო ნაკლებია, ვიდრე ატმოსფეროში. ასე რომ, ზოგჯერ ლაპარაკი შეგვიძლია აზოტოვან, უენგზადო ნაკადებზე. ეს განსხვავება ადვილი ასახსნელია ენგზადის მაღალი ქიმიური აქტივობით, ატმოსფეროს სხვა აირებთან—აზოტთან და კეთილშობილ აირებთან შედარებით. დაღმავალ წყლებში მოთავსებული ენგზადის უმეტესი რაოდენობა ზოგჯერ კი მთლიანად იხარჯება ლითოსფეროს ზედა ნაწილის ფარგლებში დაენგვის მრავალრიცხოვან პროცესებზე და ამგვარად აირების მიმოქცევიდან ამოვარდება. ამის გამო ნაკლებად ენგზადოვანი ან უენგზადო აირები, რომლებიც მთლიანად აზოტისა და ინერტული აირებისაგან შედგებიან, მეტად ფართოდ არიან გავრცელებული ბუნებაში, განსაკუთრებით თერმალურ წყაროებთან დაკავშირებით. ისინი კარგად არიან შესწავლილი მრავალ ქვეყანაში, განსაკუთრებით სსრ კავშირში, საფრანგეთსა და ამერიკის შეერთებულ შტატებში.

აზოტოვანი აირების ნაკადების ჰაეროვანი წარმოშობა მტკიცდება იმ უბრალო და ნათელი ფაქტით, რომ ინერტული აირების (ჰელიუმის გარდა) აზოტთან თანაფარდობა ატმოსფეროში და აღნიშნული აირების ჯგუფში დაახლოებით ერთნაირია. ატმოსფეროში არგონის აზოტთან თანაფარდობა 0,0115 შეადგენს. მრავალრიცხოვანი ანალიზი, ჩატარებული ჩვენში და სახლგარეარეთ, ადასტურებს აღნიშნული ჯგუფის აირების ამ თავისებურებას, თუმცა ზოგიერთ შემთხვევაში შემჩნეულია გადახრები, როგორც ერთ, ისე მეორე მხარეს. ეს გადახრები შეიძლება აიხსნას: 1) წყალში, ერთი მხრივ, აზოტის და, მეორე მხრივ, ინერტული აირების სხვადასხვაგვარი ხსნადობით (ხსნარებში $Ar:N = 0,0235$); 2) ლითოსფეროს ზედა ნაწილებში ზოგიერთი ბაქტერიის მიერ აზოტის ფიქსაციით; 3) შესაძლებელია, ლითოსფეროს უფრო დრმა ნაწილებში მაღალი ტემპერატურების დროს აზოტი თავისი ქიმიური აქტივობის გამო ნაწილობრივ ამოვარდეს აირების წრებრუნვიდან.

ზემოთ ჩვენ დავინახეთ, რომ მიწისქვეშა აირებში აზოტი შესაძლებელია ბიოქიმიური წარმოშობისაც იყოს. ბიოქიმიური აზოტის გამოცნობა შესაძლებელია ნიშნების ერთობლიობით, თანხლებული აირების ასოციაციით. მთავარი ამ ნიშნებს შორის, როგორც ზემოთ ნათქვამიდან ცხადია, არის ინერტული აირების მინარევი ჰაეროვანი წარმოშობის აზოტში, და მათი არასესებობა ბიოქიმიურ აზოტში. შემდეგ, ბიოქიმიურ აირებში აზოტთან მუდამ იქნება მეთანის დიდი რაოდენობა, ატმოსფერული აზოტისათვის ასეთი ასოციაცია გამორიცხულია. ცხადია, ბუნებრივ პირობებში ჩვენ ხშირად გვაქვს სხვადასხვა წარმოშობის აირების ნარევი, რის გამო გენეზისის დადგენა არც ისე ადვილია, როგორც ზემოთ არის აღნიშნული, მაგრამ სუფთა გენეტიკური ტიპის აირების ნარევის თავისებურების ცოდნა ამ უფრო რთულ შემთხვევებში გარკვევას შეეძლება.

ქიმიური წარმოშობის აირები

ქიმიური წარმოშობის აირებს შორის შეიძლება ორი ქვეჯგუფის გამოყოფა:

1. ქიმიური რეაქციების აირები; იმ რეაქციების, რომელნიც მიმდინარეობენ დედამიწის ზედაპირზე, ე. ი. ნორმალური ტემპერატურების და წნევის დროს.

2. სიღრმეში წარმოშობილი აირები, ე. ი. მაღალი ტემპერატურების და წნევის პირობებში.

პირველ ქვეჯგუფს გაცილებით უფრო ნაკლები მნიშვნელობა აქვს, ვიდრე ეს შეიძლებოდა გვეფიქრა. უმეტეს შემთხვევებში, დედამიწის ზედაპირზე ორგანული და არაორგანული ნივთიერების შეცვლის რეაქციები, აირადი ფაზების წარმოშობით, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მიმდინარეობს მიკრო-ორგანიზმების აქტიური მონაწილეობით. ასეთებია, მაგალითად, ორგანული ნივთიერების გახრწნის პროცესები, სულფატების აღდგენა ნახშირწყალბადებით, ნახშირის თვითანთება და ა. შ. ამის გამო აირები, რომლებიც ამ რეაქციების შედეგად წარმოიშებიან, არსებითად ბიოქიმიურებს წარმოადგენენ. დედამიწის ზედაპირზე სუფთა ქიმიური რეაქციების მაგალითები ძალიან ცოტაა. შეიძლება აღვნიშნოთ, მაგალითად, მეთვე ზედაპირული წყლების მოქმედება კარბონატულ ქანებზე, ან წყლებზე, რომლებიც შეიცავენ დაკავშირებულ CO_2 -ს, რის შედეგად გამოიყოფა თავისუფალი CO_2 . ანალოგიურად გამოიყოფა CO , წყალში შემავალი ბიკარბონატების დაშლის დროს, როდესაც უკანასკნელები დედამიწის ზედაპირზე გამოდიან, ამასვე შეგვიძლია მივაკუთვნოთ ზედაპირული მეთვე წყლების მოქმედება ლითონების ბუნებრივ სულფიდებზე. მაგალითად, მადნეულ საბადოებზე, ამასთანავე შეიძლება H_2S წარმოიშვას. უქვევლია, რომ დედამიწის ზედაპირზე არის სხვა სუფთა ქიმიური რეაქციებიც, რომელთა შედეგად შეიძლება გამოიყოს აირები, მაგრამ მათი როლი, ისევე როგორც ზემონახსენები პროცესების, საეკოა, რომ მნიშვნელოვანი იყოს.

გაცილებით მეტი მნიშვნელობა აქვს მეორე ჯგუფის ქიმიურ აირებს— რომლებიც მეტწილად სიღრმეში წარმოიშებიან. მათ წყაროს ქანები წარმოადგენენ, რომლებიც მეტამორფიზმის აგენტების, უმთავრესად ტემპერატურის

ზეგავლენას განიცდიან. უფრო ნათლად ეს ქვეჯგუფი წარმოდგენილია ვულკანური აირებით, რომელთა შემადგენლობაში შედიან: CO_2 , CO , H_2 , N_2 , SO_2 , S_2 , Cl_2 , H_2O , H_2S , HCl , HF , $\text{B}(\text{OH})_3$, NH_3 , CH_4 , ლითონების ქლორიდები და ფტორიდები, დარიშხანის სულფიდები, O_2 , Ar , He და სხვ. განსაზღვრული ვულკანის კონკრეტულ შემთხვევაში აირების სია გაცილებით უფრო ნაკლებია, ვიდრე ზემოთ მოყვანილის. მაგალითად, კილაუეას აირებისათვის 1917 წელს შეფერღმა შემდეგი შემადგენლობა დაადგინა (მოცულობით პროცენტებში 1200°-ის დროს):

H_2O	17,97—89,93	SO_2	0,16—29,83
N_2	0,87—37,84	S_2	0,24—8,61
CO_2	1,54—33,48	Cl_2	0,05—1,34
CO	0,36—3,92	Ar	0,04—0,51
H_2	0,21—4,22		

მოქმედი ვულკანების შემადგენლობაში სპარბობს წყლის ორთქლი, შემდეგ მოდის N_2 , CO_2 , CO , H_2 . ზოგიერთი ამაირთავანი, სახელდობრ: H_2 , CO , CH_4 , S_2 , SO_2 ჰაერის ენგზაღთან შეერთებისას ააღებადდება, რის შედეგად ზოგჯერ კრატერებიდან ნამღვილი ალი ამოდის. ააღებადობის ამ რეაქციიდან წარმოიშვებიან H_2O , CO_2 , SO_2 , აფეთქების დროს ვულკანებიდან აირები გამოიყოფიან მაღალი სეცტის სახით, რომელსაც თან მოაქვს ფერფლი და გავარვარებული ქვები. აირები არა მარტო ვულკანის კრატერიდან გამოიყოფიან, არამედ გამოიყოფიან ამოფრქვევის დროს და დიდი ხნის განმავლობაში ამოფრქვევის შემდეგ ვულკანების ფერდობების და კიდეების ნაპრალებიდან. ამ ტიპის აირად გამონაყოფებს ფუშაროლები ეწოდება. ისინი ჯერ კიდეც გასულ საუკუნეში არიან შესწავლილი ვეზუვის და ეტნის მაგალითებზე, ხოლო უფრო გვიან სხვა ვულკანებზე.

მრავალრიცხოვანი დაკვირვებებით დადგენილი იყო, რომ ფუშაროლების ქიმიური შემადგენლობა მკიდროდ არის დაკავშირებული მთ ტემპერატურასთან. უფრო მეტად ცხელი ფუშაროლები არასავსებით სწორ სახელწოდებას — „მშრალებისას“ ატარებენ, ვინაიდან წინათ შეცდომით თვლიდნენ, რომ ისინი არ შეიცავენ წყლის ორთქლს. ყველაზე უფრო ცხელი ფუშაროლების ტემპერატურა 500°-ზე გაცილებით მაღალია. ისინი უმთავრესად შედგებიან მარილის შეავისავან, კალუმის, ნატრიუმის, ამონიუმის და სხვ. ქლორიდებისაგან, აგრეთვე მცირე რაოდენობით H_2O , CO_2 , N_2 და სხვ. შეიცავენ. გაცივებისას ეს აირები ისლვინის, ნატრიუმქლორის და ამონიუმის სულფიდებში იძლევიან. აგრეთვე ისინი გამოყოფენ სპილენძის ეანგს (ტენორიტი) და ზოგიერთ სულფატებს. უფრო დაბალი ტემპერატურების (500°—100°) ფუშაროლები იწოდებიან მეთვე ფუშაროლებად, მათში სპარბობს წყლის ორთქლი, SO_2 , HCl , CO_2 .

გამოხდის შედეგად წარმოიშვებიან ლითონების ქლორიდები და სხვა მიწერალები, განსაკუთრებით რკინის კრიალა Fe_2O_3 შემდეგი რეაქციით: $2\text{FeCl}_2 + 3\text{H}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$.

ფუშაროლები 100—40° ტემპერატურით ტუტე ფუშაროლების სახელს ატარებენ. ისინი არ შეიცავენ ლითონების ქლორიდებს, გამონაკლის შეადგენს ად-

ვილად აქროლადი ქლოროვანი ამონიუმი. ისინი შეიცავენ: წყლის ორთქლს, ნახშირმჟავა ამონიუმს და გოგირდწყალბადს, რომლის ჰაერზე დაშლის შედეგად წარმოიშვება გოგირდი. ჩვეულებრივ ტემპერატურების ფუზაროლები მოფეტებად იწოდებიან, ისინი უმთავრესად CO_2 -ს გამოყოფენ, რომელიც N_2 , H_2 და ნახშირწყალბადების მინარევს შეიცავს.

ფუზაროლები რაც უფრო შორს არიან კრატერიდან, მით უფრო დაბალია მათი ტემპერატურა. მეორე მხრივ, ფუზაროლების ტემპერატურა დამოკიდებულია ვულკანის მდგომარეობის სტადიაზე: მშრალი და მთავე ფუზაროლები ძლიერი ვულკანური მოქმედების დამახასიათებელია, მის შესუსტებასთან ერთად ისინი იცვლებიან ტუტე ფუზაროლებით და მოფეტებით. ვულკანური მოქმედების შეწყვეტის შემდეგ ვულკანების ფერდობებზე დიდი ხნის განმავლობაში მოქმედებენ ნახშირბადის და ნახშირწყალბადების შემცველი გოგირდწყალბადოვანი სოლფატორები. ვულკანების აირები და მათთან დაკავრებული ფუზაროლები მათი გენეზისის მიხედვით შეიძლება გაიყოს ოთხ ჯგუფად: 1) მაგმური; 2) მაღალი ტემპერატურის ზეგავლენით ქანებიდან გამოყოფილი; 3) ჰაეროვანი; 4) წყლის მირევის შედეგად გამოყოფილი.

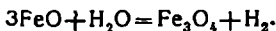
წინათ პირველი ჯგუფის აირებს განსაკუთრებით დიდ მნიშვნელობას აწერდნენ. ბოლო დროს ეს აზრი შეირყა, ვინაიდან ზოგიერთი მეცნიერი საერთოდ უარყოფს დედამიწის გამლვეალ კერასთან დაკავშირებულ, დასაბამიდან არსებული მაგმების არსებობას. ამჟამად მეცნიერების უმრავლესობა იმ აზრისაა, რომ ვულკანური აირების ძირითადი მასა გამოიყოფა ქანებიდან მაღალი ტემპერატურების ზეგავლენით (მეორე ჯგუფი). ეს თვალსაზრისი დადასტურებულია მრავალი მკვლევარის მიერ—დაწყებული 1781 წლიდან ჩატარებული მრავალრიცხოვანი ექსპერიმენტული კვლევით. გოტიემ თავისი ცდების საფუძველზე გამოიანგარიშა, რომ 1 კმ³ გრანიტი გალლობის დროს 26.400000 ტ წყალს და 5.293000 წყალბადს, და აგრეთვე სხვა აირების: CO_2 , CO , H_2S , CH_4 , N_2 დიდ რაოდენობას გამოყოფს.

ნაჩვენები იყო, რომ გახურების დროს მეტ აირებს ის ქანები გამოყოფენ, რომლებიც მდიდარი არიან მაგნიუმით და რკინით, ე. ი. ფუქე და ულტრა ფუქე ქანები. მაგალითად, ბაზალტები მოცულობის 7,36 აირს გამოყოფენ, რიოლიტები კი—მხოლოდ 0,87. ძველი ქანები უფრო მდიდარია აირებით, ვიდრე ახალგაზრდა, მაგალითად, არქაული მოცულობის 11,89 აირს იძლევა, თანამედროვე ლავები კი—მხოლოდ 0,60.

ქანების თანდათანობით გათბობის დროს აირების შემადგენლობა იცვლება. დასაწყისში გამოიყოფა CO_2 , შემდეგ კი ასეთი თანმიმდევრობაა შემჩნეული: CO — H_2 — CH_4 — N_2 . ეს იმას ამტკიცებს, რომ ქანებიდან გამოყოფილი აირების ძირითადი მასა მათში თავისუფალი ჩანართების სახით კი არ არის, არამედ გახურების დროს ქანებში მიმდინარე რეაქციების შედეგად წარმოიშვებიან. დიდი ხანია ცნობილია, რომ მრავალ მინერალს აირებით ამოვსებული სიციარილები აქვთ, მათ შორის დადგენილია CO_2 (ხშირად თხევად მდგომარეობაში), H_2O , N_2 , H_2 და Cl . ჩვეულებრივ აირების რაოდენობა უმნიშვნელოა, მაგალითად, ჩემბერლენმა მრავალრიცხოვანი სიციარილის მქონე 5,9 გ კვარცის ეაკუმში დამსხვრევით მხოლოდ 0,08 მლ CO_2 მიიღო. ანალოგიური

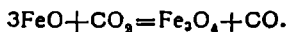
შედგები მიღებული იყო სხვა ქანებზე და მინერალებზე ექსპერიმენტების დროს. ამის გამო საჭიროა ვაღიაროთ, რომ ქანების გახურების დროს გამოყოფილი აირების ძირითადი მასა თავისუფალი სახით კი არ შედის მათში, არამედ წარმოიშვება გახურების დროს, როგორც სხვადასხვა ქიმიური რეაქციის შედეგი. ამ რეაქციებს შორის შეგვიძლია აღვნიშნოთ შემდეგი:

1. წყლის ორთქლის მოქმედება რკინის ქვეფანჯის შენაერთებზე. წარმოიშვება წყალბადი, მაგალითად, შემდეგი სქემით:



2. კარბონატების თერმული დაშლა, რომლის დროსაც, როგორც ცნობილია, გამოიყოფა CO_2 .

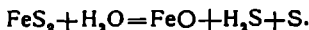
3. რკინის ქვეფანჯის შენაერთებზე CO_2 მოქმედებით წარმოიშვება CO , მაგალითად, შემდეგი სქემით:



4. ზოგიერთი სულფატის დაშლა SO_2 და SO_3 გამოყოფით. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია რკინის სულფატი, რომელიც ზოგჯერ პირიტის დაფანჯვის დროს წარმოიშვება ქანებში. მისი დაშლა შეიძლება წარმოებდეს შემდეგი სქემით:



5. პირიტის გახურება წყლის ორთქლთან. წარმოიშვება გოგირდწყალბადი და ელემენტარული გოგირდი შემდეგი რეაქციით:



6. მეთანის წარმოშობა, რომელიც უფრო ბუნებრივია აიხსნას დანალექ ქანებში შემავალი ორგანული ნივთიერების გამოხდით და მისი ნაწილობრივი დისოციაციით.

ამ ჯგუფის აირებს შორის აცეტილენი რომ არ შედის, ეს ლაპარაკობს დედამიწის წიაღში ლითონთა კარბიდების არსებობის წინააღმდეგ.

აზოტის წყარო საეხებით ნათელი არ არის. ნაწილობრივ შეიძლება ის წარმოიშვას ნიტრიდების დაშლით, მაგალითად, რკინის ნიტრიდის, რომლის შემცველობა ვულკანურ ექსგალიაციებში მტკიცდება ეტნის ფუზაროლების გამონაყოფებში მინერალი სილვესტრიტის არსებობით. ზოგიერთი მკვლევარის აზრით, ლავებში მოიპოვება აზოტოვანი რკინა და აზოტოვანი სილიციუმი (მარინაკიტი). ვ. ი. ვერნადსკის აზრით, შესაძლებელია, რომ აირადი აზოტი გახსნილი იყოს თხევად მაგმებში. მაგრამ უფრო დასაშვებია, რომ აზოტის მეტი ნაწილი ჰაეროვანი წარმოშობის არის. უკანასკნელი განსაკუთრებით ალიასკის და ჰავაის ვულკანების გამოკვლევების შედეგებით მტკიცდება, ამ აირებში აგრეთვე აღმოჩენილი იყო არგონი, ამასთანავე Ar:N შეფარდება დაახლოებით იგივეა, როგორც ეს ჰაერისათვის არის დამახასიათებელი. მართალია, ზოგჯერ ის გაცილებით მეტია, ვიდრე ჰაერში, მაგრამ ეს შესაძლებელია აიხსნას მალალი ტემპერატურების დროს სხვა ელემენტების შიერ აზოტის ფიქსაციით და შესაბამისი ნიტრიდების წარმოშობით.

რაც შეეხება წყლის ორთქლს, რომელიც ვულკანების და ფუმაროლების მიერ დიდი რაოდენობით გამოიყოფა, მისი წარმოშობა, როგორც ექსპერიმენტები და გამოთვლები აჩვენებენ, ძირითადად დაკავშირებულია გახურების დროს ქანებიდან გამოყოფასთან. ნაწილობრივ კი ვულკანების წყლის წყაროს წარმოადგენენ ზედაპირული წყლები. მაგალითად, ალიასკის ფუმაროლებისათვის დადგენილია, რომ მათ მიერ გამოყოფილი წყლის რაოდენობა დამოკიდებულია ატმოსფერული ნალექების რაოდენობაზე.

რადიაქტიური წარმოშობის აირები

ატმოსფეროს აირებზე ლაპარაკისას, ჩვენ გაკვრით უკვე შევეხეთ რადიაქტიური წარმოშობის აირებს—ჰელიუმს, რადონს და თორონს, რომლებიც მუდამ იქმნებიან რადიაქტიური ნივთიერების ატომებისგან. რადიაქტიური წონასწორობის თანახმად, რადონის და თორონის რაოდენობა, როგორც ძლიერ რადიაქტიური აირების და თავის მხრივ სხვა ელემენტებად შლადი, დედამიწის ქერქისათვის დაახლოებით მუდმივი სიდიდებით ხასიათდებიან. რადონი და თორონი არასოდეს არ იძლევიან დიდ დაგროვებას, ჰელიუმის წარმოშობის პროცესი, პირიქით, ერთმხრივ არის მიმართული. ამის გამო დაცვის ხელსაყრელი პირობების დროს, ჰელიუმის რაოდენობა თანდათან მატულობს და შეიძლება შექმნას დაგროვება, რომელიც პრაქტიკულად საინტერესო იქნება.

დედამიწის ქერქში ჰელიუმის წარმოშობა მუდმივად და საკმაოდ დიდი რაოდენობით წარმოებს. ის იქმნება ურანის, თორიუმის, რადიუმის, რადონის, თორონის, პოლონიუმისა და სამარიუმის რადიაქტიური გარდაქმნების დროს.

ამ გარდაქმნებიდან ზოგიერთი ძალიან ნელა მიმდინარეობს, ზოგი კი—გაცილებით სწრაფად. მაგალითად, 1 გ რადიუმი წამში $3,7 \cdot 10^{10}$ ატომ ჰელიუმს იძლევა, რაც წლიურად დაახლოებით 160 მმ³ შეადგენს. ურანის ატომი, ტყვიის მდგრად იზოტოპად გარდაქმნის დროს, ჰელიუმის 8 ატომს იძლევა; თორიუმის ატომი თორიუმის ტყვიაში გარდაქმნის დროს ჰელიუმის 7 ატომს იძლევა; რადიუმის ატომი—შესაბამისად ჰელიუმის 6 ატომს. თუ დედამიწის ქერქის ხნოვანებად 2 მილიარდ წელს მივიღებთ, შეგვიძლია გამოვიანგარიშოთ, რომ ამ ხნის განმავლობაში წარმოშობილი ჰელიუმი არა ნაკლებ $n \cdot 10^{13}$ ტ უნდა იყოს. სინამდვილეში ჰელიუმის რაოდენობა დედამიწის ქერქში გაცილებით უფრო ნაკლებია ($n \cdot 10^{11}$ ტ).

ჰელიუმის ასეთი დეფიციტი შეიძლება ახსნილ იქნას, თუ მხედველობაში მივიღებთ მის თვისებებს: კიმიურ ინერტულობას, რომელიც გამორიცხავს მის ფიქსაციას ამა თუ იმ შენაერთების სახით, და მის დაბალ ხვედრით წონას, რის გამო ჰელიუმი ატმოსფეროს ზედა ნაწილებში მიისწრაფის, საიდანაც შეუძლია წავიდეს სამყაროს სივრცეში.

ჰელიუმი, როგორც დედამიწის ქერქში ფართოდ გავრცელებული რადიაქტიურ ნივთიერებათა დაშლის პროდუქტი, მუდამ და ყველგან იქმნება. იგი მეტი რაოდენობით გამოიყოფა მეავე ქანებიდან, სადაც შესაბამისად რადიაქტიური ელემენტების რაოდენობა უფრო დიდია. ჰელიუმის ძირითადი მასა მოქცეულია მინერალებში. ზოგჯერ ის ამ მინერალებში დაცულია მათი

არსებობის ბოლომდე. ამის მიხედვით დადგენილია მათი ხნოვანების განმსაზღვრელი ჰელიუმის მეთოდი: მინერალების ხნოვანება, ჰელიუმის ურანისადმი ან თორიუმისადმი შეფარდების პროპორციულია.

მინერალებიდან ჰელიუმი შეიძლება განთავისუფლდეს სხვადასხვა გზით, უპირველეს ყოვლისა, დიფუზიის საშუალებით, მაგრამ ამ ხერხს, როგორც ჩანს, ნაკლები მნიშვნელობა აქვს. გაცილებით უფრო სწრაფად მიმდინარეობს ჰელიუმის განთავისუფლება მინერალებიდან მათი მექანიკური და ქიმიური დაშლის დროს, და აგრეთვე გახურების დროს, განსაკუთრებით, როდესაც მინერალები ლღებიან, ვინაიდან ჰელიუმის ხსნადობა მდნარებში უმნიშვნელოა. მიწისქვეშა ბუნებრივ აირებში ჰელიუმი მუდამ შედის, მაგრამ, როგორც წესი, უმნიშვნელო რაოდენობით. ჰელიუმის დამოუკიდებელი მიწისქვეშა ატმოსფეროები არ არსებობენ. ეს აიხსნება დედამიწის ქერქში მისი განსაკუთრებით ნელი წარმოშობით და აგრეთვე იმით, რომ ის გამოიყოფა იმ მინერალებიდან, რომლებშიც გაცილებით მეტი რაოდენობით მუდამ არსებობენ სხვა აირებიც. მაგრამ ზოგიერთი აირის ნაკადებში ჰელიუმის რაოდენობა გაცილებით დიდ რაოდენობას აღწევს—პროცენტის მეთედ ნაწილებს და რამდენიმე პროცენტსაც კი. ასეთ ნაკადებს განიხილავენ, როგორც ჰელიუმის საბადოებს. ჩვეულებრივ მათში მეთანი ან აზოტი სქარბობს, ე. ი. ბიოქიმიური და ატმოსფერული წარმოშობის აირები. აღნიშნულ აირებთან ჰელიუმის კავშირი სხვადასხვაგვარად იხსნება, მხოლოდ ყველა ჰიპოთეზს საფუძვლად უდევს წარმოდგენა მიგრაციის საერთო გზებზე, რასაც ხელსაყრელი ფიზიკურ-ქიმიური და გეოლოგიური გარემოს შემთხვევაში მიჰყავს მიწისქვეშა ატმოსფეროებში ამ აირების ერთად კონცენტრაციამდე.

ბუნებრივია, რომ ჰელიუმით მდიდარი ატმოსფეროების წარმოსაშობად ხელსაყრელია ის რაიონები, რომლებიც აგებული არიან რადიაქტიური ელემენტებით მდიდარი ქანებით და დიდი მსხვრევალობის მინერალებისაგან, რაც ხელს უწყობს ჰელიუმის დიფუზიას.

ენერჯიის ბალანსი ატმოსფეროში

ჩვენი პლანეტა ატმოსფეროდან ღებულობს კოსმიურ, უმთავრესად მზის ენერჯიის დიდ რაოდენობას, რომლის ბარჯზე დედამიწის ზედაპირზე სრულდება მასშტაბით გრანდიოზულ ელემენტთა მიგრაციის პროცესები, ბიოქიმიურის ჩათვლით. მეორე მხრივ, ჩვენი პლანეტა ატმოსფეროს მეშვეობით კარგავს ენერჯიას, რომლის რიცხვში არა მარტო კოსმიური ენერჯიის შერჩენილი ნაწილია, არამედ ნაწილობრივ მოწიფი რაოდენობის ენერჯიაც არის, ე. ი. კარგავს იმ ენერჯიას, რომელიც დაკავშირებულია რადიაქტიურ პროცესებთან და დედამიწის ღრმა ნაწილების ნარჩენ სითბოსთან.

დღემდე ზუსტად აღრიცხავენ მხოლოდ მზის რადიაციის ენერჯიას. კოსმიური ენერჯიის სხვა სახეების რაოდენობა, რომელსაც სხვა ვარსკვლავები და პლანეტები გამოასხევენ, მზიურთან შედარებით უმნიშვნელოა, ან მათი როლი ჯერჯერობით საკმაოდ გამორკვეული არ არის (კოსმიური სხეულები).

მზის რადიაციის დაძაბულობა, ანუ ზედაპირის სმ² ფართზე ერთ წუთში დაცემული ენერჯიის რაოდენობა გაიზომება სპეციალური ხელსაწყოებით — აქტინომეტრებით და მოცემულია მცირე კალორიებში.

მრავალრიცხოვანმა გაზომვებმა აჩვენეს, რომ ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე მზის რადიაციის დაძაბულობა 2 მცირე კალორიაზე ცოტათი ნაკლებია. ამ საზღვრებზე მზის რადიაციის დაძაბულობა მუდმივია. მისი სიდიდე თევების და წლების განმავლობაში ოდნავ მერყეობს 1,929—1,959-ის ფარგლებში. ატმოსფეროს ქვედა ნაწილებში, დედამიწის ზედაპირის მახლობლად, ეს სიდიდე, რასაკვირველია, ნაკლები უნდა იყოს, ვინაიდან ატმოსფერო სხივოსნური ენერჯიის მეტ ნაწილს შთანთქამს. ატმოსფეროს ფარგლებში მზის ენერჯიის შთანთქმული და გაფანტული ნაწილების რაოდენობა დამოკიდებულია ორ მთავარ მიზეზზე: ატმოსფეროში მზის სხივების გზის სიგრძეზე, რომელიც განისაზღვრება პორიზონტიდან მზის სიმაღლით და დაკვირვების ადგილის სიმაღლით ზღვის დონიდან და, გარდა ამისა, ატმოსფეროს ვამპკირვალობაზე.

გამოანგარიშებულია, რომ მზის პირდაპირი სხივების რადიაციის დაახლოებით 30—40% აირების მოლეკულებისაგან აირეკლება ატმოსფეროს სულ ზედა ნაწილებში და გაიტყორცნება უკანვე სამყაროს სივრცეში, ხოლო დანარჩენი 70—60% შთაინთქმება ატმოსფეროს მიერ, რომელიც ამის გამო ცოტათი თბება, ან იფანტება და აღწევს დედამიწის ზედაპირს. აქ სხივების ნაწილი აირეკლება, ნაწილი ნაირგვარ პროცესებზე იხარჯება (წყლის აორთქლება, ფოტოსინთეზი მწვანე მცენარეებში და სხვ.), მეტი ნაწილი კი ლითონსფეროს და ატმოსფეროს მიერ შთაინთქმება, რითაც აიხსნება მათი გათბობა.

ვ. ვ. შულეიკინმა გამოიანგარიშა, რომ კარის ზღვის ზედაპირის 1 სმ²-ზე მზის პირდაპირი სხივების რადიაციისა და ცის დიფუზური რადიაციის შედეგად წელიწადში მოდის 33700 მკ კალორია, ე. ი. 3% მთელი რადიაციისა, რომელიც აღწევს ატმოსფეროს ზედა ნაწილებს, დანარჩენი კი შთაინთქმება ატმოსფეროს მიერ.

დედამიწის მიერ მზისაგან მიღებული ენერჯია შეადგენს მზის მიერ გამოგზავნილი მთელი ენერჯიის უმნიშვნელო ნაწილს, რომელიც ტოლია 5,10⁻¹⁰-ის, ხოლო აბსოლუტური გამოხატულებით მაინც ძალიან დიდია და არენიუსის მიხედვით, წელიწადში 1,66 · 10²¹ დიდ კალორიას შეადგენს.

მზის ენერჯიის მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი (1%—2% ფარგლებში), რომელიც უმთავრესად დაკავშირებულია 6700—7350 Å სიგრძის ტალღებთან, გამოიყენება მწვანე მცენარეების მიერ და წარმოადგენს სიცოცხლის წყაროს მის ყველა გამოვლინებაში და ამასთან ერთად არის ბიოსფეროში ელემენტთა მიგრაციის ნაირგვარი პროცესების საფუძველი. დედამიწაზე მზის მიერ გამოგზავნილი ენერჯიის უდიდესი რაოდენობა ადამიანის მიერ გამოუყენებელი რჩება: გამოიყენება მხოლოდ (და ისიც ნაწილობრივ) ორგანიზმების მიერ (შეშა, ქვანახშირი, ნავთი, ტორფი და ასე შემდეგ) დაგროვილი ენერჯია და გაცილებით ნაკლები რაოდენობით წყლისა და ქარის ენერჯია.

აქამდე ჩვენ ვლაპარაკობდით დედამიწის მიერ მიღებულ ენერგიაზე. ეს პროცესი რომ ცალმხრივი ყოფილიყო, დედამიწისა და ატმოსფეროს ტემპერატურა სწრაფად და განუხრცლად მოიმატებდა, სინამდვილეში ეს ასე არ არის: ისტორიულ პერიოდში დედამიწის ტემპერატურა არსებითად არ შეცვლილა.

ვ. გ. ფესენკოვი და სხვა მკვლევარები თვლიან, რომ დედამიწაზე ფიზიკურ-ქიმიური პირობები და მათ რიცხვში ტემპერატურაც დარჩა დაახლოებით ისეთი, როგორც იყო ორი მილიარდი წლის წინათ. ეს შესაძლებელი აღმოჩნდა იმიტომ, რომ დედამიწის მიერ მზისგან (და სხვა წყაროებიდან) ენერგიის მიღებასთან ერთად წარმოებს თვით დედამიწის ენერგიის მუდმივი გამოსხივება პლანეტთაშორისო სივრცეში. ეს გამოსხივება დედამიწიდან ატმოსფეროს გავლით, ძირითადად წარმოებს დიდი სიგრძის ტალღების მქონე სითბური სხივების ხარჯზე და იწვევს დედამიწის და ატმოსფეროს გაცივებას.

ზოგიერთი მკვლევარი თვლის, რომ პლანეტა გამოსახივებს იმდენ სითბოს, რამდენსაც იღებს მზისაგან. ეს სწორია მხოლოდ დაახლოებით. ჯერ ერთი, მხედველობაში უნდა მივიღოთ ენერგიის ის სახეებიც, რომლებსაც დედამიწა ღებულობს, მაგალითად, სხვა მზის სისტემებიდან (კოსმიური სხივები). კოსმიური სხივების ენერგია დედამიწაზე აწარმოებს მუშაობას, რომლის მასშტაბები და ხასიათი მხოლოდ ახლა ირკვევა. საორიენტაციო გამოთვლებმა გვიჩვენეს, რომ ერთ სექუნდში 1 მ²-ზე დაცემული კოსმიური სხივების ენერგია შეადგენს 3,5 · 10⁻³ ერგს და მთელი დედამიწისათვის წელიწადში იძლევა 1,4 · 10¹³ კალორიას. ეს, მზისაგან მიღებულ ენერგიასთან შედარებით, მცირეა, მაგრამ, მიუხედავად ამისა, კოსმიური სხივების მნიშვნელობა დედამიწის ცხოვრებაში ძალიან დიდია უნდა იყოს, თუ მხედველობაში მივიღებთ მათ შედგენილობას და მათი შემადგენელი ნაწილაკების: პროტონების, ნაწილაკების, ნეიტრონების, ელექტრონების და მეზოტრონების დიდ სისწრაფეს. მეორე მხრივ, ზუსტი გამოანგარიშების დროს არ შეიძლება უგულვებელყოფთ რადიოაქტიური დაშლის ენერგია, რომლის გამოყოფა მუდმივად წარმოებს და რომელიც დედამიწის ქერქში მხოლოდ რადიუმისთვის შეადგენს 6 · 10¹⁶ დიდ კალორიას წელიწადში.

აქედან გამომდინარე, მუდმივი ტემპერატურის შესანარჩუნებლად დედამიწამ საწყაროს სივრცეში უნდა გამოასხივოს გაცილებით მეტი ენერგია, ვიდრე ის მზისაგან ღებულობს. ეს განსხვავება კოსმიური სხივების ენერგიის, რადიოაქტიური დაშლის და სხვა ჩვენთვის ჯერ უცნობი შესაძლო ენერგიების ჯამის ტოლი უნდა იყოს. ასეთი შესაძლო სახეების რიცხვს, ალბათ, ეკუთვნის ატომური ენერგიაც.

დედამიწის ზედაპირის და ატმოსფეროს მიერ გამოსხივებული ენერგიის ინტენსივობა დამოკიდებულია რიგ მიზეზებზე: 1. დედამიწის ზედაპირის და ატმოსფეროს ქვედა ფენებს შორის, აგრეთვე ატმოსფეროს ზედა ფენებს და პლანეტთაშორისი სივრცეს შორის ტემპერატურათა სხვაობაზე; 2. ატმოსფეროს გამკვირვალბაზე; 3. ჰაერის სიმკვრივეზე. საკითხის დეტალურ ანალიზს მიყვებათ დასკვნამდე, რომ ენერგიის შემოსავალი და გასავალი ძირითადად დედამიწის ზედაპირის საშუალებით სრულდება, რომელიც ამის გამო მეტეო-

როლოგიაში „მოქმედ შრედ“ იწოდება. ამ ფენის მიერ მიღებული ენერგია გადაეცემა როგორც ზევით—ატმოსფეროში, აგრეთვე ქვევით—ლითოსფეროში და ჰიდროსფეროში. მეორე მხრივ, ამ ფენის ენერგია შეიესება, როგორც ზეიდან—ატმოსფეროს მეშვეობით, აგრეთვე ქვევიდან—ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს ღრმა ფენებიდან.

ჰიდროსფერო

ოკეანეების და ზღვების წყლის შემადგენლობა

ცნება ჰიდროსფეროზე, როგორც დედამიწის შეკრული გარისის შესახებ, მეცნიერულად ჩამოყალიბებული იყო გასული საუკუნის ბოლოს. მასში შედიან ოკეანეები და ზღვები, აგრეთვე ტბები, მდინარეები და წყაროები, მიწისქვეშა წყლები და მთების სინესტე, რომლითაც გაქლენთილია ლითოსფეროს ზედა ნაწილები.

ჰიდროსფეროს ძირითად მასას შეადგენს ოკეანეები და ზღვები; კონტინენტების წყლებზე მთელი ჰიდროსფეროს მხოლოდ 0,3% მოდის, და ისიც ძირითადად უნდა შივაკუთენოთ პოლარული რაიონების და მთების ყინულებს. ჰიმდინარე წყლებზე კი მხოლოდ უმნიშვნელო პროცენტი რჩება (დაახლოებით 0,05). სხვადასხვა მკვლევარის გამოანგარიშებით, ჰიდროსფეროს საერთო წონა $1,4 \cdot 10^{18}$ ტონას შეადგენს, ე. ი. დედამიწის ქერქის საერთო წონის 7%-ზე ცოტათი ნაკლებს.

ჰიდროსფეროს ზედა საზღვარი გამოსახულია საეცებით ნათლად. ეს არის ოკეანეების და ზღვების, ტბების, მდინარეების, კაობების და ა. შ. ზედაპირი, რომელიც დაახლოებით თანხვდება გეოიდის ზედაპირს.

ჰიდროსფეროს ქვედა საზღვარი უფრო რთულია და დაახლოებით ოკეანეების და ზღვების, ტბების, კაობებისა და სხვათა ფსკერს თანხვდება. ფაქტიურად ის რამდენიმედ ქვევით გადის, თუ მხედველობაში მივიღებთ ლამის წყალს, რომლითაც გაქლენთილია ფსკერის ნალექები.

ჰიდროსფეროს უმეტესი ნაწილი, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ოკეანეებზე და მათთან დაკავშირებულ ზღვებზე მოდის. შემდგომ ჩვენ უმთავრესად ლაპარაკი გვექნება ჰიდროსფეროს ამ ძირითად მასაზე და მხოლოდ გაკვრით შევხებით ხმელეთის წყლებს, რომლებიც ოკეანეების და ზღვების წყლებისაგან განსხვავებით მრავალგვარ ტიპებს წარმოადგენენ როგორც შემადგენლობით, ასევე წარმოშობითაც.

ოკეანეების საშუალო სიღრმე დაახლოებით 3700 მეტრია, მაქსიმალური—10 000 მეტრს აღემატება (წყნარი ოკეანის მარიანის კუნძულების მახლობლად).

ზღვის წყლის საერთო მოცულობა დაახლოებით $1,370 000 000$ კმ³ შეადგენს, ე. ი. დაახლოებით დედამიწის მთელი ზედაპირის 1 სმ²-ზე—278 კგ. ღია ოკეანეების წყლების ქიმიური შემადგენლობა, მთავარი ელემენტების მხრივ, შეიძლება ზუსტად დადგენილად ჩათვალოს. ის საკმაოდ მუდმივია, რაც ენალიზების დიდი რიცხვით მტკიცდება.

კლარკის მონაცემებით (1924 წ.), რომლებმაც დღემდე შეინარჩუნეს თავისი მნიშვნელობა, ოკეანურ წყალს შემდეგი შემადგენლობა აქვს:

O	85,79	S	0,09
H	10,67	Ca	0,05
Cl	2,07	K	0,04
Na	1,14	Br	0,008
Mg	0,14	C	0,002
სულ . . 100,00 %			

ეს მონაცემები მხედველობაში არ იღებდნენ დიდ რიცხვს ელემენტებისას, რომლებიც ოკეანეების წყალში უფრო ნაკლები რაოდენობით შედიან. ვერნადსკიმ, გოლდშმიდტმა და სხვა მკვლევარებმა კლარკის ცხრილი შეავსეს მრავალრიცხოვანი მონაცემებით ამ ელემენტებისათვის და ერთდროულად დააზუსტეს კლარკის რიცხვები უფრო გავრცელებული ელემენტებისათვის. ამჟამად ოკეანის წყლის შემადგენლობა შეიძლება წარმოდგენილ იქნას შემდეგ ციფრებში:

ელემენტი	%	ელემენტი	%	ელემენტი	%	ელემენტი	%
O	85,89	Ca	0,042	Si	0,0001	I	$5 \cdot 10^{-6}$
H	10,80	K	0,037	F	0,0001	As	$2 \cdot 10^{-6}$
Cl	1,93	Br	0,0066	Rb	$2 \cdot 10^{-6}$	Cu	$1 \cdot 10^{-6}$
Na	1,07	C	0,002	Li	$7 \cdot 10^{-6}$	Cs	$2 \cdot 10^{-7}$
Mg	0,13	Sr	0,001	Zn	$7 \cdot 10^{-6}$	Ag	$3 \cdot 10^{-6}$
S	0,088	B	0,0004	P	$6 \cdot 10^{-6}$	Au	$1 \cdot 10^{-6}$

ოკეანეების წყალში აგრეთვე შედის: N($n \cdot 10^{-8}$), Ba($n \cdot 10^{-5}$), Fe($5 \cdot 10^{-6}$), Al($n \cdot 10^{-4}$), Mn($n \cdot 10^{-6}$), Hg($3 \cdot 10^{-9}$), Ra($2 \cdot 10^{-12}$).

გარდა ამისა, თვისობრივად დაშტკიცებულია ოკეანეების წყალში კეთილშობილი აირების (Ar, He, Na, Kr, X, Rn), Ni, Co, Sn, Mo და ზოგიერთი სხვა ელემენტის არსებობა.

საერთოდ რომ ვთქვათ, შეცდომა არ იქნება იმის მტკიცება, რომ ჰიდროსფეროში შედის პერიოდული სისტემის უკლებლივ ყველა ელემენტი, რომლებიც ცნობილი არიან დედამიწაზე, ვინაიდან ჰიდროსფეროსა და გეოსფეროებს შორის, სადაც ყველა ელემენტი შედის, მატერიის მუდმივი გაცვლა-გამოცვლა წარმოებს.

საკითხი ჰიდროსფეროს მთავარი შემადგენელი ნაწილების შესახებ საკლებით გადაწყვეტილად უნდა ჩაითვალოს. ასე რომ, შემდგომმა გამოკვლევებმა შესაძლებელია მხოლოდ ცოტათი შეცვალონ ზემოთ მოყვანილი რიცხვები. სულ სხვაგვარად არის სხვა რიცხვების საქმე, რომლებიც მეორეხარისხოვან მინარევებს ეხებიან. ანალიზის მეთოდების გაუმჯობესებასთან დაკავშირებით შესაძლებელია ეს რიცხვები საგრძნობლად შეიცვალოს. მაგალითისათვის შეიძლება გამოვიყენოთ ოქრო.

პირველმა მკვლევარებმა ძალიან გააზვიადეს ოქროს რაოდენობა ზღვის წყალში და მისთვის დაახლოებით 10 მგ/ტ ციფრს იძლეოდნენ. ახალმა, უფრო სრულყოფილმა ანალიზებმა აჩვენეს, რომ ზღვის წყალში ოქროს რაოდენო-

ბა 0,001—0,08 მგ/ტ ფარგლებში ძვეს, ანუ $1 \cdot 10^{-10}$ — $8 \cdot 10^{-9}$ %⁰. ზღვის წყლის მარილიანობის კონცენტრაცია მნიშვნელოვან მერყეობას იძლევა. მაღალი მარილიანობა დადგენილია სარაგოსის (3,8%⁰), ხმელთაშუა (3,9%⁰) და განსაკუთრებით წითელი (4,3—5,8%⁰) ზღვებისათვის. პირიქით, ბალტიის ზღვა დაბალი მარილიანობით ხასიათდება, ამასთანავე მარილიანობა აქ თანდათან კლებულობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ.

მარილიანობა დამოკიდებულია რიგ მიზეზებზე, განსაკუთრებით აორთქლების ხარისხზე (წითელი ზღვა) და მდინარეების მიერ მოტანილი მტკნარი წყლის რაოდენობაზე (ბალტიისა და შავი ზღვები). საშუალოდ მარილიანობა პიდროსფეროსათვის 3,5%⁰ ტოლად არის მიღებული.

მეტად მნიშვნელოვანია აღინიშნოს, რომ მიუხედავად მარილიანობის დიდი მერყეობისა, მსოფლიო ოკეანეს სხვადასხვა ნაწილში, ხსნარის მნიშვნელოვან კომპონენტებს შორის შეფარდება საკმაოდ მუდმივია. ეს მტკიცდება ანალიზების დიდი რიცხვით. მოგვყავს „ჩელენჯერის“ ექსპედიციის მიერ სხვადასხვა ადგილას შეგროვილი წყლის მარილიანობის განმსაზღვრელი 77 ანალიზის საშუალო.

	%		%		%		%
Cl	55,29	SO ₄	7,68	Na	30,59	Ca	1,20
Br	0,19	CO ₂	0,21	K	1,11	Mg	3,72

წყლების საშუალო მარილიანობა 3,30—3,74%⁰ შეადგენდა.

ოკეანური ხსნარის მთავარ კომპონენტებს შორის შეფარდებათა მუდმივობის წყალობით, თუ ხსნარში ერთ-ერთის რაოდენობა ვიცით, შესაძლებელია გამოვიანგარიშოთ ზღვის წყლის მარილიანობა.

ამგვარად, კნუდსენმა რიგი განსაზღვრების საფუძველზე გამოიყვანა შემდეგი ფორმულა: $S^{0}/\text{‰} = 0,030 + 1,8050 \text{ Cl}$, სადაც $S^{0}/\text{‰}$ გამოხატავს მარილიანობას 1000 გ წყალზე, Cl კი — ქლორის (+იოდის და ბრომის) შემცველობას წყლის იმავე რაოდენობაში. ამაზე არის დამყარებული ზღვის წყლის მარილიანობის განმსაზღვრელი ერთ-ერთი მეთოდიკა—აზოტმეავე ვერცხლის ხსნარით ტიტრირების გზით, რაც ქლორის შემცველობას იძლევა, და როდესაც ამ კომპონენტის რაოდენობა ცნობილია, აღნიშნული ფორმულის მიხედვით თეორიულად გამოიანგარიშება მარილიანობა. კნუდსენის ფორმულა სწორია, მაგრამ მხოლოდ ოკეანეებისათვის და დიდი გაშლილი ზღვებისათვის. დაბალი მარილიანობის ზღვები, რომლებსაც ოკეანეებთან წყლების დაბალი გაცვლა-გამოცვლა აქვთ—ხმელთაშუა, ბალტიის, შავი, კასპიის და მათი მსგავსნი—ამ ფორმულას არ ემორჩილებიან, და ამასთანავე დადგენილია. რომ ეს გადახრები მით უფრო დიდია, რაც უფრო დაბალია მარილიანობა.

დადგენილია, რომ ტემპერატურების და მარილიანობის ცვალებადობა ვერტიკალური მიმართულებით წარმოებს. მაგალითად, ანტარაქტიკისათვის ასეთი სურათია შემჩნეული: პირველ 200—400 მეტრს აქვს— 1° ტემპერატურა და ნორმალური მარილიანობა; ქვეით ტემპერატურა მატულობს $+1,9^{\circ}$ -მდე და მინერალიზაცია— $3,48\%$ -მდე; დაახლოებით 1500 მეტრის სიღრმეზე კვლავ ხდება გაცივება— $0,6^{\circ}$ -მდე.

ოკეანეებსა და ზღვებში გამოყოფენ ძირითად, ფსკერის და ლამის წყლებს. წინა მსჯელობები უმთავრესად ძირითად წყლებს ეხებოდა. როგორც ვხედავთ, ისინი ოკეანეებისათვის საკმაოდ ერთგვაროვანი არიან, მაგრამ არსებითად განსხვავდებიან სხვადასხვა ზღვის და უბნისათვის. გაცილებით უფრო მნიშვნელოვანია ფსკერის და ლამის წყლების განსხვავება.

ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის წყლები გაცილებით უფრო ღარიბი არიან თავისუფალი ენაგბადით, ვიდრე ძირითადი წყლები, ზოგჯერ სრულიად არ შეიცავენ მას, მაგრამ სამაგიეროდ გამდიდრებული არიან ნახშირბადით, ზოგჯერ კი გოგირდწყალბადით ან მეთანით. ასეთია, მაგალითად, შავი ზღვის და სპარსეთის ყურის ფსკერის წყალი. ფსკერის წყლების გოგირდწყალბადით და მეთანით გამდიდრებას ნაწილობრივ ბაქტერიალური დუღილის პროცესებით ხსნიან, — ნაწილობრივ ფსკერის წყაროების არსებობით, რომლებიც გამდიდრებული არიან ამ შენაერთებით, და აგრეთვე წყლის ძალიან სუსტი ვერტიკალური ცირკულაციით. ლამის წყლები, რომლებითაც გაელენთილია ოკეანეების, ზღვების, ტბების, მდინარეების და წყლის სხვა აუზების ფსკერის ლამი, ეხება და მქიდრო ფიზიკურ-ქიმიურ ურთიერთქმედებაშია ფსკერის წყლებთან.

წყლის მოცულობა ლამში იცვლება მათ დისპერსიულობასთან დაკავშირებით და შეადგენს მშრალი ლამის 4-დან 19-მდე მოცულობის ნაწილს. წყლის აუზების ლამები სავსეა ცოცხალი და მკვდარი ორგანიზმებით. ლამის ზედა ჰორიზონტებში ზოგჯერ ენაგბადი შედის; ლამის უფრო ღრმა ჰორიზონტები მოკლებულია ენაგბადს, მაგრამ სამაგიეროდ აზოტთან ერთად გამდიდრებულია ნახშირბადით, მეთანით ან გოგირდწყალბადით. ლამის წყლები შემადგენლობით მეტად ნაირგვარი არიან და ჩვეულებრივ ნაკლებად შესწავლილი. ისინი განსაკუთრებით დიდ როლს ასრულებენ ნალექების დიაგენეზისის პროცესებში.

ზღვების ზედაპირზე მდინარეების შეერთების ადგილებში წარმოიშვებიან ძალიან გამტკნარებული წყლის დროებითი უბნები, მაგალითად, ჩრდილოეთ ზღვებში — ციმბირის დიდი მდინარეების შესართავებთან. მტკნარი წყლების ასეთივე დაგროვებანი წარმოიშვებიან აისბერგების დნობის და ძლიერი ნიაღვრების დროს; ამასთან დაკავშირებით მარილიანობა პროცენტის მესამედ ნაწილებამდე ეცემა.

ოკეანეთა წყლების შემადგენლობის, დედამიწის ქერქის და მთლიანად დედამიწის შემადგენლობასთან შედარებისას დიდ განსხვავებას ვხედავთ. ენაგბადის გამოკლებით, რომელიც ყველა შემთხვევაში ოდენობით სჭარბობს, დანარჩენი ელემენტები სხვადასხვანაირად იქცევიან. ასე, მაგალითად, დედამიწაზე უფრო გავრცელებული ელემენტები, როგორც სილიციუმი, ალუმინიუმი, რკინა და სხვ., ოკეანეებში უმნიშვნელო რაოდენობით შედიან. პირიქით, ზოგიერთი ელემენტი ოკეანეს წყალში გაცილებით დიდი რაოდენობით მოიპოვება, ვიდრე დედამიწის მაგარ გარსში. ასეთებია, მაგალითად, ქლორი და ბრომი.

თუ დედამიწის ქერქის შემადგენლობის დაახლოებით 87% შეიძლება სილიკატებს მიეკუთვნოს, ჰიდროსფეროში 96%-ზე მეტს შეადგენს წყალი, ე. ი. ენაგბადის და წყალბადის ატომები.

ჰიდროსფეროს შემადგენლობიდან წყლის გამოკლებით, ე. ი. განვიხილავთ რა მხოლოდ მარილის ნაშთს და შევადარებთ მას დედამიწის ქერქის შემადგენლობასთან, ჩვენ უფრო თვალსაჩინოდ ვხედავთ მათ შორის განსხვავებას.

დედამიწის ქერქთან შედარებით ჰიდროსფეროში ქლორისა და ბრომის გარდა ჩვენ ვხედავთ ნატრიუმის, გოგირდის და ბორის მნიშვნელოვან კონცენტრაციას.

რიგი მკვლევარების აზრით, ოკეანეს წყლის მარილების შემადგენლობაში დიდ მონაწილეობას ღებულობენ ელემენტები, რომლებიც ამა თუ იმ რაოდენობით შემოვიდნენ ხსნარებთან ერთად დედამიწის ქერქის მშენებელი ქანებიდან მათი გამოფიტვის შედეგად.

მაგრამ ქანების გამოფიტვის დროს ხსნარში გადასული ელემენტების ყველა ატომი კი არ აღწევდა ოკეანეს, არამედ მხოლოდ მათი ნაწილი, განსხვავებული სხვადასხვა ელემენტისათვის, რაც დამოკიდებულია რიგ პირობებზე (შენაერთების წყალში ხსნადობაზე, ჰიდროლიზის და სორბირების უნარიანობაზე და სხვ.).

ოკეანეში ყველაზე მეტად აღწევდნენ ნატრიუმის და ქლორის ატომები, მათი შენაერთების კარგ ხსნადობასთან და მდგრადობასთან დაკავშირებით.

მიიღო რა ვ. მ. გოლდშმიდტმა, რომ ზღვის წყალში მთელი ნატრიუმი წარმოადგენს მაგმური ქანების გამოფიტვის პროდუქტს, გამოიანგარიშა, თუ ამ ქანების რა რაოდენობას შეეძლო მოეცა ნატრიუმის თანამედროვე შემადგენლობა ზღვის წყალში. ამ გამოანგარიშების თანახმად, ზღვის წყლის 1 კგ-ზე მოდის პირველადი ქანის და-

ახლოებით 600 გ, რომელშიც გამოიარა გამოფიტვის, დაშლის და დალექვის ციკლი. თანაფარდობა ქანებიდან ოკეანეში შემოტანილ და ამჟამად ზღვის წყალში მყოფ ელემენტთა რაოდენობას შორის, გოლდშმიდტის მიხედვით, წარმოდგენილია მე-8 ცხრილში (წყლის 1 კგ-ზე).

განსაკუთრებით თვალსაჩინოა ერთ და ორვალენტოვან ელემენტებთან შედარებით მრავალვალენტოვანი ელემენტების დიდი დეფიციტი, რაც, ალბათ, დაკავშირებულია მათ სუსტ ხსნადობასთან და ჰიდროლიზთან (ზღვის წყლის pH მნიშვნელობის დროს დაახლოებით 8,2) და მაღალი დისპერსიული სისტემების მიერ (ლამი, თიხების და სხვ.) მრავალვალენტოვანი ელემენტების ძლიერი სორბციის უნართან. ერთვალენტოვან ელემენტებს შორის განსაკუთრებით დეფიციტურია კალიუმი და იშვიათი ტუტეები: დამტკიცებულია, რომ მათი იონებიც ასევე კარგად სორბირდებიან ნაირგვარი ნალექებით.

ც ხ რ ი ლ ი მ

ელემენტი	შემოტანილია ოკეანეში	ამჟამად არის ზღვის წყალში	თანაფარდობა %
Na	16,8 გ	10,7 გ	66
K	15,0 "	0,37 "	2,5
Li	39 მგ	0,11 მგ	0,3
Rb	200 მგ	0,2 მგ	0,1
Cs	6 "	0,002 "	0,03
Mg	12,6 გ	1,3 გ	10,0
Sr	250 მგ	10 მგ	4,0
Ca	21,6 გ	0,42 გ	1,9
Ba	23,4 მგ	0,15 მგ	0,02
Al	52,6 გ	0,6 "	0,012
Sc	3 მგ	0,04 "	0,0013
Y	19 "	0,3 "	0,0016
La	11 "	0,3 "	0,003
Si	160 გ	1 მგ	0,0006
Ce	26 მგ	0,4 "	0,002

ჩატარებულ იყო მრავალი სხვა ელემენტის ანალიზური გამოანგარიშება, რითაც აღმოჩნდა, რომ ზღვის წყალში უმეტეს შემთხვევაში გვაქვს მათი მნიშვნელოვანი დეფიციტი.

კერძოდ, ზღვის წყალში დარჩენილია მანგანუმი მხოლოდ—0,0007%, რკინა—0,0002%, ნიკელი—0,0001%, მულიბდენი—0,008%, თუთია—0,03, სპილენძი—0,02%, დარიშხანი—0,7%, სელენი—1% და ა. შ.

გამოთვლებმა დაგვანახა ვერცხლისწყლის დიდი დეფიციტი ზღვის წყალში: შერჩენილია ვერცხლისწყლის 0,1%-ზე ნაკლები რაოდენობა, რომელიც შემოვიდა შავმური ქანებიდან. ვერცხლისწყლის ატომების უმეტესი რაოდენობა სორბირებულია დანალექი თიხოვანი ქანებით: თიხათიქლებში ვერცხლისწყლის რაოდენობა დაახლოებით ორჯერ მეტი აღმოჩნდა, ვიდრე შავმურ ქანებში. ნალექებში ვერცხლისწყლის ეს სიკარბე თითქმის ზუსტად უპასუხებს ჰიდროსფეროში მის დეფიციტს. ცხადია, რომ დედამიწის ქერქში რომ არ იყვნენ ფაქტორები, რომლებიც ზღვებში და ოკეანეებში ქიმიური ელემენტების შემოტანას არეგულირებენ, და რომ ქანებიდან მათი გამოფიტვის დროს ყველა ელემენტი დაუბრკოლებლად გადადიოდა ჰიდროსფეროში, მაშინ უკანასკნელის შემადგენლობა სულ სხვა იქნებოდა, ვიდრე სინამდვილეშია. კერძოდ, მასში იქნებოდა 100-ჯერ და 1000-ჯერ მეტი თუთია, ტყვია, ვერცხლისწყალი, დარიშხანი, სპილენძი და სელენი, ე. ი. ის ელემენტები, რომლებიც ორგანიზმისათვის უძლიერეს შხამს წარმოადგენენ.

ამ პირობებში ჰიდროსფეროში სიცოცხლე, მის თანამედროვე ფორმებში, ალბათ, შეუძლებელი იქნებოდა.

ზღვის წყალში მყოფი ზოგიერთი ანიონის ბალანსის შესწავლამ მოგვცა სხვა სურათი. გამოთვლებმა აჩვენეს, რომ ბორის შემცველობა ზღვის წყალში დედამიწის ქერქთან შედარებით 260-ჯერ მეტია, ქლორის 670-ჯერ მეტი, გოგირდის 290-ჯერ მეტი. ზღვის წყალში ამ ელემენტების ასეთი კონცენტრაცია გვაეჭვებს, რომ მათი წარმოშობა დაკავშირებულია მხოლოდ ქანების გამოფიტვისთან.

გოლდშმიდტის აზრით, ეს ელემენტები, ალბათ, დიდი რაოდენობით შედიოდნენ ზღვის წყლის პირველად შემადგენლობაში, ან შემოვიდნენ ჰიდროსფეროში სხვა გზითაც—ეულკანურ აირებთან და ეულკანურ წყაროებთან ერთად, რომლებიც, როგორც კარგად ცნობილია, შეიცავენ ბორის, ქლორის და გოგირდის დიდ რაოდენობას.

ვინაიდან არა გვაქვს შესაძლებლობა შევჩერდეთ ზღვის წყალში შემაჯალ ყველა ელემენტზე, ამიტომ დავკმაყოფილდეთ რამდენიმე უკეთ შესწავლილი მაგალითით.

გახსნილი ქანგბადი. ზღვის წყალში გახსნილი ქანგბადის შემცველობა ძალიან დიდ მერყეობას განიცდის, რაც დაკავშირებულია რიგ მიზეზებთან.

თავისუფალ ქანგბადს მოკლებულ ჰიდროსფეროს ნაწილებთან ერთად (მაგალითად, შავი ზღვის ღრმა ნაწილები) არსებობენ ისეთი ცალკეული უბნები, სადაც დროდადრო ქანგბადის შემცველობა შესაძლებელია მნიშვნელოვნად აღემატოს ზღვის წყლისათვის ნორმალურ შემცველობას, რაც განისაზღვრება

პოცემული ტემპერატურის დროს ხსნადობით და მარილიანობით. ასე, მაგალითად, ნ. მ. კნიპოვიჩმა დაადგინა, რომ აზოვის ზღვაში ფიტოპლანქტონის მაქსიმალური განვითარების პერიოდში წყლის ქანგბადით გაჯერება 350%/ აღწევს.

წყალში ქანგბადი შედის, ერთი მხრივ, ატმოსფეროდან, მეორე მხრივ, როგორც წინა მაგალითში, იგი მიიღება მწვანე მცენარეებში, როგორც ფოტოსინთეზის პროდუქტი.

საზოგადოდ, წყალში ქანგბადის ხსნადობა, სხვა აირების მსგავსად, კლებულობს ტემპერატურის ზრდასთან ერთად. ასე, მაგალითად, 1 ლ წყალში 0° ტემპერატურის დროს იხსნება—10,19 სმ³ ქანგბადი; +10°—7,87 სმ³; 20°—6,36 სმ³. გახსნილი ქანგბადის რაოდენობა დამოკიდებულია აგრეთვე წყლის მარილიანობაზე და კლებულობს მარილიანობის ზრდასთან ერთად. მაგალითად, 1 ლ წყალში 0° დროს იხსნება:

0 გ./ლ	Cl-ის შემცველობისა	10,29 სმ ³ ქანგბადი
5	Cl	9,71
10	Cl	9,13
15	Cl	8,55
20	Cl	7,97

ფრიად მნიშვნელოვანია აღინიშნოს, რომ წყალში გახსნილი ჰაერი გაცილებით უფრო მდიდარია ქანგბადით, ვიდრე ატმოსფეროს ჰაერი. ასე, მაგალითად, 0° დროს გახსნილ ჰაერში ქანგბადის რაოდენობა 34, 9%/ აღწევს (მოკულობით), იმ დროს, როდესაც ატმოსფეროში მხოლოდ 20, 95%/ ეს იმით აიხსნება, რომ აზოტის ხსნადობა წყალში შესაბამისად რამდენადმე ნაკლებია, ვიდრე ატმოსფეროს ჰაერში მისი შემცველობა.

სანაპირო ზონაში და ფლორით მდიდარ ესტუარიებში შემჩნეულია წყალში გახსნილი ქანგბადის რეგულარული დღე-ღამური მერყეობა: მაქსიმალურ სიდიდეს იგი აღწევს საღამოსათვის, მთელი დღის განმავლობაში ფიტოპლანქტონების ფოტოსინთეტური მოქმედების შემდეგ; მინიმალურ სიდიდეს აღწევს დღისათვის მას შემდეგ, რაც ღამის განმავლობაში ორგანიზმებმა სუნთქვისათვის დახარჯეს ქანგბადის ნაწილი.

გახსნილი ქანგბადის განაწილებაზე დიდ გავლენას ახდენენ ზღვის სიღრმეების აერაციის პირობები, რომლებიც დაკავშირებულია წყლის ცირკულაციასთან. იქ, სადაც წყლების ცირკულაცია საკმარისად ინტენსიურია, მაგალითად, ატლანტის ოკეანეში ან ბარენცის ზღვაში, ზღვის სიღრმეებიც კი მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ თავისუფალ ქანგბადს. პირიქით, სიღრმეები წყლის სუსტი ცირკულაციით ხასიათდებიან ქანგბადის მცირე შემცველობით. ასეთებია, მაგალითად, ნორვეგიის ზღვის სიღრმეები, რომელიც ატლანტის ოკეანესგან წყალქვეშა ზღუდით არის გამოყოფილი, ბალტიის ზღვის და სხვა მრავალი ფიორდების სიღრმეები. გამონაკლის შემთხვევას წარმოადგენს შავი ზღვა, რომლის სიღრმეები სრულიად მოკლებულია თავისუფალ ქანგბადს.

თავისუფალი ქანგბადის გავრცელებას ზღვებში და ოკეანეებში უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. იგი ერთი მხრივ არეგულებს ამა თუ იმ ორგანიზმების განა-

წილების და, მეორე მხრივ, განსაზღვრავს ქიმიური რეაქციების (დაეანგვა-აღ-
დგენის) ბუნებას.

ამის გამო წყლის ამა თუ იმ აუზის ეანგვადის რეჟიმის ცოდნა აუცილებელ
პირობას წარმოადგენს მასში მიმდინარე გეოქიმიური პროცესების ასახსნელად.

ნახშირეანგა აირი. ზღვის წყალში ნახშირეანგა აირი ნაწილობრი-
ვად გახსნილ, თავისუფალ მდგომარეობაში იმყოფება, უმთავრესად კი ქიმი-
ურად დაკავშირებულია კარბონატებსა და ბიკარბონატებში. ნახშირეანგას ნა-
ერთის არსებობა ხსნის ზღვის წყლის სუსტ ტუტე რეაქციას ($pH = 8,1 - 8,3$).
ზღვის წყალში CO_2 საერთო შემცველობა ადვილად იხაზვრება შემეაგების
გზით და შემდგომ დუღილით გამოყოფილი CO_2 მოკულობის განსაზღვრით.
ჩვეულებრივ CO_2 შეჯამებითი რაოდენობა $45 \text{ სმ}^3/\text{ლ}$ აღემატება, რომლიდანაც
თავისუფალ CO_2 -ზე დაახლოებით მხოლოდ $0,5 \text{ სმ}^3$ მოდის; დანარჩენი დაკავ-
შირებულია ქიმიურ შენაერთებში.

ზღვის წყალში კათიონების ჯამი რამდენიმედ მეტია, ვიდრე ძლიერი
მეაგების ანიონების (Cl^{-} , SO_4^{2-}) ჯამი. ძლიერ მეაგებზე ფუძეების ეს სიჭარ-
ბე, ეგრეთ წოდებული „ტუტეების რეზერვი“ დაკავშირებულია ნახშირმეაგას-
თან და იძლევა კარბონატებს და ბიკარბონატებს. ტუტეების რეზერვს უშუა-
ლო კავშირი აქვს კალციუმის მიმოქცევასთან, ვინაიდან ზღვის წყლის ტუტე-
ების რეზერვის შემქმნელ ყველა ფუძეებიდან, კალციუმი ყველაზე ნაკლებად
მუდმივია. ამის გამო ჰიდროსფეროში არიან როგორც არანაჯერი, ასევე კალ-
ციუმის კარბონატით ზენაჯერი უბნები.

ტუტეების რეზერვი და, მაშასადამე, მასთან დაკავშირებული CO_2 გან-
საზღვრავს ზღვის წყლის ტუტეანობას, ე. ი. მასში წყალბადის იონების (pH)-
კონცენტრაციას: რაც უფრო დიდია ტუტეების რეზერვი და, მაშასადამე, ნა-
ერთების რაოდენობა, მით უფრო მაღალია pH . თუ CO_2 შემცველობა ნეიტ-
რალურ წყალში ($pH = 7$) $0,49 \text{ სმ}^3/\text{ლ}$ შეადგენს (ის უპასუხებს ატმოსფეროს CO_2 -ს
წონასწორობას), მაშინ ზღვის ნორმალურ წყალში ($pH = 8,1 - 8,2$) CO_2 საერ-
თო შემადგენლობა, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, $45 \text{ სმ}^3/\text{ლ}$ და მეტს აღწევს.

თუ ზღვის წყალს თავისუფალი ნახშირმეაგა შორდება, მაშინ, ბუნებრი-
ვია, რომ pH მატულობს. ამ გარემოებით აიხსნება ზაფხულში ზღვის წყლის
ზედა ფენებში pH -ის გაზრდა $8,3$ -მდე, როდესაც ფიტოპლანქტონი ენერგიულად
ასიმილირებს CO_2 და ზამთარში pH დაეცემა $8,1$ -მდე, როდესაც CO_2 გამოყო-
ფა სჭარბობს ასიმილაციას.

ზღვების ცუდი ცირკულაციის მქონე ღრმა ნაწილებში, სადაც აღდგე-
ნითი პირობები იქმნებიან, CO_2 შემცველობა შესაძლებელია ძლიერ მატულობ-
დეს. აქ H_2S -თან ერთად CO_2 წარმოიშეება, როგორც ორგანულ ნივთიერე-
ბათა ნახშირბადის და დესულფატორი ბაქტერიების მონაწილეობით გოგირდ-
მეაგის მარილების აღდგენის პროდუქტი. ამგვარი მოვლენა დამახასიათე-
ბელია, მაგალითად, შავი ზღვისათვის, სადაც სიღრმეებში ტუტეების რეზერ-
ვი $4,24 \text{ მგ/კვ}$ აღწევს, ე. ი. თითქმის ორჯერ აღემატება ნორმალურს, რო-
მელიც $2,3 - 2,6 \text{ მგ/კვ}$ შეადგენს.

ზღვის წყალში CO_2 ხსნადობა მატულობს ტემპერატურის დაწევასთან.
ამის გამო არქტიკის და საერთოდ ზედაგანედების ცივი წყლები ჩვეულებრივ

არანაჯერი არიან CO_2 -ით, იმ დროს, როდესაც თბილი ეკვატორული წყლები ზშირად, პირიქით, ზენაჯერია CO_2 -ით. ზოგიერთი მკვლევარი (ლ. ვ. პუსტოვალოვი) ამ მიზეზით ხსნის კარბონატული ნალექების დაგროვებას თბილ ზღვებში, და მით არარსებობას ცივ ზღვებში.

ბორის შემცველობას ზღვის წყალში სწავლობდა მრავალი მკვლევარი. ამ მიმართულებით განსაკუთრებით დიდი მუშაობა იყო ჩატარებული სსრ კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის ბიოქიმიურ ლაბორატორიაში გ. ა. გლებოვიჩის მიერ ვერნადსკის და ვინოგრადოვის ხელმძღვანელობით.

ბორი ჰიდროსფეროს დამახასიათებელ ელემენტს წარმოადგენს. მისი შემცველობა სხვადასხვა ზღვაში, სხვადასხვა მარილიანობით მერყეობს $0,83 \cdot 10^{-4}$ -დან $9,32 \cdot 10^{-4}$ %-მდე, რაც ჰიდროსფეროსთვის საშუალოდ $4 \cdot 10^{-4}$ % შეადგენს. ბორის რაოდენობის დამოკიდებულება ქლორის რაოდენობასთან მუდმივია და სიღრმესთან დაკავშირებით არ იცვლება ($2,42 \cdot 10^{-4}$).

დიდ მლაშე ტბებში ბორის შემცველობა უფრო დიდ ფარგლებში მერყეობს: $1,33 \cdot 10^{-4}$ -დან $3,88 \cdot 10^{-3}$ %-მდე, ამასთანავე აქ ბორის შეფარდება ქლორთან გაცილებით მაღალია ($6,1 \cdot 10^{-4}$ -მდე). ეს ფაქტი მიგვიითებს იმაზე, რომ ღია ზღვებში და მლაშე ტბებში მიმდინარე გეოქიმიური პროცესები განსხვავებულია, რასაც განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევდა ვერნადსკი.

ზღვებში ბორი დიდი რაოდენობით ჩადის მდინარეების წყალთან ერთად, სადაც მისი შემცველობა $3 \cdot 10^{-4}$ -დან $2 \cdot 10^{-4}$ %-მდე მერყეობს, და აგრეთვე ეულკანურ ემანაციებთან ერთად.

ზღვის წყლიდან ბორის დიდი რაოდენობა ნალექებში გადადის: შლამი ბორის $7,9 \cdot 10^{-3}$ % შეიცავს, ხოლო დანალექი ქანები $2,3 \cdot 10^{-2}$ %. ამ პროცესებში შესამჩნევ როლს ასრულებენ ორგანიზმები, რომლებშიც ბორის კონცენტრაცია მშრალ წონაზე გადახაზარისებით ზოგჯერ $9 \cdot 10^{-2}$ % აღწევს.

ბრომი. ბრომის შემცველობა ზღვის წყალში აგრეთვე დეტალურად ისწავლებოდა. რიგი მკვლევარების მიერ, მათ რიცხვში განსაკუთრებით ლ. ს. სელივანოვის მიერ სსრ კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის ბიოგეოქიმიურ ლაბორატორიაში.

მრავალი სხვა ელემენტისაგან განსხვავებით, ბრომის ძირითადი მასა ჰიდროსფეროში არის: აქ დედამიწის ქერქის მთელი ბრომის თითქმის 75 % დაგროვლი. ბრომის საშუალო შემცველობა ოკეანეების წყალში დაახლოებით $6,6 \cdot 10^{-3}$ % შეადგენს, და საკმაოდ მუდმივ სიდიდეს წარმოადგენს. შიგა ზღვებში ბრომის შემცველობა დიდად მერყეობს.

წინათ თვლიდნენ, რომ ბრომის გეოქიმიური ქცევა თითქმის სავსებით თანხვედრა მის უფრო გავრცელებული ანალოგის—ქლორის ქცევას, მაგრამ ეს სავსებით ამგვარად არ არის. ქლორის რაოდენობის შეფარდება ბრომის რაოდენობასთან ზოგჯერ მნიშვნელოვნად მერყეობს. ოკეანეებისათვის საშუალოდ ის 294 მგ შეადგენს და ძალიან ვიწრო ფარგლებში მერყეობს, მაგრამ შიგა ზღვებში დიდად მერყეობს. ასე, მაგალითად, ხმელთაშუა ზღვაში ის იცვლება 293-დან 598-მდე (საშუალო 334), აზოვის ზღვაში—279-დან 2346-მდე, კასპიის ზღვაში—715-დან 792-მდე, არალის ზღვაში 2187 აღწევს.

შიგა ზღვების ბრომით გაღარიბების მიზეზს სელიენანოვი ზოგიერთი ორგანიზმის (განსაკუთრებით წყალმცენარეების) ცხოველმოქმედებაში ხედავს, რომლებიც ითვისებენ ბრომს და სიკვდილის შემდეგ გადააქვთ ფსკერის ნალექებში.

ამ მხრივ, ბრომი გვაგონებს ჰიდროსფეროს ზოგიერთ სხვა მიკროელემენტს, მათ რიცხვში ფოსფორს, აზოტს, სილიციუმს, იოდს, რომელთა ქცევაში აგრეთვე დიდ როლს ასრულებენ ორგანიზმები.

საინტერესოა, რომ ზოგიერთი ელემენტის შემცველობა ზღვებისა და ოკეანეების წყლებში დიდ სეზონურ მერყეობას განიცდის და დაკავშირებულია იმ ორგანიზმების განვითარებასთან, რომლებიც ამ ელემენტებით იკვებებიან.

მაგალითისათვის შეგვიძლია განვიხილოთ ფოსფატები. ლამანშის ზედა ჰორიზონტებში ფოსფატების კონცენტრაცია ზამთარში 1 მ³-ზე P₂O₅ 30—40 მგ აღწევს, ზაფხულში კი თითქმის ნულამდე ეცემა, რაც აიხსნება ფიტოპლანქტონის განვითარებით, რომელიც ფოსფატებს ითვისებს. დადგენილი იყო გაზაფხულზე ზღვის წყლის ზედა ჰორიზონტებში ფოსფატების შემცველობასა და ამ დროს მიღებულ მზის სინათლეს შორის მკიდრო კავშირი. ეს კავშირი გასაგები გახდება, თუ მივიღებთ მხედველობაში, რომ სინათლის რაოდენობა განსაზღვრავს იმ ფიტოპლანქტონის განვითარების რაოდენობას, რომელიც ფოსფორის მომხმარებელია.

ზღვის ღრმა ნაწილები საერთოდ მეტ რაოდენობა ფოსფატებს შეიცავენ, ვიდრე ზედაპირული ფენები. ეს აიხსნება იმით, რომ მზის სინათლე პრაქტიკულად ვერ აღწევს დიდ სიღრმეებს და აქ ფიტოპლანქტონს არ შეუძლია განვითარება და, მაშასადამე, ფოსფატები, რომლებიც აქ წარმოიშებიან, როგორც ზემოდან ჩამოვარდნილი მკვდარი ორგანიზმების დაშლის პროდუქტი, სიღრმეზე არ იხარჯება.

შემოდგომაზე, როდესაც ღრმა ფენებში მკვდარი ორგანიზმებიდან ფოსფატების რეგენერაცია აღემატება ფიტოპლანქტონის მიერ ფოსფატების მოხმარებას, მაშინ წყლების ვერტიკალური ცირკულაციის გამო ფოსფატების რაოდენობა ზედა ფენებშიაც იწყებს ზრდას. ზამთარში, როდესაც ფიტოპლანქტონის განვითარება მინიმუმამდე ეცემა, ფოსფატების რაოდენობა მაქსიმუმს აღწევს.

ატლანტის ოკეანეში, 1925 წ. 12 ოქტომბერს აღებულმა სინჯებმა აჩვენეს, რომ 50 მ სიღრმემდე P₂O₅ არ არის. 100 მ სიღრმეზე P₂O₅ 1 მ³-ში 8 მგ შედის, 200 მ სიღრმეზე—22 მგ, 500 მ—50 მგ, 1000 მ—74 მგ, 3000 მ—88 მგ. ფოსფატების რაოდენობის სეზონური რხევები სხვა ზღვებისათვისაც არის შესწავლილი, მათ რიცხვში ბარენცის და შავი ზღვებისათვის. მაგალითად, ბარენცის ზღვაში, ზედა 25 მ-ში P₂O₅ რაოდენობა ავგისტოში ნულამდე ეცემა, რაც აიხსნება ამ დროს ფიტოპლანქტონის ძლიერი განვითარებით.

შემოდგომაზე ფოსფატების დაგროვება, წყლის ცირკულაციის გამო, მიმდინარეობს ზედა ფენებში, და ზამთრის ბოლოსკენ ფოსფატების დანაწილება ზედაპირიდან ფსკერამდე სრულიად თანაბარია და საშუალოდ 1 მ³-ზე P₂O₅ 40—50 მგ შეედგენს.

ორგანული ნივთიერე ბანი ჰიდროსფეროში ნაირგვარი ფორმების სახით შედის. ერთი მხრივ, ეს ცხოველების და მცენარეების ცოცხალი და მკვდარი ორგანიზმებია, მეორე მხრივ, წყალში გახსნილი ორგანული შენაერთები. ბიოსფეროს ცოცხალი ნივთიერების ძირითადი მასა საერთოდ ოკეანეში იმყოფება, უმთავრესად პლანქტონის სახით, რომლის წონა, ვერნადსკის მოხედვით, წყლის წონის რამდენიმე მეათასედ პროცენტს შეადგენს.

ორგანიზმების სიდიდე მეტად ფართო შუალედებში მერყეობს—რამდენიმე ტონიდან (მაგალითად, ვეშაპები) გრამის მემილიარდედ ნაწილებამდე (მიკროორგანიზმები).

ჰიდროსფეროში სიცოცხლის განოვლინების ფორმები უსასრულოდ ნაირგვარია. მათი შესწავლა მხოლოდ ახლა დაიწყო, ამის გამო ბევრი რამ ჯერჯერობით ნავსებით ნათელი არ არის. სიცოცხლით უფრო მდიდარია ზღვის წყლის ზედა ფენები, სადაც მზის სხივების ხარჯზე შეუძლია განვითარება ავტოტროფულ ორგანიზმებს (რომლებიც მინერალური მარილების ხარჯზე ცხოვრობენ და მზის სხივების აკუმულაციის უნარი აქვთ). უფრო ღრმა ჰორიზონტებში, სადაც მზის სხივები თითქმის ან სრულებით არ აღწევენ, სკარბობენ ჰეტეროტროფული ორგანიზმები, რომლებიც სხვა ორგანიზმების ხარჯზე ცხოვრობენ.

ვერნადსკის თანახმად, ზღვებში სიცოცხლე გვხვდება 7 კმ-ის სიღრმემდე, ბაქტერიები ზოგჯერ გვხვდებიან წყლის 5,5 კმ-ის სიღრმემდე, თუმცა ცნობილია შემთხვევები, როდესაც 500 მ სიღრმეზე და ზოგჯერ 200 მ სიღრმეზედაც კი ბაქტერიების რაოდენობა 1 სმ²-ზე ნულამდე ეცემა (ზედა ფენებში ის გაიზომება რამდენიმე ასეულით). მეტისმეტად დიდია ბაქტერიების შემცველობა ფსკერის შლამში, სადაც 1 სმ²-ზე მათი რაოდენობა რამდენიმე მილიონს აღწევს. რაიმე გარკვეული დამოკიდებულება ბაქტერიების რიცხვს შორის, და სიღრმის, ტემპერატურასა, ნაპირიდან დაშორების მანძილს შორის, დაუდგენელია.

რიგი მკვლევარის აზრით, ზღვის წყალში გახსნილი ორგანული ნივთიერების რაოდენობა აღემატება ცოცხალ ორგანიზმებში მოქცეულ მის რაოდენობას. მაგრამ წყალში გახსნილი ორგანული ნივთიერების დეტალურ შესწავლას რიგი ტექნიკური დაბრკოლება ხელდება: ტექნიკურად თითქმის შეუძლებელია უწყვილესი მიკროორგანიზმების დაშორება, უმჭიდროესი ფილტრების გამოყენების დროსაც კი, თუმცა ფილტრები გახსნილი ორგანული ნივთიერების ნაწილს იჭერენ. ამის გამო ცნობები ამ საკითხების შესახებ მეტად შეზღუდულია და ზღვის წყალში გახსნილი ორგანული ნივთიერების ბუნება თითქმის სრულიად გამოურკვეველია.

მძიმე წყალი

მეტად საინტერესოა საკითხი ჰიდროსფეროს „მძიმე წყლის“ შესახებ, ე. ი. წყლის მოლეკულულების შესახებ, რომლებიც შექმნილია წყალბადის და ენგბადის უფრო მძიმე ატომებისაგან, ვიდრე ჩვეულებრივი წყალი.

ჯერ კიდევ 1931 წ. იყო დამტკიცებული, რომ, გარდა უნგბადისა ატომური წონით 16, არსებობენ იზოტოპები ატომური წონით 17 და 18, ამასთანავე მათი რაოდენობის თანაფარდობა დაახლოებით ასეთია: $O^{16} : O^{17} : O^{18} = 99,81 : 0,03 : 0,16$.

უფრო გვიან, 1932 წ. აღმოჩენილი იყო აგრეთვე წყალბადის იზოტოპი ატომური წონით 2, რომლის იონმა მიიღო სახელწოდება დეიტერი. იზოტოპების თანაფარდობა: $H^1 : H^2 = 99,9 : 0,033$.

მალე რიგი მკვლევარის მიერ ელექტროლიზის გზით ჩვეულებრივ წყლიდან გამოყოფილი იყო „მძიმე წყალი“, რომლისთვის ნაპოვნი იყო მოლეკულარული წონა 20, რაც უპასუხებდა ფორმულას $H_2^2 O^{18}$ ან H_2^1, O^{18} .

მძიმე წყლის განსხვავება ჩვეულებრივისაგან შეგვიძლია დავინახოთ წყლის კონსტანტების ქვემოთ მოყვანილ მე-9 ცხრილიდან.

ც ხ რ ი ლ ი 9

თ ვ ი ს ე ბ ე ბ ი	ჩვეულებრივი წყალი	მძიმე წყალი
სიმკვრივე 20°-ის დროს	0,9982	1,1056
გაყინვის წერტილი	0°	3,8°
დუღილის წერტილი	100°	101,42°
უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა	4°	11,6°
აორთქლების სითბო	λ	λ + 256
სიბლანტე 20° დროს	10,82	14,2
ხსნადობა 25° დროს		
NaCl	359 გ/ლ	305 გ/ლ
BaCl ₂	357 "	289 "

განსაკუთრებით მკვეთრად განსხვავდებიან ჩვეულებრივი და მძიმე წყლის ბიოლოგიური თვისებები. საკმარისია აღვნიშნოთ, რომ თევზებს მძიმე წყალში ხანმოკლე არსებობაც კი არ შეუძლიათ; თაგვი, რომელიც მძიმე წყალს სვამს, მალე იღუპება.

დადგენილია, რომ მრავალი ქიმიური რეაქცია მძიმე წყლის მონაწილეობის დროს გაცილებით უფრო ნელა მიმდინარეობს, ვიდრე ჩვეულებრივი წყლის დროს.

გამოკვლევებმა, რომლებიც ჩატარებული იყო სხვადასხვა ლაბორატორიაში, განსაკუთრებით სსრ კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის ლაბორატორიაში ვერნადსკისა და ვინოგრადოვის ხელმძღვანელობით, აჩვენეს, რომ ბუნებაში მძიმე წყლის შემცველობა მეტად არათანაბარია: ის ძალიან ცოტაა თოვლში, წვიმის და ზედაპირულ წყლებში, გაცილებით მეტია ოკეანეებში, მცენარეებში და ცხოველებში, და განსაკუთრებით ზოგიერთ მინერალში, მათ რიცხვში მეტამორფულ ქლორიტებში.

ვინაიდან მძიმე წყალს უფრო მაღალი სიმკვრივე ახასიათებს, ვიდრე ჩვეულებრივ წყალს, ამის გამო პირველის რაოდენობა შეიძლება განსაზღვრულ იქნას სწვობით გამოსარკვევ წყალსა და სტანდარტად მიღებულ წყალს შორის: ჩვეულებრივ სტანდარტად მიღებულია ხმელეთის მტკნარი წყალი ან ოკეანის წყალი, სხვაობა გამოიხატება მეზილიონედ ნაწილებში.

ბუნებრივი წყლების იზოტოპური შემადგენლობის მრავალრიცხოვანი განსახილველების საფუძველზე ო. ა. ალექინმა შეადგინა წყლის გამკვრივების საშუალო სიდიდეების ცხრილი (ცხრ. 10).

მძიმე წყლის მოლეკულების აღნიშნული განაწილება კანონზომიერად გამომდინარეობს ზემოაღმოთვლილი მისი თავისებურებიდან, უმთავრესად დუღილის და გაყინვის გადიდებული ტემპერატურებიდან.

3. ს. ვერეშჩაგინის, ა. ი. გორბოვის და ი. დ. მენდელეევის მიერ ბაიკალის ტბაზე ჩატარებული გამოკვლევებმა დაადასტურეს, რომ მძიმე წყლის რაოდენობა აზრდება სიღრმესთან ერთად. ეს შეიძლება აიხსნას ან მისი შემოტანით ტბების ფსკერზე წყაროების საშუალებით, როგორც ძველი მეტამორფული ქანების გამოფიტვის პროდუქტის, ან გრავიტაციული დიფერენციაციის მოვლენებით, ანდა შესაძლებელია ერთი და მეორეც.

გარდა მძიმე წყლისა, ფორმულებით $H_2^{18}O$ და $H_2^{16}O$ შესაძლებელია ექვსი სახის წყლის არსებობა, რომლებიც უპასუხებენ წყალბადის და ეანგბადის იზოტოპების ნაირგვარ შეხამებას $H_2^{17}O$; $H_2^{16}O$; $H_2^{18}O$; $H_2^{16}O$; $H_2^{17}O$; $H_2^{18}O$. ბუნებაში მძიმე წყლის ნაირგვარი ტიპების გავრცელება ჯერ შესწავლილი არ არის და ექსპერიმენტის უახლოესი ტექნიკური მეთოდებით შეიარაღებული მკვლევარების შემდგომი გაღრმავებული კვლევის ობიექტად უნდა გახდეს. ამ უდავოდ ძნელი გამოკვლევებით, ალბათ, განსაკუთრებული ღირებულების შედეგებს მივიღებთ, რომლებიც საშუალებას მოგვცემენ უფრო ღრმად გავიგოთ წყლის ბუნება—ამ მეტად გავრცელებული და ჩვენთვის ნაცნობი ბუნებრივი შენაერთის, რომელიც ამავე დროს მთელი რიგი ანომალური თვისებებით მეტად რთულია და რომლებიც დიდი ხნის განმავლობაში დამაკმაყოფილებელ ახსნას ვერ პოულობდნენ.

ხმელეთის წყლები

აქამდე ძირითადად ჩვენ ვლაპარაკობდით ოკეანეებსა და ზღვებზე, მაგრამ ჰიდროსფეროს ცნება, როგორც აღნიშნული რყო, უფრო ფართოა: ზღვებისა და ოკეანეების გარდა მასში შედიან აგრეთვე ტბები, ქაობები, მდინარეები და წყაროები, მიწისქვეშა წყლები და მთელი ის წყალი, რომლითაც გაედენტილია ლითონსფეროს ზედა ნაწილები.

ვერნადსკის გამოანგარიშებით ზღვებსა და ოკეანეებში წყლის რაოდენობა $1,4 \cdot 10^{18}$ ტ შეადგენს, ხმელეთის წყლის და ყინულების წონა $4 \cdot 10^{15}$ ტ შეადგენს, $\pi \cdot 10^{17}$ ტ მასა მოდის წყალზე, რომლითაც დედამიწის ქერქის ქანები გაედენტილი. მაგრამ წყალი უფრო ღრმადაც აღწევს—მაღალი ტემპე-

წყლის წარმოშობის გზა	გამკვრივების სიდიდე $\alpha \cdot 10^{-6}$	
	სტანდარტი- ოკეანის წყალი	სტანდარტი- კონტინენტის წყალი
თოვლი	-3,8	-2,3
წვიმა	-2,5	-1,0
კონტინენტის წყალი	-1,5	0
ოკეანის წყალი	0	+1,5
ცხოველები	-0,3	+1,2
მცენარეები	+0,2	+1,7
მინერალები	+0,9	+2,4

რატურების და წნევის არეში, მაგმების განვითარების არეებში, რაც მტკიც-
დება ყველა მაგმურ ქანებში და ყველა ეულკანური ამოფრქვევების დროს
წყლის მუდმივი შემცველობით.

ვ. ი. ვერნადსკიმ წყლის განსაკუთრებული გეოქიმიური როლის შესახებ
მეცნიერებას მისცა რიგი ღრმა თეორიული განზოგადებანი და დასკვნები.
მან დაგვანახა, რომ ყველა ბუნებრივი წყლები მქიდროდ არიან დაკავშირე-
ბული და ერთ მთლიანს წარმოადგენენ. ის წერდა: „ბუნებრივი წყლის ყო-
ველგვარი გამოვლინება—გლექტერის ყინული, უსაზღვრო ოკეანე, მდინარე,
ნიადაგის ხსნარი, გეიზერი, მინერალური წყარო—ერთ მთლიანს შეადგენს,
უშუალოდ ან არაპირდაპირ, მაგრამ ისინი ღრმად არიან დაკავშირებული
ერთმანეთთან, მიწის ატმოსფეროსთან და ცოცხალ ნივთიერებასთან“.

ბუნებრივი წყლების ეს მთლიანობა განისაზღვრება თვით წყლის თვი-
სებებით: ერთი მდგომარეობიდან მეორეში (თხევადი, აირისებრი, მყარი)
აღვილად გადასვლის უნარით, სხვა ნივთიერებათა გახსნის უნარით და აღვი-
ლად მიგრირების უნარით.

ბუნებრივი წყლები მუდამ წარმოადგენენ ხსნარებს და მოძრავ წონას-
წორობაში იმყოფებიან ბუნებრივ აირებთან, მყარ სხეულებთან და ცოცხალ
ნივთიერებასთან. ამის გამო ბუნებრივი წყლების ქიმიური შემადგენლობა
კანონზომიერად უნდა იცვლებოდეს ჩვენი პლანეტის ვერტიკალურ ჰრილში,
რაც მუდამ დასტურდება. ამ რთულ წონასწორობათა მეორე შედეგს წარმო-
ადგენს ბუნებრივი წყლების ნაირგვარობა.

ვერნადსკიმ წიგნში „История природных вод“ გამოჰყო და დაახასია-
თა ბუნებრივი წყლების 485 სახე. მაგრამ ის თვლის, რომ ეს სია ეხება მხო-
ლოდ მცირე ნაწილს, მათი კემშარიტი რიცხვი ღეღამიწაზე, ალბათ, 1500 აღე-
მატება.

ვერნადსკის ბუნებრივი წყლების კლასიფიკაცია ითვალისწინებს: აგრე-
გატულ მდგომარეობას (აირისებრი, თხევადი, მყარი), ხსნარის კონცენტრა-
ციას (მტკნარი, მინერალიზირებული, მლაშე წყლები), გეოლოგ-გეოგრაფიულ
ნიშნებს (ზედაპირული, მიწისქვეშა და სიღრმის წყლები) და, ბოლოს, მის
მიერ გამოყოფილი ყველა სახის წყლისათვის დამახასიათებელ ქიმიურ შე-
მადგენლობას.

შეგერდეთ ხმელეთის ზოგიერთი წყლის დახასიათებაზე, ძირითადად
ვ. ი. ვერნადსკის, ნ. ნ. სლავიანოვის და ო. ა. ალექინის მონაცემების გამო-
ყენებით.

ყველა წყლის ძირითად მასას ბიოსფეროს წყლები შეადგენენ—ძირითა-
დად ზედაპირული, მათ ეკუთვნიან ჩვენს მიერ უკვე განხილული ოკეანეების
და ზღვების წყლები. ამასვე ეკუთვნიან მდინარეების და ტბების წყლები.

ზედაპირული წყლები

მდინარეები. მდინარეები ფრიალ დიდ როლს ასრულებენ მრავალი
ქიმიური ელემენტის გეოქიმიაში. მდინარეებს ეს ელემენტები გადააქვთ ხან
კემშარიტი ხსნარების სახით, ხან ატივტივებულ დისპერსიულ ფორმაში. მდი-
ნარეთა უმრავლესობა მტკნარია, ე. ი. 1 ლიტრაში 1 გ-ზე ნაკლებ მშრალ
ნაშთს შეიცავენ. მაგრამ არსებობენ მლაშეწყლიანი მდინარეებიც.

მტკნარ წყლებში მშრალი ნალექი $6,2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-1} \%$ შეადგენს. ხსნარში შემდეგი იონები სჭარბობენ: CO_3 , Ca , SO_4 , Na , Cl . გახსნილ აირებს შორის მონაწილეობენ CO_2 , N_2 , O_2 , რომელთა შორის სჭარბობს CO_2 . ნაკლები რაოდენობით შედიან სხვა ელემენტები, მათ რიცხვში Si , Mg , Fe , K , Al , Mn , Zn , As , P , Li , Cu , J .

მდინარეთა წყლები ძალიან მდიდარია ორგანული ნივთიერებებით, რომლებიც წონით მშრალი ნალექის 10% შეადგენს (პოლარეთის და ტროპიკების მდინარეებში ეს შემცველობა 70% -მდე აიწევს).

მდინარეების წყლებს ელემენტები არა მარტო ქეშმარიტი ხსნარების სახით გადააქვს, არამედ ძლიერ-დისპერსიული მღვრიას სახითაც, რომლის რაოდენობა ძალიან დიდია. მაგალითად, ამაზონს უოველდლიურად ოკეანეში შეაქვს დაახლოებით $6 \cdot 10^9$ ტ მღვრია, შუა აზიის მდინარეებში—ამურ-დარიაში და სირ-დარიაში—მღვრიას რაოდენობა მოცულობით $0,126 - 1,91\%$ შეადგენს. წყალმეტობის დროს მღვრიას რაოდენობა მატულობს ასჯერ და ათასჯერაც: მაგალითად, ვოლგის სათავეებისათვის $5 \cdot 10^{-4}$ -დან $2 \cdot 10^{-2} \%$ -მდე.

მდინარეებში მიგრაციის ძირითად ფორმას, რიგი ელემენტებისათვის, წარმოადგენს სწორედ მღვრია და არაქეშმარიტი ხსნარები. რკინისათვის ეს განსაკუთრებით დამაჯერებლად აჩვენა ნ. მ. სტრაზოვი. აგრეთვე, ეს სწორია, ალბათ, სილიციუმისათვის, ალუმინიუმის, მანგანუმის და ზოგიერთი სხვა ელემენტებისათვის.

მდინარეთა წყლების შემადგენლობა წვიმის წყლებიდან და დედამიწის ზედაპირის გამოფიტვის წყლებიდან სდგება, ე. ი. უმთავრესად ნიადაგის ხსნარებიდან და გრუნტის წყლებიდან და, მამასადაშე, წარმოადგენს ადგილის გეოლოგიური აგებულების, რელიეფის, კლიმატის და წლის დროის ფუნქციას.

მდინარეთა წყლების შემადგენლობაში განსაკუთრებით ძლიერი მერყეობა დამახასიათებელია უდაბნოებისა და ცხელი ადგილებისათვის, სადაც მტკნარი წყლები დროდადრო შეიძლება მლაშეებად გადაიქცნენ.

ნესტიან, მცენარეულობით მდიდარ ადგილებში მიმდინარე მდინარეებისათვის დამახასიათებელია Ca და CO_3 იონების ჰარბობა; მშრალ ადგილებში მიმდინარე მდინარეების ხსნარში, პირველ ადგილზე დგას Na და SO_4 იონები (წყლების შემადგენლობა $\text{Na}-\text{Ca}-\text{SO}_4$). მეტწილად კი მდინარეები გარდამავალ ტიპს ეკუთვნიან. განსაკუთრებით მშრალ უდაბნოების ადგილებში გვხვდებიან მლაშე მდინარეები, რომლებშიც ჰარბობენ Cl , Na , Mg იონები და მცირე რაოდენობით SO_4 , CO_3 და Ca იონები. მშრალი ნაშთი მათში ძალიან დიდია (8% -მდე და მეტიც).

როგორც გამოჩალისი შემთხვევა, არსებობენ მარილწყლიანი მდინარეები. ასეთია, მაგალითად, ელტონის ტბაში ჩამდინარე მდ. მცირე სმარავდა, რომელსაც მშრალი ნაშთი აქვს 25% და Cl შემცველობა $10,1\%$, $\text{Na}+\text{K} = 12,6\%$.

ტ ბ ე ბ ი. ტბათა წყლების ქიმიური შემადგენლობა მეტად ნაირგვარია. ის დამოკიდებულია ტბაში ჩამავალი მდინარეების და სხვა წყლების შემადგენლობაზე და ასახავს ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებს, განსაკუთრებით კლიმატურს და ლითოლოგიურს.

არჩევნ მტკნარ და მლაშე ტბებს (უკანასკნელებში მაგარი ნაშთი ლიტრ-ზე 1 გ შეადგენს).

უდიდესი მლაშე ტბაა—კასპიის ზღვა; უდიდესი მტკნარი—ზემო ტბა (ჩრდილო ამერიკაში).

ტბები იკვებებიან ატმოსფერული ნალექებით, რომლებიც ნაწილობრივ უშუალოდ ჩადიან, ნაწილობრივ ზედაპირული ან მიწისქვეშა სადინარებით (უკანასკნელ შემთხვევაში წყლები მნიშვნელოვან მინერალიზაციას განიცდიან).

ტბებში წყლები. მნიშვნელოვნად განიცდიან მეტამორფიზმის პროცესებს, რომლებშიც არსებით როლს ხშირად ორგანული ნივთიერებანი ასრულებენ. გაუმდინარე ტბებში ეს პროცესები იწვევენ ან მცენარეულობის სწრაფ განვითარებას და თანდათან მათ ქაობებად და ტორფის ქაობებად გარდაქმნას (ნესტიან კლიმატში), ან ტბების თანდათან ამოშრობას და მათ მლაშე და მარილწყლიანად გარდაქმნას, შემდეგ კი ქლოროვანი ან სულფატური მარილების გამოყოფას (მშრალ კლიმატში). პალოგენეზის (მარილთა წარმოშობა) ეს პროცესები მშვენივრად აქვთ შესწავლილი მრავალ ტბაზე ნ. ს. კურნაკოვის ხელმძღვანელობით მომუშავე საბჭოთა მეცნიერებს.

ტბების სიცოცხლე საკმაოდ ხანმოკლეა. მდინარეების და მიწისქვეშა წყლების მიერ მაგარი მასალის შემოტანის ზეგავლენით ისინი თხელდებიან; იმ შემთხვევაში, როდესაც წყლის აორთქლება უფრო სწრაფად მიმდინარეობს, ვიდრე მისი შემოტანა, მაშინ ისინი შრებიან. მრავალი ტბა კაცობრიობის თვალწინ ისპობა. ასე, მაგალითად, ტიროლში უკანასკნელი 100 წლის განმავლობაში გაქრა ან ქაობად გადაიქცა 100 ტბაზე მეტი. გამოანგარიშებულია, რომ ენევის ტბა შემოტანილი მაგარი მასალით ამოივსება დაახლოებით 4500 წლის შემდეგ. მოკლედ, თვლიან, რომ ტბების ხნოვანება ძლივს თუ აღემატება ოთხეულ ან ასეულ ათას წელს.

უძრავ ტბებში შემჩნეულია განზრეება: ზევით ისინი მტკნარია, ღრმად—უფრო მლაშე. უფრო დიდია ფსკერის და შლამის წყლების განსხვავება.

სიღრმესთან ერთად ძალიან იცვლება წყლებში შემავალი აირების შემადგენლობა: კლებულობს ან სრულიად ქრება ხსნარში ენგაზალი და დამეანგველი გარემო იცვლება აღმდგენელით, რაც თავის კვალს აჩენს ბიოქიმიურ და ქიმიურ პროცესებზე ტბებში. ფსკერის ფენებში იზრდება CO_2 -ის იონის შემცველობა. ზოგჯერ შედის აგრეთვე მეთანი და გოგირდწყალბადი.

სხვადასხვა ტბის წყლებს წყალბადის იონების სხვადასხვა კონცენტრაცია ახასიათებს. მაგალითად, მოსკოვის ოლქის ტბებში pH მერყეობს 6,9-დან 8-მდე, სსრ კავშირის ჩრდილოეთ ნაწილში, სიდაც წყლები უკვე ძლიერ მეთავა, 3—4-მდე ეცემა. pH იცვლება აგრეთვე სიღრმესთან ერთად, ვინაიდან დამოკიდებულია თვისუფალი და ჩაბზული ნახშირბადის რაოდენობაზე, მაგალითად, ტბა გლუბოკოეს ზედაპირზე pH შეადგენს 8,5 და ფსკერის ფენებში 6,6.

გაბატონებული იონების მიხედვით იხილავენ ტბების ხსნარების შემდეგ ტიპებს: 1) HCO_3-Ca (მაგალითად, ბაიკალი); 2) $\text{HCO}_3-\text{SO}_4-\text{Ca}$ (ალტაის მრავალი ტბები); 3) $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}$ (ტბები, რომლებმაც გამარილიანება განიცადეს); 4) $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Na}$ (ტბები ვულკანური ქანების რაიონებში); 5) $\text{Cl}-\text{Na}$ (მარილიანი რაიონების ტბები); 6) HCO_3-Mg (მაგალითად, ალმა-

ატის დიდი ტბა—იშვიათი ტიპი); 7) $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ (მზრალი ცხელი რაიონების ტბები, მლაშე ტბებისაქენ გარდამავალი).

განსაკუთრებული ადგილი უკავია იშვიათ ვულკანურ და გეიზერულ ტბებს, სადაც გაბატონებულია სილიციუმის მყავა, ტუტეები და ჰიდროკარბონატული იონი HCO_3 , და აგრეთვე წყლის ხელოვნური აუზების სხვადასხვა ტიპებს, რომლებიც მოწყობილი არიან სამრეწველო და სასოფლო-სამეურნეო მიზნებისათვის (წყლის მისაწოდებლად ფაბრიკებსა და ქარხნებში, მეთევზეობისათვის, გვალვასთან საბრძოლველად და ა. შ.).

ასეთი ხელოვნური აუზების დიდი რაოდენობა იქმნება ჩვენში, სსრ კავშირში, განსაკუთრებით გვალვიან ადგილებში, სტალინური ერთიანი სახელმწიფო გეგმის მიხედვით, რომლის მიზანია კლიმატის შეცვლა და ბუნების გარდაქმნა.

მიწისქვეშა წყლები

მიწისქვეშა წყლების ჯგუფს ეკუთვნიან წყლები, რომლებიც მოთავსებული არიან დედამიწის ზედაპირის ქვევით—ნიადაგებში ქანების გამოფიტვის ფხვიერ პროდუქტებში, დანალექი ქანების შრეებში, მასიური მაგმური ქანების და დანალექი ქანების ნაპრალებში და აგრეთვე მინერალებში.

ეს წყლები, რომლებიც მეტად ნაირგვარია თავისი ქიმიური შემადგენლობით და წოლის პირობებით, წარმოდგენილია მრავალი ტიპით და მათ დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვთ.

მიწისქვეშა წყლები ურთიერთქმედობაში არიან ნიადაგებთან, ქანებთან და მინერალებთან, რომლებიც ამ წყლით არიან გაყვანილი. ეს წყლები იმყოფებიან სხვადასხვა ფორმაში: ნაწილობრივ ის თხელი აპსკის სახით გარს ეხვევა მინერალურ და ორგანულ ნაწილაკებს (ჰიგროსკოპული და აპსკის სინესტე), ნაწილობრივ იმყოფება ორთქლის სახით და წვეთური სითხის სახით, ავსებს კაპილარებს და ფორებს ნაწილაკებს შორის და კმნის მიწისქვეშა მოძრაე ნაკადებს წყლის შემცველ ფენებში. ცალკეული წყლის შემცველი შრეები ხშირად გამოყოფილი არიან წყალგაუვალი ან სუსტად მფილტრავი პორიზონტებით; ამის გამო ცალკეული წყლის შემცველი პორიზონტების წყლების შემადგენლობა, ერთი და იგივე ადგილისაყ კი, შესაძლებელია ძლიერ განსხვავდებოდეს როგორც მინერალიზაციის ხარისხით, ასევე გახსნილი მარილების ქიმიზმით.

ზედაპირული წყლებისაგან განსხვავებით, მიწისქვეშა წყლებს ატმოსფეროსთან უშუალო კონტაქტი არა აქვთ, რაც დიდ გავლენას ახდენს მათ თავისებურებაზე, კერძოდ განსაზღვრავს თავისუფალი ეანგზადის ნაკლებობას ან სრულ არშემცველობასაყ კი და მათ ზედაპირული წყლებისაგან განსხვავებული მიკროფაუნის და მიკროფლორის თავისებურებას.

სიღრმესთან ერთად, პირობები, სადაც იმყოფებიან მიწისქვეშა წყლები, ძლიერ იცვლებიან: ძლიერ მატულობს წნევა და დიდ სიღრმეებზე მალა იწვევს ტემპერატურა.

მიწისქვეშა წყლების ფორმირების რთული პირობები ქმნიან მათ დიდ ნაირგვარობას: ამ წყლების მინერალიზაციის ხარისხი სხვადასხვაგვარია (მტკნარიდან—მარილწყლიანამდე) და ქიმიური შემადგენლობაც ნაირგვარია.

ჩვეულებრივ მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაციას ახდენენ მათი წოლის პირობების და ქიმიური შემადგენლობის მიხედვით. ამგვარად, გამოყოფენ ნიადაგის, გრუნტის და შრეებს შორის წყლებს; მინერალიზაციის მიხედვით მათ ყოფენ მტკნარ წყლებად (მინერალიზაცია 1 გ/ლ-მდე); მომლაშო (1—25 გ/ლ); ზღვიური მარილიანობის წყლები (25—50 გ/ლ); მარილიანი წყლები (50 გ/ლ-ზე მეტი).

მთავარი კათიონების მიხედვით გამოყოფენ ჰიდროკარბონატულ (კარბონატულ), სულფატურ და ქლორიდულ წყლებს; ამ კლასების ფარგლებში მთავარი კათიონების მიხედვით გამოყოფენ კალციუმის, მაგნიუმის ან ნატრიუმის წყლებს. მიწისქვეშა წყლების სხვა კლასიფიკაციებიც არსებობენ. დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობის გამო, უმთავრესად ბალნეოლოგიურის, ჩვეულებრივ ცალკე გამოყოფენ მინერალურ წყლებს, რომლებიც ხასიათდებიან ამა თუ იმ ელემენტის ან შენაერთის გადიდებული რაოდენობით, რომლებსაც სამკურნალო მოქმედება აქვთ (CO_2 , H_2S , როდონი, რკინა, ტუტე ელემენტები და ა. შ.). აგრეთვე ზოგჯერ გამოყოფენ სპეციფიკური შემადგენლობის წყლებს, რომლებიც განსხვავდებიან ჩვეულებრივ ფართოდ გავრცელებული მინერალური წყლებისაგან და წარმოშობილი არიან განსაკუთრებულ პირობებში.

მოკლედ განვიხილოთ ზოგიერთი მიწისქვეშა წყლების თავისებურებანი, ძირითადად ო. ა. ალექსინის მიერ გამოყოფილი ტიპების მიხედვით.

გრუნტის წყლები

ეს წყლები მოთავსებულია პირველი წყალგაუვალი ჰორიზონტის ზევით, მოთავსებული არიან დედამიწის ზედაპირის მახლობლად და უმთავრესად დამოკიდებული არიან მეტეოროლოგიურ პირობებზე. გრუნტის წყლებში ადვილად ჩადიან ატმოსფერული ნალექები და ზედაპირული წყლები, რაც იწვევს მათ სეზონურ შეცვლას, როგორც მოცემული ადგილის გრუნტის წყლების რაოდენობაში, ასევე მათ ქიმიურ შემადგენლობაში. მოთავსებული არიან რა გრუნტის წყლები დედამიწის ზედაპირის მახლობლად, ისინი ადვილად განიცდიან აერაციას და აორთქლებას; მათზე დიდ გავლენას ახდენენ ნიადაგში მიმდინარე ბიოლოგიური პროცესები.

საერთოდ, გრუნტის წყლების შემადგენლობა დამოკიდებულია წყლიანი ჰორიზონტის შემცველი ქანების შემადგენლობაზე, ზედაპირზე განვითარებული ნიადაგების ბუნებაზე, მკვებავე წყლების შემადგენლობაზე (ატმოსფერული ნალექები, რომლებიც იფილტრებიან ნიადაგში; მდინარის ან ტბიური წყლები, რომლებიც ჩადიან წყლიან ჰორიზონტში; სიღრმის საწნეო წყლები, რომლებიც ნაპრალებში ამოდიან), აგრეთვე ადგილის კლიმატურ პირობებზე და ზედაპირთან წყლების სიახლოვეზე. ღრმად მდებარე წყლებზე აორთქლების პროცესს დიდი მნიშვნელობა არა აქვს; მაგრამ ზედაპირის მახლობლად მდებარე გრუნტის წყლებისათვის, რომლებიც მოთავსებული არიან ზედაპირიდან 2,5—4 მ სიღრმეზე (დაკავშირებით ადგილთან) კაპილარულ ამოსვლასთან

დაკავშირებულ პროცესს შესაძლებელია, რომ დიდი მნიშვნელობა ჰქონდეს; ამ წყლების მინერალიზაცია შეიძლება ათეულჯერ მეტი იყოს, ვიდრე ღრმად მოთავსებული გრუნტის წყლების, რაც, მაგალითად, შუა აზიისათვის დამტკიცებულია ვ. ა. კოვდას გამოკვლევებით. ეს მიზეზები—გრუნტის წყლების კაპილარული ამოსვლა და მათი აორთქლება—წარმოადგენენ მნიშვნელოვან ფაქტორებს, რომლებიც მშრალ რაიონებში გრუნტების და ნიდაგების გამარილიანებას ხსნიან; ამ რაიონებში მარილთა მინერალიზაცია შესაძლებელია 100—150 გ/ლ-მდე ავიდეს, ხოლო სველ მლაშობში—უფრო მეტსაც აღწევდეს.

პირიქით, კარბი სინესტის რაიონებში გრუნტის წყლები ჩვეულებრივ სუსტად მინერალიზირებული არიან (ლიტრზე გრამის მეათედი ნაწილებიდან რამდენიმე გრამამდე). კოვდა გრუნტის წყლების მინერალიზაციის ფორმირების შემდეგ ძირითად სტადიებს გამოჰყოფს.

1. სილიკატურ-კარბონატული წყლების სტადია სუსტი მინერალიზაციით; სკარბობენ იონები HCO_3^{1-} , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{1+} და სილიკატები. ზოგიერთი ამ კომპონენტით გაჯერების დროს ნალექში გამოიყოფიან კარბონატები ან სილიკატები.

2. სულფატურ-კარბონატული წყლების სტადია: მინერალიზაციას შეადგენს 3—5 გ/ლ; გაჯერებისას ნალექში გამოიყოფა კალციუმის კარბონატი და სულფატი და სილიკატები.

3. ქლორიდულ-სულფატური წყლების სტადია ცალკეულ რაიონებში სხვადასხვა მინერალიზაციის დროს დგება. მისთვის დამახასიათებელია CaCO_3 , CaSO_4 , MgCO_3 , სილიციუმის შენაერთების, ნაწილობრივ Na_2SO_4 ერთად გამოყოფა.

4. სულფატურ-ქლორიდული წყლების სტადია, რომელიც უფრო გვიანდელია და განსაკუთრებით მალალი მინერალიზაციით ხასიათდება (20 გ/ლ-ზე მეტი, ზოგჯერ 150—200 გ/ლ-მდე). ეს სტადია იწყება გვალივან წყალგაუვალ ადგილებში, დედამიწის ზედაპირის მახლობლად მდებარე გრუნტის წყლებში. აქ ხსნარებიდან, კალციუმის და მაგნიუმის კარბონატებს გარდა, გამოიყოფიან კალციუმის და ნატრიუმის სულფატები. ამ წყლების ნატრიუმის ქანების კალციუმზე და მაგნიუმზე კათიონური შეცვლის შედეგად, წყლებში ხშირად გროვდება კალციუმის და განსაკუთრებით მაგნიუმის გაღილებული რაოდენობა.

ზოგჯერ გრუნტის წყლების მინერალიზაციის ეს ცალკეული სტადიები ერთმანეთის კანონზომიერი შეცვლით ერთმანეთის მახლობლად შეიმჩნევიან, მაგალითად, შუა აზიაში მდინარეების და არხების გარშემო, სადაც სუსტად მინერალიზირებული წყლები გრუნტებში შესვლისას თანდათანობით ორთქლდებიან და მეტამორფიზმს განიცდიან, ამასთანავე წარმოიშებიან მკვეთრად გამოსახული ზონები: სულფატურ-კარბონატული (მდინარეების და არხების მახლობლად), შემდეგ ქლორიდულ-სულფატური და ბოლოს სულფატურ-ქლორიდული (უფრო მეტად დაშორებული). ამასთანავე შეიმჩნევა არა მარტო პორიზონტალური, არამედ ვერტიკალური ზონალობაც: ღრმად მოთავსებული არიან მდინარეებიდან გაფილტრული სუსტად მინერალიზირებული წყლები; ზედაპირისკენ თავსდებიან სულ უფრო მინერალიზირებული წყლები, და თვით

ზედაპირთან გვაქვს სულფატურ ქლორიდული გამარილიანება. ზოგჯერ გრუნტის წყლების მინერალიზაციის კანონზომიერი შეცვლა და მასთან დაკავშირებული იონური შემადგენლობის შეცვლა და მინერალიზაციის სტადიის ცვლა შემჩნეულია უზარმაზარ ფართობებზე: ასე, მაგალითად, ვ. ნ. კუნიშმა ეს მოვლენა შეისწავლა ამუ-დარის წყლების მიერ შექმნილ და ყარა-ყუმზე კასპიის ზღვისკენ მიმდინარე გრუნტის ნაკადისათვის.

გრუნტის წყლების მინერალიზაციის ხარისხი დაკავშირებულია ატმოსფერული ნალექების რაოდენობასა და ჰაერის ტემპერატურასთან, რომელიც განსაზღვრავს აორთქლების სისწრაფეს, ე. ი. ის წარმოადგენს კლიმატის ფუნქციას. ამის გამო, მაგალითად, სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის ფარგლებში ჩრდილოეთისა და სამხრეთისაკენ მოძრაობისას შესაძლებელია გრუნტის წყლების ნაირგვარი ტიპების გამოყოფა, დაწყებული სუსტად მინერალიზირებული ტუნდრების გრუნტის წყლებიდან და გათავებული კასპიისპირა დაბლობის გამარილიანებული გრუნტის წყლებით.

ხსენებულ ფაქტორებს გარდა გრუნტის წყლების მინერალიზაციაზე დიდ გავლენას ახდენს აგრეთვე მცენარეულობა, განსაკუთრებით ხის. მშრალ ადგილებში ზოგიერთი ხის ძირები 5—7 მ-მდე სიღრმეზე ჩადიან. მცენარეებს ამოაქვთ გრუნტის წყლები, აორთქლებენ მათ და ამით ამ წყლების გადიდებულ მინერალიზაციას ქმნიან. მცენარეების მიერ გამოყოფილი ნახშირჟანგი ხელს უწყობს კალციუმის და მაგნიუმის ბიკარბონატების სახით ხსნარში გადასვლას. დაბოლოს, მცენარეები უმთავრესად ითვისებენ მხოლოდ ზოგიერთ ელემენტს (K, Ca, P, N და სხვ.) და დანარჩენს ტოვებენ (Cl, Mg, SO₄ და სხვ.), ამით იწვევენ გრუნტის წყლების განსაზღვრულ დიფერენციაციას.

გრუნტის წყლები ჩვეულებრივ ზედაპირულ წყლებთან შედარებით ძლიერ გამდიდრებულია ნახშირჟანგა აირით (ზოგჯერ 80 მგ/ლ-მდე)—ძირითადად ნიადაგებში ორგანული ნივთიერების დაქანვების ხარჯზე. ცილოვანი ნივთიერების გახრწნის და სულფატების აღდგენის შედეგად შათში წარმოიშვება გოგირდწყალბადი. გრუნტის წყლები შედარებით გამდიდრებული არიან აგრეთვე აზოტის შენაერთებით—ორგანული ნივთიერების გახრწნის პროცესების და ატმოსფერული ნალექების მიერ შემოტანის ხარჯზე და ადამიანის მიერ შეტანილი შესაბამისი აზოტის მინერალური და ორგანული სასუქების ხარჯზე. ეანგბადი, პირიქით, გრუნტის წყლებში ჩვეულებრივ მცირე რაოდენობით შედის და ისიც მხოლოდ ზედა ჰორიზონტებში.

ნიადაგის წყლები. როგორც სახელწოდება გვიჩვენებს, ამ წყლებით გაელენთილია ლითოსფეროს სულ ზედა ნაწილი—ნიადაგი და არსებითად წარმოადგენენ გრუნტის წყლების სულ ზედა ჰორიზონტს. ნიადაგის პირობების თავისებურება დიდ დალს ასევამს ამ ხსნარებს, რომლითაც გაელენთილია ნიადაგი, რის გამო ნიადაგის წყლები გამოყოფილია ცალკე ჯგუფად, მიუხედავად იმისა, რომ გენეტიკურად ისინი დაკავშირებულია გრუნტის წყლებთან და წარმოადგენენ მათ ნაწილს.

ნიადაგთა ხსნარების შემადგენლობა რიგი ფაქტორების რთულ ფუნქციას წარმოადგენს—მათ რიცხვში თვით ნიადაგის მინერალური და ორგანული შემადგენლობის, მეტეორული ნალექების რაოდენობის, ჰაერის ტემპე-

რატურის, მცენარეულობის, ცხოველების და მიკროორგანიზმების ზემოქმედების, ადამიანის კულტურული მოღვაწეობის. წყლების რაოდენობა სხვადასხვა ნიადაგში მერყეობს ფრიად დიდ ფარგლებში—1-დან 70%-მდე; უფრო ხშირია ნიადაგები წყლის 15—25% შემცველობით. ნიადაგის წყლები დიდი რაოდენობით შეიცავენ CO₂, რომელიც წარმოშობილია ნიადაგში მცხოვრები ორგანიზმების ცხოველმოქმედების შედეგად და ორგანული ნივთიერების ლპობას ღრის. აგრეთვე, მათ შემადგენლობაში შედის თავისუფალი ეანგბადი, რომელიც ატმოსფეროდან შემოდის, ამასთანავე მისი რაოდენობა სიღრმესთან დაკავშირებით კლებულობს. ნიადაგის მინერალურ და ორგანულ ნაწილაკებზე ნიადაგის ხსნარების ზემოქმედებისას, ხსნარები მდიდრდებიან სხვადასხვა ელემენტით, განსაკუთრებით ტუტე და ტუტე მიწა ელემენტებით, ქლორით, ფოსფორით, ამონიუმით და სხვა მრავალით, მათ რიცხვში იშვიათი და გაფანტული ელემენტებით. ა. პ. ვინოგრადოვმა და მისმა თანამშრომლებმა აჩვენეს, რომ ნიადაგების ხსნარში მრავალი ელემენტის რაოდენობა პირდაპირ დამოკიდებულებაშია ნიადაგებში ამ ელემენტების საერთო შემადგენლობასთან. ნიადაგებში და ნიადაგების ხსნარებში შეჯამებული შემადგენლობიდან გამოთვლით გვაქვს: ბორი 10%-მდე, მანგანუმი 1—10%, სპილენძი და თუთია—1%-მდე; დარიშხანი—5—10%, სელენი—10%-ზე მეტი; იოდი—10%-მდე.

საერთოდ კი, წყალში გახსნილი ელემენტების რაოდენობა დამოკიდებულია მათი მყარ ფაზაში მოპოვების ფორმაზე: მაგალითად, კალციუმი და მანგანუმი უფრო ადვილად გადავლენ ხსნარში კარბონატებიდან, ვიდრე სილიკატებიდან; ნატრიუმი და კალციუმი უფრო ადვილად ქლორიდებიდან, ვიდრე შინდვრის შპატებიდან; ფოსფორი უფრო ადვილად სუპერფოსფატიდან, ვიდრე აპატიტიდან და ა. შ.

ნიადაგებში ელემენტთა მიგრაცია პირველ რიგში განისაზღვრება ამ ელემენტების წყალში ხსნადი ფორმების არსებობით, აგრეთვე სორბციის მოვლენებით და ელემენტების ორგანიზმებისაღმე დამოკიდებულებით. ელემენტების ხსნადობაზე და, მაშასადამე, მიგრაციაზე დიდ გავლენას ახდენს ნიადაგთა ხსნარების ბუნება, განსაკუთრებით pH სიდიდე და თავისუფალი ეანგბადის რაოდენობა: ელემენტთა ზოგიერთი შენაერთი უფრო ადვილად იხსნება მკავე ხსნარებში, ზოგი ტუტე ხსნარებში; რიგი—ელემენტების დაბალი ვალენტობის შენაერთები უფრო ადვილად იხსნებიან (მაგალითად, რკინის, მანგანუმის და სხვ.), ზოგის პირობით, უფრო ადვილად იხსნებიან მაღალი ვალენტობის შენაერთები (გოგირდი, ურანი და ა. შ.).

ნიადაგის ხსნარების მინერალიზაცია საერთოდ ძალიან მაღალია და დიდ ფარგლებში მერყეობს—ერთ ლიტრზე—რამდენიმე გრამიდან ასეულ გრამამდე.

ნიადაგის ხსნარები თავისი შემადგენლობით ისევე ნაირგვარია, როგორც ნიადაგები, ამის გამო შეიძლება განსაკუთრებულ ჯგუფებში გამოიყონ, მაგალითად, ტუნდრების ნაცარწმენდილი, შავნიადაგიანი, წაბლისფერ ნიადაგებში, წითელ ნიადაგებში და ა. შ. დედამიწის უფრო ღრმა პორიზონტებში ჩასვლისას, ნიადაგების წყლებს გადააქვთ იქ, მათში შემავალი ქანების ნაწილაკებიდან ამოღებული ნაირგვარი ელემენტები, რითაც ასრულებენ გეოქი-

მიის მეტად მნიშვნელოვან მოვლენებს—ელემენტთა გადაადგილებას, მათ მიგრაციას, არღვევენ ერთს და ქმნიან ელემენტთა სხვა ასოციაციებს.

ამ რეაქციების მსვლელობაზე ღიღ ვავლენას ახდენს ადამიანის შეგნებული მოღვაწეობა: ნიადაგების დამუშავება, სხვადასხვა სასუქის შეტანა, ზოგი ნიადაგების ამოშრობა და სხვების შორწყვა, ადამიანი სულ უფრო და უფრო შეგნებულად წარმართავს ნიადაგთა პროცესების მსვლელობას, ის გამოდის ახალი, ძლიერი გეოქიმიური ფაქტორის როლში, რომელიც ახდენს ბუნების გარდაქმნას.

შრეშორისი წყალი

გრუნტის წყლებისაგან განსხვავებით, შრეშორისი წყლები ხასიათდებიან არა მარტო იმით, რომ ქვეშ უღვეთ წყალგაუჟალი შრეები, არამედ იმითაც, რომ გადახურული არიან წყალგაუჟალი ქანებით, რაც განსაზღვრავს მათ ზოგიერთ დამახასიათებელ თავისებურებას. ამ წყლების ქიმიური შემადგენლობა ძირითადად განისაზღვრება იმ ქანების შემადგენლობით, რომლებითაც მათი ცირკულაცია ხდებოდა, და მათი კავშირით ზედაპირულ წყლებთან.

შემცველი ქანები ურთიერთქმედებაშია იმ წყლებთან, რომლითაც გაელენთილი არიან, ამდიდრებენ მათ ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტებით და ახდენენ მათ მეტამორფიზმს. ამასთანავე, ბუნებრივია, რომ განსაკუთრებულ როლს ასრულებს ქანების მინერალოგიური შემადგენლობა, რადგან სხვადასხვა მინერალის წყალში ხსნადობა ძლიერ განსხვავებულია: იმ დროს, როდესაც სილიკატები და ალუმოსილიკატები თითქმის არ იხსნებიან წყალში, მრავალი კარბონატი, სულფატი, ქლორიდი და სხვა მინერალები შედარებით ადვილად იხსნებიან. ამის გამო მინერალიზაციას განსაკუთრებით ადვილად განიცდიან ის წყლები, რომლებიც მოთავსებული არიან კირქვების, დოლომიტების, თაბაშირის, ქვამარილის და სხვა ადვილად ხსნადი მინერალების შემცველ დანალექ ქანებში, კარბონატების გახსნას განსაკუთრებით ხელს უწყობს CO_2 , რომელიც მათთან ბიკარბონატებს იძლევა.

შრეშორისი წყლების ქიმიურ შემადგენლობაზე არსებით ვავლენას ახდენენ გაცვლითი სორბციული რეაქციები, რომელთა შედეგად ქანების ზოგიერთი კათიონი გადადის ხსნარებში, და ინაცვლება სხვა კათიონებით. ასე, მაგალითად, ხსნარების კალციუმს ცალკეულ მინერალებში შეუძლია განდევნოს გაცვლით მდგომარეობაში მყოფი ნატრიუმი, რის შედეგად ხსნარების მეტამორფიზმი წარმოებს. ქანების ზემოქმედებით გამოწვეული ბუნებრივი წყლების მეტამორფიზმი, ჯერჯერობით საკმაოდ შესწავლილი არ არის, მაგრამ მისი როლი წყლების ქიმიური შემადგენლობის ფორმირებაში უდავოდ დიდია.

შრეშორისი წყლების ქიმიზმში განსაზღვრული კანონზომიერება შემჩნევა, ასე, მაგალითად, მინერალიზაციის გადიდებასთან დაკავშირებით ანიონების შემცველობა იზრდება ასეთი თანმიმდევრობით: $\text{HCO}_3^{1-} \rightarrow \text{SO}_4^{1-} \rightarrow \text{Cl}^{1-}$; შესაბამისად შემჩნეულია კალციუმის ქარბად შემცველი წყლებიდან ნატრიუმის ქარბად შემცველი წყლებისაკენ გადასვლა, სადაც ერთდროულად იზრდება მაგნიუმის შემცველობა. წყლების მინერალიზაციასთან დაკავშირებით, მათი

ქიმიური შეცვლის აღნიშნული თანმიმდევრობა პირველ რიგში აიხსნება შესაბამისი მარილების ხსნადობით კალციუმის ნაკლებად ხსნადი ბიკარბონატებიდან ნატრიუმისა და მაგნიუმის უფრო ხსნად სულფატებში და ქლორიდებშიცა დასვლით.

მაგრამ, გაცვლითი რეაქციების შედეგად, კონცენტრაციის მნიშვნელოვნად გაზრდის დროს, იონთა თანაფარდობა შეიძლება შეიცვალოს და წყალი ხელახლა გამდიდრდეს კალციუმით, რომელიც ხსნარების ნატრიუმის მიერ განდევნის საშუალებით თავისუფლდება ქანებიდან.

ზედაპირიდან კარგად იზოლირებული სიღრმის შრეშორისი წყლები ხასიათდებიან იმით, რომ თავისუფალ ენგბადს არ შეიცავენ: ამ პირობებში შესაბამისი ბაქტერიების—დესულფურიზატორების მოქმედებით წარმოებს სულფატების ჰაიდრგენა და წარმოიშვება თავისუფალი გოგირდწყალბადი.

უსულფატო მიწისქვეშა წყლები დამახასიათებელია იმ შრეებისათვის, სადაც გაძნელებულია ან შეწყვეტილია წყლის გაცვლა-გამოცვლა; ისინი განსაკუთრებით კარგადაა შესწავლილი ნავთობის საბადოებისათვის, რომელთაც ეს წყალი გენეტიკურად არის დაკავშირებული.

შრეშორისი წყლების თავისებურებათა ასახსნელად დიდი მნიშვნელობა აქვს ზედაპირთან მათი კავშირის ხარისხს. ზოგჯერ ეს წყლები ზედაპირთან უშუალოდ არიან დაკავშირებული, მაგალითად, არტეზიული აუზის კიდებზე, და მაშინ მათი შემადგენლობა უმთავრესად განისაზღვრება ზედაპირული წყლების შემადგენლობით, მაგრამ მეტწილად შრეშორისო წყლები ზედაპირულ წყლებთან უშუალოდ დაკავშირებული არიან და მათი შემადგენლობა ძლიერ განსხვავდება ზედაპირული წყლების შემადგენლობისაგან, და ძირითადად განისაზღვრება იმ ქანების ლითოლოგიური შემადგენლობით, რომლებშიც ისინი იფილტრებოდნენ. მაგალითად, წნევიან არტეზიულ წყლებში მათი შემადგენლობა, ზედაპირულ წყლებთან შედარებით, მკვებავი არესაგან დაშორებასთან ერთად თანდათან უფრო იცვლება არტეზიული აუზის სიღრმისაკენ.

მიწისქვეშა წყლები კიდევ უფრო იზოლირებული არიან დედამიწის ზედაპირისაგან, ზოგჯერ კი სრულიად გამოყოფილია მისგან მოცემულ გეოლოგიურ დროში; ისინი ხასიათდებიან შემადგენლობით, რომელიც ძალიან განსხვავდება ზედაპირული წყლების შემადგენლობისაგან. ზოგიერთი მკვლევარი უფრო ღრმა წყლებისათვის საერთოდ უარყოფს რაიმე კავშირის არსებობას ზედაპირულ წყლებთან და მათ წარმოშობას ხსნის მაგმიდან გამოყოფილი აირების კონდენსაციის ხარჯზე („იუვენალური წყლები“), ან ზოგიერთი წყლიანი მინერალის დევიდრატიციის ხარჯზე მალალი ტემპერატურის დროს.

შრეშორისი წყლების მინერალიზაცია ძალიან ცვალებადია, დაწყებული გრამის მეთაღი ნაწილებიდან, გათავებული ოცდაათ და მეტ გრამამდე ერთ ლიტრზე, ე. ი. ეს წყლები შესაძლებელია, რომ იყვნენ როგორც მტკნარი, ისე მლაშე და ზოგჯერ მარილწყლიანებიც. როგორც წესი, მინერალიზაცია მატულობს სიღრმესთან ერთად, მინერალიზაციასთან ერთად, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, კანონზომიერად იცვლება მინერალური წყლების შემადგენლობაც. ჩვეულებრივ შრეშორისი წყლები დაბალ ტუტე რეაქციას აჩვენებენ ($\text{pH} = 7,2-7,6$), რაც განსაზღვრავს, მაგალითად, მათში უმნიშვნელოვანესი

რაოდენობით რკინის, ალუმინის და რიგი სხვა ელემენტების შემცველობას. ამ წყლებში გახსნილი აირებს შორის უფრო მეტი რაოდენობით შედის CO₂; უფრო ნაკლები რაოდენობით—აზოტი, გოგირდწყალბადი და ჰელიუმი. ზოგჯერ განსაკუთრებით ნავთობის წყლებში დიდი რაოდენობით შედის მეთანი. თავისუფალი ენგბადი გვხვდება მხოლოდ ზედაპირის მახლობელ წყლებში, სიღრმესთან ერთად ის სწრაფად ქრება, რადგან იხარჯება სხვადასხვა დამყნველ რეაქციაზე.

ვ. ი. ვერნადსკის აზრით, სიღრმესთან ერთად უნდა ველოდეთ მძიმე წყლის შემცველობის შედარებით გადიდებას.

შრეშორისი წყლების განსაკუთრებულ სახეობას წარმოადგენენ ნავთობის საბადოების წყლები. ისინი აგრეთვე არიან მტენარი, მლაშე და მარილწყლიანები და ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან მინერალიზაციის სხვადასხვა ხარისხით. მათ დამახასიათებელ თავისებურებას წარმოადგენს ან სულფატების სრული არშემცველობა, ან მათი შემცველობა უმინიშნელო რაოდენობით, რასაც ჩვეულებრივ უკავშირებენ ორგანული ნივთიერების გავლენით მიმდინარე აღმდგენელ პროცესებს.

ნავთის წყლები შეიცავენ აგრეთვე ნახშირწყალბადებს—მეთანს, ზოგჯერ ბუთანს და პროპანს; (ხშირად გადიდებული რაოდენობით შეიცავს რადიუმს და მეზოთორიუმს და როგორც მათი დაშლის პროდუქტს—ჰელიუმს. ისინი შეიცავენ ანაერობულ ფლორას; 1934 წელს ვ. მალიშეკმა აღმოაჩინა აერობული ბაქტერიებიც, რაც არაპირდაპირ ამტკიცებს ენგბადის არსებობას, რომელიც, ალბათ, რადიოაქტიური გზით წარმოიშვა.

ნავთის წყლები ხშირად ხასიათდებიან იოდის, ბრომის, ბორის, ბარიუმისა და სტრონციუმის გადიდებული რაოდენობით.

კაპილარული და აფსკის წყლები

ყველა ქანი, შესახედავად მშრალიც, წყლის მნიშვნელოვან რაოდენობას შეიცავს. წყლის რაოდენობა მათში ხშირად პროცენტებს აღწევს, წონასწორობის სისტემაში ბუნებრივი წყლები \rightleftharpoons მაგარი სხეულები დიდ როლს ასრულებენ მოლეკულარული მოვლენები. ყველა მაგარი სხეული წყალთან შეხებისას იფარება წყლის უთხელესი აფსკით, რომლის სისქის საზღვარი ერთ მოლეკულას უდრის. ეს მოლეკულარული აფსკის წყალი, რომელიც ყველა მაგარი სხეულს, მის უწვრილეს ნაწილაკებს აკრავს, ჩადის ყველა მის ფორებში და მაგარი სხეულების მიერ დაკავშირებულია დიდი ძალით: მისი მოშორება შეიძლება მხოლოდ დიდი გახურებით რამდენიმე ასეულ გრადუსამდე (კვარცის ქვიშისთვის 500°-მდე).

მოლეკულარული აფსკის წყლის გარდა მაგარი ბუნებრივი სხეულებში შედის კაპილარულ-აფსკის და წვეთურ-თხევადი წყალი.

კაპილარულ-აფსკის წყალი მინერალიდან გამოყოფილია წყლის მოლეკულარული აფსკით, შეკავშირებულია ზედაპირული დაქიმულობით ისევე, როგორც მოლეკულარულ-აფსკის წყლებით, მათი მოშორება შეიძლება, თუმცა შედარებით უფრო ადვილად, მაგრამ მაინც მხოლოდ ენერგიის დახარჯვით. მათი მოძრაობა თითქმის სრულიად არ არის დამოკიდებული სიმძიმის ძალა-

ზე; ისინი იყინებიან—78° ტემპერატურის დროს, ე. ი. თავისი თვისებებით განსხვავდებიან ჩვეულებრივი წყლისაგან. ეს კაპილარული წყლები ჩვეულებრივ რამდენიმე პროცენტს შეადგენენ იმ ქანის წონისაგან, სადაც ისინი არიან მოთავსებული, ხოლო თავისი მასის მხრივ უზარმაზარნი არიან, ვ. ი. ვერნადსკის სიტყვებით „ქანების კაპილარულ წყალს ოკეანური წყლის შემდეგ მეორე ადგილი უჭირავს“. ქანების წვეთურ-თხევადი წყალი უკვე დიდ მანძილზე იმყოფება მაგარი ნაწილაკების ზედაპირისაგან და ზედაპირული, მოლექულარული ძალების მოქმედება მათზე გაცილებით უფრო ნაკლებია: თავისი თვისებებით ის უპასუხებს ნორმალურ წყალს; ადვილად შორდება და ძირითადად გრავიტაციული ძალების ზეგავლენით მოძრაობს. სინამდვილეში ის, ისევე როგორც ორი წინა ტიპი, წარმოადგენს არა სუფთა წყალს, არამედ ხსნარს. ამ ხსნარების წარმომადგენლებად შეიძლება ჩათვალოს მინერალების თხევადი ჩანარები.

მაგალითად, კვარცში მოყოლილი წყალი ზოგჯერ დიდი რაოდენობით შეიცავს ნახშირბანგა აირს (ზოგჯერ თხევად მდგომარეობაში, რაც გამოწვეულია დიდი წნევით) და აგრეთვე ქლორს, ნატრიუმს, კალციუმს, კალიუმს, სულფატებს და ა. შ.

კაპილარული და აფსკის წყლების ცნების ქვეშ გაერთიანებული ხსნარების შემადგენლობა პრაქტიკულად შეუსწავლელია, მიუხედავად მათი დიდი გავრცელებისა დედამიწის ქერქში: ამის მიზეზია ამ ხსნარების გამოყოფასთან დაკავშირებული მეთოდური სიძნელეები.

მინერალური წყლები

ჩვეულებრივი მინერალური წყლების ჯგუფში გამოყოფენ იმ წყლებს, რომლებიც თავიანთი ქიმიური ან ფიზიკური თვისებებით განსაზღვრულ ფიზიოლოგიურ ზეგავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე. ამ წყლებს უწოდებენ აგრეთვე სამკურნალოს. ხშირად ტერმინი „მინერალური წყლები“ უფრო ფართო ცნებით გამოიყენება, მის ქვეშ გულისხმობენ საერთოდ წყლებს, რომლებიც ქიმიური შემადგენლობით არსებითად განსხვავდებიან მტკნარი წყლებისაგან.

წყლებს გადიდებული მინერალიზაციით უწოდებენ მინერალიზირებულებს. ცნებები მინერალური წყლები და მინერალიზირებული წყლები ყოველთვის არ ემთხვევა ერთმანეთს: ცნობილია მინერალური სამკურნალო წყლები მცირე მინერალიზაციით.

სამკურნალო მინერალურ წყლებად ითვლებიან ის წყლები, რომლებიც ცალკეულ ელემენტებს ერთ ლიტრზე მილიგრამებში მინიმალურად შეიცავენ შემდეგი რაოდენობით:

CO ₂	თავისუფალი	250	F	2
H ₂ S		1	Br	5
Li		1	I	1
Ba		5	HAsO ₄	1
Sr		10	BO ₃	5
Fe		10	Rn	3.5 მახეს ერთეულები

აღნიშნული ზღვრები პირობითია, და შესაბამისად, პირობითს წარმოადგენს თვით მინერალური წყლების ცნება.

მინერალური წყლები ზედაპირზე გამოდიან ან წყაროების სახით, ან უფრო ხშირად ხელოვნური გზით—კაბურღილების საშუალებით. ამ წყლების ქიმიური შემადგენლობა შეიძლება ყალიბდებოდეს ზედაპირიდან როგორც ღრმად, ისე მის მახლობლად. დიდი სიღრმეებიდან ამოსულ წყლებს ჩვეულებრივ დიდი ტემპერატურა აქვთ; 20°-ზე ქვევით ტემპერატურის მქონე წყლები ითვლებიან ცივებად, უფრო მაღალი ტემპერატურის დროს ისინი იქნებიან თერმალურები (თბილი 20—37°; ცხელი 37—42°; ძალიან ცხელი > 42°). ზოგჯერ 70—90° ტემპერატურას აღწევენ (კამჩატკის, გორიაჩევოდსკის ზოგიერთი წყაროები და სხვ.).

დიდი ბალნეოლოგიური მნიშვნელობა აქვთ რადიქტიურ წყაროებს, რომლებიც იყოფიან სუსტად რადიქტიურებად (აქტივობა 10—100 ემანი); საშუალოდ რადიქტიური (100—300 ემანი); ძლიერ რადიქტიური (300 ემანზე მეტი) და მეტად ძლიერ რადიქტიური (10—100 ემანზე მეტი). უკანასკნელთა რიცხვს ეკუთვნიან, მაგალითად, ობერშლემის წყარო გერმანიაში (20 020 ემანი) და წყარო იოახიმსტალის მახლობლად ჩეხოსლოვაკიაში (18 491 ემანი).

სერიოზული მნიშვნელობა აქვს მინერალურ წყლებში გახსნილ აირებს, განსაკუთრებით CO₂ და H₂S. CO₂-ის შემცველობა ხშირად დიდ სიდიდეს აღწევს: ასე, მაგალითად, კისლოვოდსკის ნარზანში თავისუფალი CO₂-ის შემცველობა 2500 მგ/ლ აღწევს, ხოლო დარასუნში—3500 მგ/ლ. H₂S-ის შემცველობა ჩვეულებრივ უფრო ნაკლებია, რაც მისი ქიმიური აქტივობით აიხსნება, მაგრამ ზოგჯერ მაინც ერთ ლიტრზე ასეულ მილიგრამს აღწევს (მაკესტაში—270 მგ/ლ, კრანსოკამსკის ერთ-ერთ კაბურღილში ლიტრზე 900 მგ/ლ-მდე).

თავისუფალი ენგბადი მხოლოდ იმ წყლებში შედის, რომელთა ფორმირება წარმოებს ღედამიწის ზედაპირის მახლობლად; რამდენიმედ უფრო ღრმად ჩადის აზოტი. ზოგჯერ მინერალურ წყლებში შედის მეთანი და სხვა ნახშირწყალბადები; ჩვეულებრივ ეს წყლები ძლიერ მინერალიზირებულია; ასეთებია, მაგალითად, მრავალი წყარო კავკასიონის ჩრდილო ფერდის მესამეულის ქანებში.

წყლებში აირები შედიან ან გახსნილ მდგომარეობაში, ან ნაჯერობის შემთხვევაში უწყვილესი ბუშტულების და ემულსიის სახით (სპონტანური აირები). მინერალური წყლების იონებს შორის გამოყოფენ მთავარ (Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ და Mg²⁺) და მეორეხარისხოვან (Li⁺, Sr²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, F⁻, Br⁻, I⁻ და სხვ.) იონებს.

მინერალურ წყლებში, ამ მეორეხარისხოვანი იონების შემცველობა, განსხვავებით ჩვეულებრივი წყლებისაგან, ხშირად გადიდებულია, რაც ზოგჯერ განსაზღვრავს ამ წყლების სამკურნალო თვისებებს.

მინერალური წყლები თავისი შემადგენლობით ნაირგვარია, მაგრამ ცალკეულ რაიონებში, რომლებიც ხასიათდებიან ქანების განსაზღვრული შემადგენლობით და ჰიდროგეოლოგიური პირობებით, შესაძლებელია ველოდეთ ამა თუ იმ ტიპის წყლის სიქარბეს. სსრ კავშირის ტერიტორიისათვის გამო-

ყოფილია მინერალური წყლების სამი ჯგუფი, რომლებსაც ფართო რეგიონალური გავრცელება აქვთ.

1. კალციუმის და მაგნიუმის ჰიდროკარბონატული (უფრო იშვიათად ნატრიუმის—ჰიდროკარბონატული) ცივი და თბილი წყლების ჯგუფი, რომლებიც გამოჰყოფენ CO_2 -ს. ეს წყლები გავრცელებულია სსრ კავშირის სამხრეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილებში, ისინი დამახასიათებელია ახალგაზრდა ტექტონიკის და ვულკანიზმის რაიონებისათვის, ამ ჯგუფს ეკუთვნიან, მაგალითად, ფართოდ ცნობილი კავკასიის მინერალური წყაროები—ქისლოვოდსკი, პიატიგორსკი, ესენტუკი, ბორჯომი და სხვ., დამახასიათებელია აგრეთვე რადიოაქტიური წყაროები.

2. ნატრიუმის წყლების ჯგუფი ანიონების ცვლადი შემადგენლობით ჩვეულებრივ თერმალური, გამოჰყოფენ აზოტს, ზოგჯერ მეთანს და გოგირდ-წყალბადს. ეს წყლები გავრცელებულია ალპური დანაოჭების ცენტრალურ და პერიფერიულ ნაწილში; პირველი ჯგუფისაგან განსხვავებით ისინი ფორმირდებიან დიდ სიღრმეზე (2000—3000 მ).

3. მლაშე წყლების ჯგუფი, ძლიერ მეტამორფული წყლები, რომლებიც თითქმის სრულებით არ გამოჰყოფენ აირებს, ან გამოჰყოფენ აზოტს (ზედაპირულ ფენებში). ჩვეულებრივ ეს წყლები ცივია. ისინი სსრ კავშირის ტერიტორიაზე განსაკუთრებით ფართოდ არიან გავრცელებული მარილის და თაბაშირის შემცველ შრეებს შორის. ზოგჯერ მინერალური წყაროები გენეტიკურად დაკავშირებული არიან მარილის შემცველ გუმბათებთან.

თითოეული პროვინციის ფარგლებში გამოყოფილია უფრო მეტად დანაწილებული ჰიდროგეოლოგიური რაიონები და ველები, რომლებიც ხასიათდებიან გეოლოგიური აგებულების თავისებურებით და წყლების შემადგენლობის შესებამისი თავისებურებით. მინერალური წყლების დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობის გამო, ისინი დიდი ხანია ყოველმხრივ შეისწავლებიან; არსებობს ამ წყლებისადმი მიძღვნილი დიდძალი ლიტერატურა. ერთ-ერთი უკანასკნელი კრებულია ა. მ. ოზჩინიკოვის წიგნი „Минеральные воды“ (იხ. ლიტერატურა წიგნის ბოლოს), გათვალისწინებული იმ სტრუქტურებისათვის, რომლებიც ამ დარგში სპეციალდებიან.

განსაკუთრებული შემადგენლობის წყლები

მინერალურ წყლებს შორის ზოგიერთი მკვლევარი ცალკე ჯგუფში გამოჰყოფს სპეციფიკური შემადგენლობის წყლებს, რომლებიც არსებითად განსხვავდებიან სხვა მინერალური წყლებისაგან რომელიმე კომპონენტის ქარბობით. ეს წყლები დამახასიათებელია სპეციფიკური პირობებისათვის, საკმაოდ არამდგრადებია და ადვილად გადადიან უფრო ჩვეულებრივ მინერალურ წყლებში.

ამთ ეკუთვნიან, მაგალითად, სულფიდური საბადოების მალაროთა მრავალრიცხოვანი წყლები, რომლებიც დაქანგვის ზონაში ხასიათდებიან თავისუფალი H_2SO_4 -ის შემცველობით, რომელიც წარმოიშვება პირიტის, ქალკოპირიტის და სხვა სულფიდების დაქანგვის ხარჯზე. ხშირად ეს წყლები შეიცავენ ისეთი ელემენტების მაღალ კონცენტრაციებს, რომლებიც ჩვეულებ-

რაც წყლებში უზნიშვნელო რაოდენობით შედიან. ასეთებია, მაგალითად, რკინა და ალიუმინი (ასეულ მილიგრამამდე ლიტრზე), თუთია (ასეულ მილიგრამამდე ლიტრზე), სპილენძი, მაგნიუმი და სხვ.

სულფიდურ საბადოებზე ჩამონადენ წყლებში გადიდებული რაოდენობით SO_4^{2-} -ის იონების და აგრეთვე საბადოსათვის დამახასიათებელი ელემენტების (მაგალითად, თუთიის, სპილენძის და სხვ.) შემცველობა შეიძლება განვიხილოთ როგორც საძიებო გეოქიმიური ნიშანი ასეთი საბადოებისათვის.

რელიეფის ხელსაყრელი პირობების დროს ეს წყლები შეიძლება გამოვიდნენ ზედაპირზე წყაროების სახით და კვებონ ნაკადულები და მდინარეები, რითაც საბადოს ირგვლივ გეოლოგისათვის საინტერესო ელემენტების წყალში გაფანტვის ორეოლები შექმნან. ამ ორეოლების შესწავლა, მექანიკური ორეოლების (ქვიშრობების) მსგავსად, მათი მკვებავი ძირითადი საბადოების პოვნის საშუალებას იძლევა.

მეავე წყლების წარმოშობა შესაძლებელია არა მარტო ჰიდროთერმალური და დანალექი გზით წარმოშობილი სულფიდური საბადოების დაქანგვის დროს, არამედ შესაძლებელია გენეტიკურად დაკავშირებული იყვნენ ახალგაზრდა ვულკანურ მოქმედებასთან, რის შედეგად ვულკანურ ამონაფრქვევებთან ერთად გამოყოფილი გოგირდწყალბადი და გოგირდი იქანგებიან SO_2 და SO_3 -მდე. ვულკანურ მოქმედებასთან დაკავშირებულ წყაროებში, თავისუფალი H_2SO_4 -ის რაოდენობა ერთ ლიტრზე ზოგჯერ რამდენიმე ათას მილიგრამს აღწევს (მაგალითად, წყალში კ. იავაზე იუჟენის ვულკანის კრატერიდან ლიტრზე 7930 მგ შედის, კალიფორნიის ცხელი გეიზერის წყალში—2710 მგ ლიტრზე).

გვხვდება წყლები სხვა კომპონენტების არანორმალურად მაღალი შემცველობით. ასე, მაგალითად, იელოუსტონის პარკის ზოგიერთ წყაროში SiO_2 -ის რაოდენობა 270—570 მგ/ლ; არის წყლები ფტორის დიდი რაოდენობის შემცველი (5,2 მგ/ლ); PO_4^{3-} (110 მგ-მდე ლიტრზე); NO_3^{1-} იონის (420 და 850 მგ-იც ლიტრზე) და ა. შ.

ასეთი სპეციფიკური შემადგენლობის წყლების შესწავლას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს, მათ რიცხვში სისარგებლო ნამარხების ძებნა-ძიების მიზნებისათვის, ბალნეოლოგიის თვალსაზრისით და ა. შ.

წყლის გეოქიმიური როლი

გეოქიმიის წყალი განსაკუთრებულ როლს ასრულებს, ვინაიდან მასში ამა თუ იმ რაოდენობით ყველა ქიმიური ელემენტი იხსნება, ამასთან ერთად მიგრირებენ, და ზოგიერთი პირობების დროს მრავალი მათგანის გამოყოფა წარმოებს, ხან აირების სახით (უანგბადი, აზოტი, ნახშირყინაგი და სხვ.), ხან კი მრავალრიცხოვანი მაგარი მინერალების სახით.

ვერნადსკი ყველა ქიმიურ ელემენტს წყლისადმი დამოკიდებულების მიხედვით ყოფს ორ დიდ ჯგუფად.

1. ჰიდროგენური ელემენტები, რომელთათვის დამახასიათებელია წყლიანი წონასწორობა, რომელთა ატომების მეტი ნაწილი გამოივლის წყლის ხსნარებს (ამათ ეკუთვნის მრავალი უფრო გავრცელებული ელემენტი).

2. პიროგენული ელემენტები, რომლებიც უმნიშვნელო რაოდენობით შედიან ბუნებრივ ხსნარებში და ისიც მხოლოდ გაფანტულ მდგომარეობაში, რის გამო ხსნარებიდან მინერალების სახით გამოყოფის უნარი არა აქვთ. ამათ ვერნადსკი აკუთვნებს რიგ იშვიათ ელემენტებს, მათ რიცხვში ცირკონიუმს, ტანტალს, ნიობიუმს, პლატინის რიგის ელემენტებს, იშვიათ მიწებს, თორიუმს და სხვ.—სულ 30 ელემენტს. ეს დასკვნა დღემდე ძალაში რჩება.

წყლის განსაკუთრებული როლი უდავოა ყველა გეოქიმიურ პროცესში, რომლებიც დედამიწის ქერქში მიმდინარეობენ, დაწყებული მაგმურიდან, პეგმატიტური და ჰიდროთერმალური პროცესებიდან და გათავებული ნაირგვარი ჰიპერგენული პროცესებით. არსებითად ყველგან ხდება მინერალების გამოყოფა წყლიანი ხსნარებიდან ან მდნარებიდან, სადაც წყალი აგრეთვე დიდ როლს ასრულებს, როგორც ამას ყველანი აღიარებენ.

მაგრამ ბუნებრივი წყლები არა მარტო მონაწილეობენ მინერალთა წარმოშობაში, არამედ შლიან მათ, და ხსნარების შემადგენლობასთან და გარემოს ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებთან დაკავშირებით სხვადასხვაგვარ ურთიერთქმედებაში არიან მათთან.

ბუნებრივ მაგარ სხეულებთან ურთიერთქმედებით წყალი თანდათანობით იქცევა ხსნარად, რომელიც ამა თუ იმ რაოდენობით შეიცავს ამ სხეულების ელემენტებს. არსებით ცვლილებას განიცდიან თვით მაგარი სხეულებიც—მინერალები და ქანები. ხსნარობის გარდა, ამ დროს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ორ ფართოდ გავრცელებულ პროცესს: ჰიდრატაციას და კოლოიდური სისტემების წარმოშობას.

ჰიდროტაციის დროს წყლის მოლეკულები ქიმიურად შედიან მაგარ სხეულში და მის შემადგენელ ნაწილად ხდებიან. კოლოიდური პროცესების დროს წარმოებს მინერალთა ნაწილაკების დამსხვრევა, მალაღმისპერსიულ სისტემებში თანდათანობითი გადასვლა, როდესაც განსაკუთრებული როლის შესრულებას იწყებენ მაგარი სხეულის ზედაპირული თვისებები. მეორე მხრივ, კოლოიდური სისტემები სულ სხვა საწინააღმდეგო გზით იქმნებიან—წყალში არსებული მოლეკულების თანდათანობით გადიდების გზით. კოლოიდების წარმოშობის ორივე გზა, ისევე როგორც ჰიდრატაციის პროცესები, ფართოდ არიან გავრცელებული დედამიწის ქერქში, განსაკუთრებით მის ზედაპირულ ნაწილებში—ბიოსფეროში.

ვ. ი. ვერნადსკი არაერთხელ აღნიშნავდა წყლის განსაკუთრებულ ადგილს ბუნებრივ ქიმიურ შენაერთებს შორის და დაბეჯითებით მოითხოვდა ბუნებრივი წყლების განსაკუთრებით ღრმად შესწავლას.

ენერგიის ბალანსი ჰიდროსფეროში

ძირითად წყაროს, საიდანაც ჰიდროსფერო ლებულობს ენერგიას, წარმოადგენს მზის რადიაცია. როგორც აღნიშნული იყო, ატმოსფეროს ზედა ნაწილებს მიღწეული მზის ენერგიის მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი გადმოდის ატმოსფეროში. ჰიდროსფეროს ზედა ნაწილებს მიღწეული მზის ენერგიის რაოდენობა, როგორც ცნობილია, დამოკიდებული არის წლის დროზე და დღე-ღამის დროზე, ადგილის სიგანედზე და ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე.

საერთოდ, ის მეტია ეკვატორულ ზღვებში, ვიდრე პოლარულებში, მეტია ზაფხულში, ვიდრე ზამთარში, შუადღეზე, ვიდრე დილით ან საღამოს, და ა. შ. მსოფლიო ოკეანის ტროპიკულ ზონაში, ჰაერის მაღალი აბსოლუტური სინქსტიმ, შედარებით პოლარულ ოლქებთან, მეტად დიდაა ატმოსფეროს მიერ ენერჯიის შთანთქმაც. ამის გამო, მაგალითად, თუ ბარენცის ზღვაში პერპენდიკულარულ ზედაპირზე ზაფხულში 1 სმ²-ზე წუთში რადიაცია 1,4 მ. კალ აღწევს, სამაგიეროდ ეს სიდიდე მიულწივეელია, როგორც ტროპიკებში, ისე ზომიერ განედებში. ამის გამო და აგრეთვე დღის ხანგრძლივობის გამო, ზაფხულობით პოლარულ ოლქებში შეიძლება მიაღწიოს 800 მ. კალ 1 სმ²-ზე დღე-ღამეში, იმ დროს, როდესაც ამ დროს ეკვატორის მახლობლად ის 600 მ. კალ არ აღემატება. შულეიკინის გამოანგარიშებით კარის ზღვის ზედაპირის 1 სმ²-ზე მზის პირდაპირი სხივების რადიაციისაგან და ცის დიფუზური რადიაციისაგან წლიურად შემოდის 33 700 მ. კალ.

ზღვის ზედაპირზე დაცემული სხივების ნაწილი ირეკლება. ეს ნაწილი მით უფრო დიდია, რაც უფრო დიდია დაცემის კუთხე, ე. ი. მეტია დილით და საღამოთი, ვიდრე შუადღეზე. საშუალოდ არეკვლის დანაკარგი 17% აღწევს.

წყალში გავლისას, სხივები ინთქმებიან, ამასთანავე უფრო ძლიერად ინთქმებიან დიდი სიგრძის ტალღების მქონე სხივები. დესტილირებულ წყალში სინათლის გავლისას ენერჯიის 50% ინთქმება პირველი მეტრით, 20%—მეორით და ა. შ. მაგრამ ზღვებში და ტბებში სხივების აღნიშნული შთანთქმის გარდა, წარმოებს აგრეთვე მათი შთანთქმა და არეკვლა ატვტივებული ნაწილაკებით და ორგანიზმებით. ამის გამო პრაქტიკულად პირველი მეტრის გავლისას ინთქმება მთელი ენერჯიის 80%, ენერჯიის დაახლოებით 5% აღწევს 5 მ სიღრმეს და მხოლოდ 1%—10 მ სიღრმეს. სითბოს გადაცემა ქვედა ფენებზე წარმოებს წყლის ნაწილაკების ტურბულენტური ან ცირკულაციური მოძრაობის შედეგად და აგრეთვე დინებით გამოწვეული მისი შერევის შედეგად.

ზოგიერთი ზღვა, მზის ენერჯიის გარდა, დამატებით ღებულობს სითბოს უფრო მაღალი ტემპერატურის მქონე წყლის ჩასვლის ხარჯზე. ამგვარად, შულეიკინის გამოანგარიშებით, კარის ზღვა წლიურად 1 სმ² ატლანტის თბილი დინებისაგან ღებულობს 38000 და ენისეის და ობის წყლებისაგან 4100 მ. კალ.

წყლის ცივ დროში იმ ზღვებისათვის, სადაც წარმოიშვება ყინული, სითბოს დიდი რაოდენობა შეიძინება ამ პროცესის შედეგად (როგორც ცნობილია, 1 გ წყლის გაყინვის დროს გამოიყოფა 800 მ. კალ.). მაღალი განედებისათვის, სადაც ზამთარში წარმოიშვება ბევრი ყინული, ამ გზით გამოყოფილი სითბოს რაოდენობა შესაძლებელია იყოს ძალიან დიდი. ასე, მაგალითად, კარის ზღვისათვის, შულეიკინის გამოანგარიშებით, ყინულის წარმოშობის დროს 1 სმ²-ზე გამოიყოფა 11 200 მ. კალ.

პილროსფეროს მიერ სითბოს დაკარგვა წარმოებს წყლის აორთქლებისა და სითბოს ატმოსფეროში გამოსხივების შედეგად. წყლის აორთქლებაზე, როგორც ცნობილია, იხარჯება ენერჯიის ძალიან დიდი რაოდენობა—1 გ-ზე დაახლოებით 600 მ. კალ. დედამიწაზე ჩამოსული ნალექების რაოდენობა წელიწადში დაახლოებით 511000 კმ³ შეადგენს. ალბათ, წყლის ასეთივე რაოდენ-

ნობა ორთქლდება ყოველწლიურად, აქედან ამ რაოდენობის დაახლოებით 460000 კმ³ ორთქლდება ზღვებისა და ოკეანეების მიერ.

ძნელი არ არის გამოანგარიშება, რომ წყლის ასეთი მასის ასაორთქლებლად ჰიდროსფერო ხარჯავს 2,5·10²² მ. კალ, ე. ი. დედამიწის მიერ მზისაგან მიღებული მთელი ენერჯის 10⁹/₁₀-ზე მეტს.

ყველა ოკეანეების საერთო ფართობს თუ 360 000 000 კმ² (3,6 · 10¹⁸ სმ²) ჩავთვლით, მაშინ ორთქლებაზე სითბოს საშუალო დანაკარგს 1სმ²-დან დაახლოებით 70000 მ. კალ მივიღებთ. ეს საშუალო რიცხვი სწორად უნდა გამოსახავდეს სიდიდის რიგს. შუელიკინის მიერ კარის ზღვისათვის გაკეთებული უფრო ზუსტი გამოანგარიშებით, 1 სმ²-დან ასაორთქლებლად სითბოს დანახარჯი წლიურად 27 800 მ. კალ შეადგენს. ეს დანახარჯი ეკვატორულ ზონებში გაცილებით მეტი იქნება.

სითბოს გამოსხივება სივრცეში წარმოებს რადიაციის საშუალებით, უმთავრესად დიდი სიგრძის ტალღების მქონე ინფრაწითელი სხივებით. 1 სმ² „აბსოლუტურად შავი სხეულის“ მიერ, რომელიც გარშემოუხვეველია ატმოსფეროთი, ერთ წამში გამოყოფილი ენერჯია R შეიძლება გამოანგარიშებული იყოს სტეფანე ბოლცმანის ცნობილი კანონით:

$$R = \delta T^4,$$

სადაც $\delta = 5,71 \cdot 10^{-8}$ ერგ/წმ, T—აბსოლუტური ტემპერატურაა.

გამოთვლა გვიჩვენებს, რომ T = 290°-სთვის (17°C) $R = 5,71 \cdot 10^{-8} \cdot (290)^4 = 4 \cdot 10^5$ ერგ/წმ. ზღე-ლაშეში ეს შეადგენს 3,45·10¹⁰ ერგს, რაც 830 მ. კალ უდრის. შესაბამისად წელიწადში დაახლოებით 303000 მ. კალ მივიღებთ.

როგორც ვხედავთ, ეს სიდიდე გამოანგარიშებული ატმოსფეროს არარსებობის ვარაუდით, კიდევაც აღემატება ატმოსფეროში მზის რადიაციას. ფაქტიურად გამოსხივების გზით სითბოს დანაკარგი გაცილებით ნაკლებია. მაგალითად, კარის ზღვისათვის, შუელიკინის მიხედვით, ის მხოლოდ 48000 მ. კალ შეადგენს. ასეთი დიდი განსხვავება აიხსნება იმით, რომ ატმოსფერო ჰიდროსფეროს (და ლითოსფეროს) მიერ გამოსხივებული სითბოს საფარის როლს ასრულებს, რომელიც ხელს უშლის მათ სწრაფ გაცივებას.

ატმოსფეროს მდგომარეობასთან დაკავშირებით, გამოსხივების გზით სითბოს დაკარგვა შეიძლება ძლიერ მერყეობდეს. საშუალოდ ის, სტეფანე ბოლცმანის ფორმულის მიხედვით, გამოანგარიშებული სიდიდის 10% შეადგენს, მაგრამ სუფთა ცის და ძალიან მშრალი ატმოსფეროს შემთხვევაში ეს სიდიდე შეიძლება 25% აღწევდეს, და გამოანგალოსის სახით 50%/-საც კი.

სითბოს რაღაც ნაწილი ოკეანეს მიერ იხარჯება უშუალოდ ატმოსფეროს ქვედა ფენების გასათბობად. ბალანსში ატმოსფეროსათვის ეს დიდი სიდიდეა, მაგრამ ჰიდროსფეროსათვის შედარებით მცირეა. თუ მხედველობაში მივიღებთ წყლის ძალიან მალალ სითბოტევადობას, ჰაერის სითბოტევადობასთან შედარებით: მაგალითად, 1 მ³ წყლის 1°-ზე გაცივების დროს დაკარგულ სითბოს შეუძლია 1°-ით გაათბოს დაახლოებით 3000 მ³ ჰაერი.

ყინულის საფარის წარმომშობი ზღვებისა და ოკეანეებისათვის თბილ პერიოდში სითბოს დაკარგვა დაკავშირებულია ყინულის დნობასთან. სითბოს

ეს დანაკარგი უდრის წყლის ცივ პერიოდში ყინულის წარმოშობის დროს გამოყოფილ სითბოს რაოდენობას, ვინაიდან ამ ორი სითბოს ჯამი იძლევა ნულის ტოლ საშუალო წლიურს.

მაგალითისათვის მოგვეყვას სითბოს სრული ბალანსის კარის ზღვისთვის შულეიკინის მიერ შედგენილი ცხრილი (ცხრ. 11—ამ ცხრილის ცალკეული რიცხვები მოყვანილი იყო ზემოთ).

ც ხ რ ი ლ ი 11

სითბოს შემოსავალი მ. კალ.	სითბოს დანახარჯი 1 სმ ² -ზე
1. შემოდის ატლანტური წარმოშობის თბილი დიხები 38 000	1. ზღვაში და ატმოსფეროს შორის სითბოს გაცვლაზე (უფრო ცივის) და შექცევით რადიაციახე 48 000
2. შემოდის მზის პირდაპირი სხივების რადიაციით და ცის დიფუზური რადიაციით 33700	2. აორთქლებახე 27 800
3. შემოდის მდინარე ვენისის და მდ. ობის წყლებით 4 100	3. ყინულის დნობახე 11 200
4. გამოიყოფა ყინულის წარმოშობისას 11 200	
სულ 87 000	სულ 87 000

ჰიდროსფეროს წყლები დიდ მექანიკურ მუშაობას აწარმოებენ, რაც გამოიხატება მდინარეების და ყინულების მოძრაობაში, ელიფეიაფურ პროცესებში ზღვების დინებასა და ზეირთცემაში, მოქცევა და უქუქცევაში, ჩამოსულ წვიმასა და თოვლში. მდინარეების და წყალვარდნილების ენერგია გაიზომება მილიარდი ცხენის ძალით. დედამიწაზე ჩამოსული ატმოსფეროს ნალექების რაოდენობა წლიურად 5,1-10¹⁴ ტ შეადგენს. მრავალი პროცესის ენერგია, სადაც მონაწილეობს წყალი, ჯერ დადგენილი არ არის.

წყლის მოძრაობას გადააქვს მასში გახსნილი ქიმიური ნივთიერება და მასში მოთავსებული მექანიკური მღვრია, და აგრეთვე ორგანიზმები. ასე სრულდება დიდ მასშტაბებში ქიმიური ელემენტების მიგრაციის პროცესები. მაგალითად, დენუდაციის პროცესების შედეგად, ყოველწლიურად ხმელეთიდან ზღვაში, წყალთან ერთად, გადადის დაახლოებით 2,7·10⁷ ტ მასალა.

დედამიწის ენერგეტიკასა და ქიმიური ელემენტების მიგრაციაში დიდი მნიშვნელობა აქვს წყლების ვერტიკალურ გადაადგილებას (ატმოსფეროში, ზღვებსა და ოკეანეებში და ჩვენი პლანეტის მაგარ გარსში). ამგვარად, ცხელ და თბილ ხსნარებს დედამიწის ქერქის ღრმა ნაწილებიდან მუდმივ გამოაქვთ სითბური ენერგიის დიდი რაოდენობა და წყალში გახსნილი ნაირგვარი ელემენტების დიდი მასა (ფულკანური ამოფრქვევები, გეიზერები და თერმალური წყაროები). უკან მიდის ცივი წყლები, რომლებიც იწვევენ დედამიწის ქერქის გაცივებას: მათაც აგრეთვე გადააქვთ ნაირგვარი ქიმიური ელემენტები. ამ პროცესების ენერგეტიკა უდავოდ მნიშვნელოვანია, მაგრამ რაოდენობრივად გამოანგარიშებული არ არის.

ბუნებრივ წყლებთან დაკავშირებულია ქანების ფართოდ ცნობილი გახსნის და გამოტუტვის და მათი შებრუნებული პროცესები—რიგი დანალექი

ქანების წარმოშობა, აგრეთვე მეტამორფიზმის პროცესები. ამ მექანიკური, ქიმიური და ბიოქიმიური პროცესების ენერგეტიკული ეფექტი, უდავოდ, აგრეთვე ძალიან დიდია, მაგრამ ოდენობით გამოსახული არ არის. თელიან, რომ ყოველწლიურად ოკეანედან ქიმიურად და ბიოქიმიურად გამოიყოფა და ნალექებში გადადის დაახლოებით 7·10⁸ ტ კალციუმის, მაგნიუმის, სილიციუმის, რკინის, მანგანუმის, ფოსფორის, ნახშირბადის, წყალბადის, აზოტის, ეანგბადის და სხვა ელემენტების ნაირგვარი შენაერთები. ხმელეთის და ზღვების სანაპირო ნაწილების წყლებთან დაკავშირებულია ქვანახშირი, ნავთი, ბითუმიანი ფიქლები და სხვა წარმონაქმნები.

ამ პროცესების ნაწილი მიმდინარეობს სითბოს შთანთქმით, ე. ი. წარმოადგენენ ენდოთერმულ რეაქციებს (ელემენტთა გახსნა, ორგანული შენაერთების წარმოშობა, ყინულის დნობა და ა. შ.), ნაწილს კი თან ახლავს სითბოს გამოყოფა, ე. ი. პროცესი ეკზოთერმულ ხასიათსატარებს (ხსნარებიდან კრისტალური და ამორფული მინერალების წარმოშობა, წყლის გაყინვა და სხვ.)

ჰიდროსფეროსთან დაკავშირებულ ყველა პროცესში, ე. ი. არსებითად ჩვენი პლანეტის სულ ზედა გარსში, განსაკუთრებულ როლს ასრულებს მზის სხივების კოსმიური ენერგია. დედამიწის უფრო ღრმა ნაწილებისათვის დამახასიათებელი ენერგიის სხვა წყაროებს ამ პროცესებში მეორეხარისხოვანი მნიშვნელობა აქვს.

მინერალთა აღნაგობის კავშირი მათ შემადგენლოგასთან

დელამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების მოპოვების ყველაზე უფრო ძნიშვნელოვან ფორმას წარმოადგენენ მაგარი სხეულები—მინერალები, რომლებიც ჩვეულებრივ ქანებს და მადნეული და არამადნეული სასარგებლო ნაბარხების ბუდობებს ქმნიან.

მინერალები ქიმიური ელემენტების ისტორიის განსაზღვრულ ეტაპს წარმოადგენენ: განსაზღვრულ პირობებში ისინი წარმოიშეებიან, სხვა პირობებში ისინი იშლებიან. მინერალთა თვისებები განისაზღვრება მათი ქიმიური შემადგენლობით, და აგრეთვე მათი შემქმნელი ერთეულების (იონების, ატომების ან მათი კომპლექსების) განლაგებით და თვისებებით. ამის გამო თანამედროვე გეოქიმია ძალიან დიდ მნიშვნელობას ანიჭებს იმ დასკვნებს, რომლებიც მიღებული იყო ახალი მეცნიერების—კრისტალოქიმიის მიერ.

კრისტალოქიმია მიზნად ისახავს დაადგინოს ფუნქციონალური კავშირი მაგარი კრისტალური სხეულების ქიმიურ შემადგენლობასა და მათ ფიზიკურ თვისებებს შორის, ამასთანავე, როგორც უფრო ვიწრო ამოცანა, გამოარკვიოს ნივთიერების ქიმიურ შემადგენლობასა და კრისტალურ სტრუქტურას შორის დამოკიდებულება, ე. ი. მესერში ატომების (იონების) და მათი კომპლექტების განლაგება.

კრისტალოქიმიის დასკვნებს მეტისმეტად დიდი მნიშვნელობა აქვს მთელი რიგი მნიშვნელოვანი გეოქიმიური პრობლემების გადასაჭრელად. ეს დასკვნები საფუძვლად უდევს, მაგალითად, თანამედროვე სწავლებას იზომორფიაზე, რომელიც ხსნის კრისტალურ მესერებში ელემენტების ასოციაციის შრავალრიცხოვან მოვლენებს და ნაირგვარი ატომების ქცევას თხევადი მდნარიდან ან ხსნარიდან მაგარი ფაზის გამოყოფის პროცესში, და აგრეთვე საფუძვლად უდევს უახლეს გეოქიმიურ წარმოდგენებს, რომლებიც პრინციპულად ახალი თვალსაზრისით ცდილობენ ახსნან ატომის ისტორია ნაირგვარ გეოქიმიურ სისტემებში.

ამის გამო გეოქიმიაში არაერთად შემთხვევაში არ შეიძლება გვერდობა აუაროთ თანამედროვე კრისტალოქიმიის ძირითად წარმოდგენებსაც, რომლებიც, მიუხედავად თვით მეცნიერების ახალგაზრდობისა, ახლავე საკმაოდ დამუშავებული და დასაბუთებული არიან.

ნივთიერების კრისტალურ თვისებებსა და ქიმიურ შემადგენლობას შორის კავშირის პოვნის ცდები საკმაოდ დიდი ხნის წინათ—ჯერ კიდევ XVIII

XVIII საუკუნიდან წარმოებდა, მაგრამ დიდი ხნის განმავლობაში ყველაფერი თავდებოდა კრისტალების ქიმიურ შემადგენლობასა და გარეგან ფორმებს შორის დამოკიდებულების დადგენით, რადგან ნივთიერების შინაგანი სტრუქტურა (ვიდრე 1912 წ. ლაუეს მიერ აღმოჩენილ არ იქნა კრისტალური მესერიით რენტგენის სხივების ინტერფერენცია) მიუწვდომელი რჩებოდა. მაგრამ რიგი კანონზომიერება მაინც იქნა დადგენილი, რომლებმაც საბოლოო ახსნა მხოლოდ ბოლო ხანებში ჰპოვეს. მოვიხსენიოთ ამათგან უფრო მნიშვნელოვანი.

1801 წელს ჰაიუიმ ჩამოაყალიბა კრისტალოქიმიის პირველი მნიშვნელოვანი დებულება (ჰაიუის კანონი), რომლის თანახმად, ყოველ ქიმიურად ერთგვაროვან ნივთიერებას უპასუხებენ სავსებით გარკვეული კრისტალური ფორმები. აქედან, როგორც შედეგი, გამომდინარეობს, რომ ქიმიური შემადგენლობის შეცვლა იწვევს კრისტალის შენების შეცვლას.

ჰაიუის კანონი 1819 წ. თითქოს უარყოფილ იქნა მიტჩერლიხის მიერ, რომელმაც იზომორფიზმის მოვლენები აღმოაჩინა. ეს მოვლენა მდგომარეობს იმაში, რომ ქიმიურად სხვადასხვა ნივთიერებები ზოგჯერ იძლევიან ერთნაირ ან ძალიან მსგავს კრისტალოგრაფიულ ფორმებს. ასეთებია, მაგალითად, KH_2PO_4 და KH_2ASO_4 -ის მარილები.

სინამდვილეში, როგორც შემდეგ გამოირკვა, მიტჩერლიხის აღმოჩენა კი არ უარყოფს ჰაიუის კანონს, არამედ ავსებს მას იმ აზრით, რომ კრისტალოქიმიურად მსგავსი ატომები ან მთელი მათი ჯგუფები, ანაცვლებენ რა ერთმანეთს კრისტალურ მესერებში, იმდენად მცირედ ცვლიან მესერის კონსტანტებს, რომ კრისტალის გარეგან ფორმაში თითქმის შეუმჩნეველია.

ცოტა უფრო მოგვიანებით (1822 წ.) მიტჩერლიხმა ჩამოაყალიბა კრისტალოქიმიის კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი დებულება, რომელიც პოლიმორფიზმის მოვლენებს ეხება, ე. ი. ერთი და იგივე ქიმიური ნივთიერების უნარი სხვადასხვა ფიზიკურ პირობებში წარმოშვას კრისტალების ნაირგვარი ფორმები განსხვავებული თვისებებით.

XX საუკუნის დასაწყისისათვის გამომუშავებული იყო მორფოტროპიის ცნება, ე. ი. კრისტალოგრაფული ფორმის კანონზომიერი ცვლებადობა ქიმიური ჩანაცვლების ზეგავლენით, და აქედან გაკეთებული იყო დასკვნა, რომ კრისტალების მაშენ ერთეულებს წარმოადგენენ არა მოლეკულები, არამედ ატომები და რომ იზომორფული ჩანაცვლების დროს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ატომების მოცულობას.

კრისტალოქიმიის განვითარებისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა ჰქონდა გენიალური რუსი კრისტალოგრაფის ე. ს. ფეოდოროვის შრომებს. მან ჯერ კიდევ 1890 წელს, ე. ი. რენტგენო-სტრუქტურული ანალიზის აღმოჩენამდე 22 წლით ადრე შექმნა სწავლება კრისტალების ატომურ სიმეტრიაზე, ვეიჩენა, რომ სიმეტრია განისაზღვრება 230 ჯგუფით. 1913 წელს ბრეგების მიერ კრისტალების პირველი სტრუქტურების ამოხსნამ, რომელიც ჩატარებული იყო რენტგენო-ანალიზის საცდელი მონაცემების საფუძველზე და იგრეთვე მეცნიერების მიერ შემდგომ ჩატარებულმა გამოკვლევებმა ამ დარგში, ხრწყინვალედ დაადასტურეს ე. ს. ფეოდოროვის თეორიული მოსაზრებანი.

ფეოდოროვის სიმეტრიის ჯგუფები დღესაც საფუძვლად უდევს ყველა გამოკვლევას, რომლებიც დაკავშირებულია კრისტალების შინაგან სტრუქტურასთან.

კრისტალოქიმიური იდეები განსაკუთრებით სწრაფად და ღრმად განავითარა ლაუმე, კრისტალებში რენტგენის სხივების ინტერფერენციის აღმოჩენის შემდეგ (1912 წ.). იმავე წელს რუსმა მეცნიერმა გ. ვ. ვულფმა და ინგლისელმა ვ. ლ. ბრეგმა გამოიყვანეს ფორმულა, რომელიც კრისტალებში სიბრტყეებს შორის მანძილს აკავშირებს რენტგენის სხივების ტალღების სიგრძესთან და არეკლის კუთხეებთან. ამ აღმოჩენებმა საშუალება მისცა მათ უახლოესი წლების მანძილზე გაერკვიათ შინაგანი სტრუქტურა კრისტალების მნიშვნელოვან რიცხვში, ე. ი. შეესწავლათ კრისტალურ ნივთიერებაში ძირითადი სტრუქტურული ელემენტები და მათი განლაგება.

ყველა ამ გამოკვლევის შედეგად კრისტალი განისაზღვრება როგორც ერთგვაროვანი, ანიზოტროპული უსასრულო ნაგებობა, რომელშიაც ატომებს, იონებს ან მათ ჯგუფებს უკავიათ რა განსაზღვრული, გეომეტრიულად კანონზომიერი ადგილი სივრცეში, ერთობლიობაში კრისტალურ მესერს ქმნიან.

თანამედროვე კრისტალოქიმიურ წარმოდგენებს საფუძვლად უდევს იონების და ატომების რადიუსების ცნება, ე. ი. წარმოდგენა იმაზე, რომ იონებს და ატომებს აქვთ სფერული ფორმა და მოცემულ პირობებში განსაზღვრული მოცულობა, რომელიც სხვა იონებისათვის სფეროს შიგნით მოქმედი ძალის ველის გამო გაუუაღია.

ამჟამად მიღებულია, რომ ატომების ან იონების მიერ სივრცის ამოვსება სფეროების უმჭიდროესი წყობის პრინციპის საფუძველზე ხდება. ეს პრინციპები, რომლებიც ლოგიკურად გამომდინარეობს ე. ს. ფეოდოროვის წარმოდგენებიდან, დამუშავებული და მარტივი შემთხვევებისათვის გამოყენებული იყო ბრეგის და პაულინგის მიერ. ნ. ვ. ბელოვმა დაამტკიცა, რომ ეს პრინციპი გამოსადეგია უმეტესი ეანგეულობისათვის (მათ რიცხვში სილიკატებისათვის) და სულფიდებისათვის და აგრეთვე მთელი რიგი სხვა რთული შენაერთებისათვის, მათ რიცხვში კომპლექსური და ორგანულიათვისაც. ამ წარმოდგენების თანახმად, შენაერთების მეტი ნაწილი წარმოადგენს უმჭიდროეს წყობას დიდი ანიონებისაგან: O^{2-} , $(OH)^{-}$ და F^{-} (ეანგეულები) S^{2-} და $(HS)^{-}$ (სულფიდები). უმჭიდროესი წყობის პრინციპი ძალიან შევლის სხვადასხვა რთული შენაერთების ახსნაში, მინერალების მრჩობლების, მათი ტეჩადობის და განწევრების ახსნაში და ა. შ.

უმჭიდროესი წყობის დროს მოცულობის 74,05% უკავია ერთნაირ სფეროებს, დანარჩენი სივრცე უკავია სიციარიელეს, რომლებიც ორი ტიპისაა: ტეტრაედრული (4 სფეროს შორის) და ოქტაედრული (6 სფეროს შორის). ამ სიციარიელებში პატარა სფეროები (ჩვეულებრივ კათიონები) თავსდებათ. უმჭიდროესი წყობის n სფეროზე n ოქტაედრული და $2n$ ტეტრაედრული სიციარიელე მოდის.

კრისტალური სტრუქტურების, როგორც სფეროების უმჭიდროესი წყობის განხილვისას, ორ მეზობელ სფეროს ცენტრებს შორის მანძილი შეგვიძლია განვიხილოთ. როგორც ამ ორი მეზობელი ატომის (იონის) რადიუსების ჯამი.

კრისტალურ მესრებში რენტგენო-სტრუქტურული გაზომვების ატომებს (იონებს) შორის გაზომილი მანძილის საფუძველზე გამოთვლილია რადიუსები, რომლებიც, გოლდშმიდტის წინადადებით, „ფექტურად“ არიან წოდებული. ყოველ კრისტალურ მესერში შესვლისას მოცემული ატომები (იონები) დაახლოებით ინარჩუნებენ ამ ფექტურ რადიუსებს, მაშასადამე, ისინი წარმოადგენენ ატომების (იონების) ერთ-ერთ დამახასიათებელ კონსტანტს. ეს რადიუსები ატომების (იონების) გარეგანი ელექტრული ორბიტების რადიუსზე რამდენიმედ უფრო დიდია. ისინი ახასიათებენ რაღაც პირობით ძალოვან სფეროს, რომელიც გაუვალაია სხვა სფეროებისათვის. საკვებით გასაგებია, რომ ამ პირობითი სფეროს სიდიდე უმთავრესად განისაზღვრება თვით ატომის (იონის) ბუნებით, ე. ი. მისი ატომგულის დამუხტვით, გარეგანი ელექტრული გარსების რიცხვით და ბუნებით და უფრო ნაკლებად აგრეთვე მეზობელი ატომების ან იონების მიერ შექმნილი გარეგანი ძალების ველებით.

აქედან გამომდინარე, ყველა ტიპის სტრუქტურისათვის ეფექტური რადიუსის მუდმივ სიდიდეზე ლაპარაკი შეიძლება მხოლოდ პირველადი მიახლოებით. სინამდვილეში ისინი ერთი სტრუქტურიდან მეორეში გადასვლის დროს რამდენიმედ იცვლებიან, ამავე დროს, როგორც დავინახავთ, ეს ცვლილებები შედარებით მცირეა, ამჟამად ოდენობით შესწავლილი არიან და, მაშასადამე, ზუსტი გამოთვლების დროს შეიძლება მიღებული იქნან მხედველობაში. ჩვეულებრივ, როდესაც იძლევიან იონების ეფექტური რადიუსების ცხრილებს, გულისხმობენ, რომ ისინი ეკუთვნიან ნატრიუმ-კლორის ტიპის მესრებს. ეს საჭიროა მუდამ მხედველობაში ვიჭონიოთ.

იონების (ატომების) ეფექტური რადიუსების ცხრილი პირველად 1926 წელს გოლდშმიდტის მიერ იქნა შედგენილი.

გოლდშმიდტმა იონების რადიუსების განსაზღვრას საფუძვლად დაუდო სიდიდეები, რომლებიც ვაზასტერნამ მიიღო რეფრაქტომეტრული გზით F^{1-} და O^{2-} იონთა რადიუსებისათვის და რომლებიც ტოლია $1,33\text{Å} - F^{1-}$ -სთვის და $1,32\text{Å} - O^{2-}$ -სთვის.

იცოდა რა F^{1-} და O^{2-} იონების რადიუსები და აგრეთვე შესაბამისი ფტორიდების და ქანგეულების მესრების რენტგენომეტრული გზით მიღებული კონსტანტები, გოლდშმიდტს ადვილად შეეძლო მთელი რიგი იონების სიდიდეების გამოთვლა, ვინაიდან კრისტალურ მესრებში სფერული იონები ეხებიან ერთმანეთს.

გოლდშმიდტის არაჩვეულებრივად მარტივი მეთოდის საილუსტრაციოდ მოვიყვანოთ ერთი გამოთვლა.

რენტგენომეტრულად ნაპოვნი იყო, რომ ნატრიუმფტორის მესერში Na^{1+} და F^{1-} იონების ცენტრებს შორის მანძილი უდრის $2,31\text{Å}$. თანახმად იმ წარმოდგენისა, რომ იონური სფეროები ეხებიან ერთმეორეს ეფექტური სფეროებით, ეს მანძილი უდრის Na^{1+} და F^{1-} იონების რადიუსების ჯამს. რადგან ვაზასტერნას მონაცემებით F^{1-} იონის რადიუსი შეადგენს $1,33\text{Å}$, უბრალო გამოკლების საშუალებით შეგვიძლია ნატრიუმის იონის რადიუსის მიღება, რომელიც, ცხადია, ტოლი იქნება: $r_{Na} = 2,31 - 1,33 = 0,98\text{Å}$.

ვიციოთ რა ნატრიუმის იონის რადიუსი, ასეთივე გზით ნატრიუმ-ქლორის მესერის კონსტანტებიდან ადვილად შეგვიძლია მივიღოთ ქლორის იონის რადიუსი, რომელიც ტოლი იქნება: $r_{Cl} = 2,79 - 0,98 = 1,81 \text{ \AA}$.

1927 წ. პაულინგმა ტალღობრივი მექანიკის საშუალებით თეორიულად გამოიანგარიშა იონთა რადიუსები. მისი სიდიდეები, როგორც წესი, გოლდშმიდტის ექსპერიმენტულ მონაცემებთან საკმაოდ დაახლოებული აღმოჩნდნენ, რაც ტალღობრივი მექანიკის ძირითადი მონაცემების სისწორის და თვით „იონის რადიუსის“ ცნების რეალობის სისწორის დამადასტურებელი აღმოჩნდა.

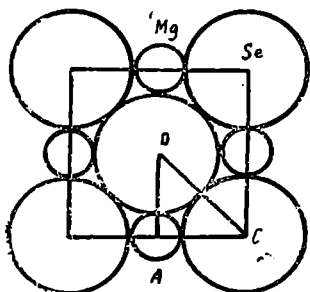
რეფრაქტომეტრული მეთოდი იონების რადიუსების სიდიდის უშუალო გამოსარკვევად გამოიყენება. ზოგიერთი იონის რადიუსების გამოსაანგარიშებლად შეიძლება გამოვიყენოთ ლანდეს (1920 წ.) შემდეგი მარტივი მეთოდი. თუ კათიონების სიდიდეები ანიონების სიდიდეებთან შედარებით მეტად მცირეა, შაშინ უკანასკნელი შეეხებიან ერთმანეთს და კრისტალებში სიბრტყეებს შორის მანძილები განისაზღვრებიან მხოლოდ მათი ზომით. მაგალითად, $MgSe$ და $MnSe$ შენაერთებში იონებს შორის მანძილები ორივე შემთხვევაში $2,73 \text{ \AA}$ ტოლია. ცხადია, რომ ამ მესრებში იონებს შორის მანძილი განისაზღვრება მხოლოდ სელენის იონის სიდიდით.

მოყვანილ ნახაზზე (სურ. 7) $AC = r_{Mg} + r_{Se} = 2,73 \text{ \AA}$, $OC = 2r_{Se}$. ადვილია დანახვა, რომ $\overline{OC^2} = \overline{AO^2} + \overline{AC^2}$ ან $(2r_{Se})^2 = 2 \cdot (2,73)^2$, აქედან $r_{Se} = \frac{2,73}{\sqrt{2}} = 1,92 \text{ \AA}$.

თუ ვიციოთ Se-ის იონის რადიუსი, ადვილად შეგვიძლია განვსაზღვროთ სხვა იონების რადიუსებიც. მაგალითად, $CaSe$ -ის მესერში, სადაც იონებს შორის მანძილი $2,96 \text{ \AA}$ -ს უდრის, $r_{Ca} = 1,04 \text{ \AA}$ (სხვა მეთოდებით $r_{Ca} = 1,06 \text{ \AA}$) - CaO -ს მესერში იონებს შორის მანძილი $2,38 \text{ \AA}$ -ს ტოლია, საიდანაც $r_O = 1,34 \text{ \AA}$ (სხვა მეთოდებით $r_O = 1,32 \text{ \AA}$).

ლანდეს მეთოდი კარგ შედეგებს იძლევა, რომლებიც გოლდშმიდტის მეთოდით მიღებული შედეგების ტოლია, რაც გამომდინარეობს ორივე მეთოდით გამოანგარიშებული იონების რადიუსების სიდიდეების შედარებით. შესაბამისად Se^{2-} -ის რადიუსები იქნებიან $1,92$ და $1,91$, Ca^{2+} -ის $1,04$ და $1,06$, O^{2-} -ის $1,34$ და $1,32$ და ა. შ.

მოგვყავს იონთა რადიუსების ცხრილი, რომლებიც ნატრიუმ-ქლორის სტრუქტურების ტიპს მიეკუთვნებიან (გოლდშმიდტის მიხედვით) და განლაგებული



ნახ. 7.

იონთა რადიუსების განსაზღვრა, ლანდეს მიხედვით.

არიან პერიოდული სისტემის თანმიმდევრობით (ცხრილი 12).

ელემენტთა პერიოდული სისტემის და მათი შესაბამისი იონების რადიუსების განხილვა საშუალებას იძლევა შევნიშნოთ სავესებით განსაზღვრული კანონზომიერებანი.

1. პორიზონტალური მიმართულებით, ე.ი. პერიოდების მიხედვით, იონთა რადიუსები მცირდებიან იონების დამუხტვის (ან ვალენტოვნების) გადიდებასთან ერთად. მაგალითად, Na^{1+} -სთვის. $r_i=0,98$, Mg^{2+} -სთვის $r_i=0,78$, Al^{3+} -სთვის $r_i=0,57$ და ა. შ.

2. ვერტიკალური მიმართულებით იონთა რადიუსები ზევიდან ქვევით ღიდიდებიან, ე. ი. ელემენტების რიგითი ნომრის გადიდებასთან ერთად. მაგალითად, Li^{1+} -სთვის $r_i=0,78$, Na^{1+} -სთვის $r_i=0,98$, K^{1+} -სთვის $r_i=1,33$ და ა. შ.

ეს სავესებით გასაგებია, თუ გავიხსენებთ, რომ ელემენტების რიგითი ნომრის გადიდებასთან ერთად მათი ატომების ორბიტული ელექტრონების რიცხვიც იზრდება და, ამრიგად, ატომის სიდიდის გაზრდა მიმდინარეობს (და, მაშასადამე, იონისაც).

3. წინა ორი კანონზომიერებიდან გამომდინარეობს შესაძენ, რომელსაც დიდი მნიშვნელობა აქვს იზომორფიზმის მოვლენების ახსნის დროს: მარცხნივ ზევიდან, მარჯვნივ ქვევითკენ კათიონებზე გატარებული დიაგონალების მიმართულებით, ჩვენ გვხვდება იონები საკმაოდ დაახლოებული ან ტოლი რადიუსებითაც კი. ასეთებია, მაგალითად, მიმართულებები: $\text{Li} (0,78) - \text{Mg} (0,78) - \text{Sc} (0,83) - \text{Zr} (0,87)$ და პარალელურნი: $\text{Na} (0,98) - \text{Ca} (1,06) - \text{Y} (1,06)$ ან $\text{Ti} (0,64) - \text{Nb} (0,69) - \text{W} (0,68)$ და ა. შ. ეს დიაგონალური რიგების წესი დაღენილია ა. ე. ფერსმანის მიერ.

4. თუ ერთი და იგივე ელემენტის, მაგრამ სხვადასხვა ვალენტოვნების (მუხტის) კათიონების რადიუსებს შევადარებთ, დამუხტვის გადიდებასთან ერთად იონის სიდიდის შემცირებას შევნიშნავთ. მაგალითად, რკინის რადიუსები იქნებიან: $0,83 - \text{Fe}^{2+}$ -ის და $0,63 - \text{Fe}^{3+}$ -ის. სრულიად ასეთნაირადვე მცირდებიან ტიტანის რადიუსები: $0,69 - \text{Ti}^{2+}$ -სთვის, $0,64 - \text{Ti}^{4+}$ -სთვის, მანგანუმის: $0,91 - \text{Mn}^{2+}$ -სთვის, $0,70 - \text{Mn}^{3+}$ -სთვის, $0,52 - \text{Mn}^{4+}$ -სთვის.

ასეთი კანონზომიერება სავესებით გასაგებია, თუ გავიხსენებთ, რომ ვალენტოვნების ერთეულით გადიდება დაკავშირებულია ერთი გარეგანი ელექტრონის (ვალენტოვნური) მოშორებასთან და, მაშასადამე, აღებული ატომის ელექტროული ველის სიდიდის შემცირებასთან.

5. საერთოდ ანიონების რადიუსები გაცილებით უფრო დიდია, ვიდრე კათიონების; პირველებისათვის ისინი თითქმის ყველანი მოთავსებული არიან $1,3 - 2,2$ ფარგლებში, მეორეთათვის — $0,1 - 1,7$ ფარგლებში, თუმცა ამ წესიდან რიგი გამონაკლისებიც გვაქვს.

6. თუ მოცემული ელემენტი შეიძლება კათიონიც და ანიონიც იყოს, კათიონის რადიუსი მუდამ ნაკლებია, ანიონის რადიუსი კი მუდამ მეტია ატომის რადიუსზე, მაგალითად:

რადიუსი: $\text{S}^{6+} = 0,34 < \text{S}^0 = 1,04 < \text{S}^{2-} = 1,73$.

სულფატები ატომი სულფიდები

ეს კანონზომიერება თვისობრივად სავსებით გასაგებია, რადგან ატომი-
დან კათიონისკენ გადასვლას თან ახლავს მისი გარეგანი ელექტრონის მო-
შორება (ქმედების ველის შემცირება), ატომიდან ანიონისაკენ გადასვლას—
პირიქით, ელექტრონის შეერთება (ე. ი. ქმედების არის გადიდება).

7. პერიოდული ცხრილის ფარგლებში იონების რადიუსების სიდიდის
კანონზომიერად შეცვლის ფონზე თვალში გვეცემა „ლანტანიდური შეკუმშვის“
მოვლენა, რომელიც მდგომარეობს იმაში, რომ იშვიათი მიწის სამეალენტო-
ვანი ელემენტების რიგში, რიგითი ნომრის გადიდებასთან ერთად, იონთა
რადიუსები თანაბრად მცირდებიან. აქ იონთა რადიუსების თანდათანობითი
შემცირება ხდება № 57—La (1,22)-დან № 71—Lu (0,99)-მდე, რის გამო იტ-
რიუმის (1,06) და ჰოლმიუმის (1,05) და იშვიათი მიწების მომდევნო ცირკო-
ნიუმის (0,87) და ჰაფნიუმის, ნიობუმის (0,69) და ტანტალის (0,69) იონთა
რადიუსები თითქმის თანხვდებიან. დედამიწაში აღნიშნული ელემენტების ქეც-
ვისათვის ამ „ლანტანიდური შეკუმშვის“ შედეგს დიდი მნიშვნელობა აქვს.

როგორც აღნიშნული იყო, იონთა ეფექტური რადიუსები არ წარმოად-
გენენ ზუსტად მუდმივ სიდიდეებს, არამედ რამდენაღმე იცვლებიან, ერთი
ტიპის მესრიდან მეორე ტიპის მესერზე გადასვლისას, ე. ი. დამოკიდებულია
კოორდინაციულ რიცხვზე.

მოცემული იონის კოორდინაციული რიცხვი ეწოდება მასთან შემხები
მეორე ელემენტის იონების (ატომების) რიცხვს, რომლებიც კრისტალურ მე-
სერში მოცემული ელემენტის მიმართ ერთნაირად არიან განლაგებული. მა-
გალითად, თუ ნატრიუმ-ქლორის მესერში ნატრიუმის ყოველი იონი გარ-
შემოხვეულია ქლორის ექვსი იონით, რომლებიც მოთავსებული არიან ოქ-
ტაედრის ექვს კუთხეში, ჩვენ ვამბობთ, რომ აქ ნატრიუმის იონისათვის კო-
ორდინაციული რიცხვი უდრის 6. ამ მესერში იგივე რიცხვი იქნება ქლორის
იონისათვის, რადგან ის ზუსტად ასევე გარშემოხვეულია ოქტაედრის კუ-
თხეებში მოთავსებული ნატრიუმის ექვსი იონით. სილიკატებში და კვარცში,
სადაც სილიციუმის ყოველი იონი გარშემოხვეულია ოთხი ენგბადის იონით,
სილიციუმის კოორდინაციული რიცხვი 4-ის ტოლი იქნება, ხოლო ენგბადის
კოორდინაციული რიცხვი, რომლის მეზობლად სილიციუმის მხოლოდ ორი
იონია, იქნება ორი.

იონის კოორდინაციული რიცხვის შემცირება დაკავშირებულია რადიუსის
შემცირებასთან, პირიქით, პირველის გადიდება შესაბამისად იწვევს მეო-
რეს გადიდებას. მაშასადამე, მესერებში განსხვავებული კოორდინაციული რი-
ცხვით იონების ერთი და იგივე წყვილისათვის იონების ცენტრებს შორის
მანძილი მაღალი კოორდინაციული რიცხვის შემთხვევაში იქნება მეტი და
ნაკლები—დაბალი რიცხვის შემთხვევაში. მაგალითად, NH_4Cl -ის შენაერთისათ-
ვის, სადაც NH_4 -ის და Cl -ის იონები არის. ცნობილია ორი ტიპის მესერები:
ერთი კოორდინაციული რიცხვით 6, მეორე კოორდინაციული რიცხვით 8.
იონების ცენტრებს შორის მანძილები იცვლება ზემოთ აღნიშნული წესის თა-
ნახმად, რაც ცხრ. 13-დან ჩანს. სრულიად ასეთნაირად, გოლდშმიდტის თა-
ნახმად, გვაქვს (ცხრ. 14):

ცხრილი 13

შენაერთი	კოორდინაციული რიცხვი	მანძილი NH ₄ -Cl (Å)
NH ₄ Cl	6	3,27
NH ₄ Cl	8	3,35

ცხრილი 14

შენაერთი	კოორდინაციული რიცხვი	მანძილი Sr-O (Å)
SrO	6	2,57
SrZrO ₃	12	2,89

საერთოდ იონურ მესერში იონების ცენტრებს შორის მანძილზე კოორდინაციული რიცხვის გავლენა საკმაოდ კანონზომიერია, რაც ცხრ. 15-დან ჩანს, სადაც კოორდინაციული რიცხვი 6-ის ტიპისათვის A-X იონებს შორის მანძილი მიღებულია 100.

ზახარაისენმა იონურ მესერში წონასწორობის შესწავლის დროს თეორიული გზით მიიღო ამ ემპირიული თანაფარდობის ახლო მდგომარეობა მონაცემები.

ცხრილი 15

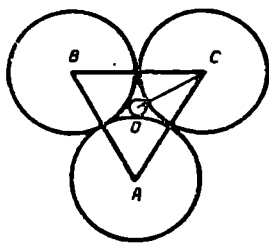
კოორდინაციული რიცხვი	მანძილი A-X	გადიდება ან შემცირება, %
12	112	+12
8	103	+3
6	100	0
4	94	-6

ვიციტ რა იონების ეფექტური რადიუსები, ახლა შევეცადოთ ავხსნათ კრისტალურ მესერებში იონთა შინაგანი განლაგების საკითხი.

იმისათვის, რომ უმეტესი ნაწილი კრისტალებისათვის, განსაკუთრებით ბინარულისათვის, კრისტალის მოდელი ავავოთ, საუმარისია მათი კოორდინაციული რიცხვი ვიცოდეთ; სხვა შემთხვევაში თუმცა ეს პირობა საკმარისი არ არის, მაგრამ ის მაინც მთავარ პირობად რჩება.

როგორც თვით ეფექტური რადიუსის ცნებიდან გამომდინარეობს, მათი შესაბამისი სფეროები ეხებიან ერთიმეორეს. მაშასადამე, სიმარტივისათვის კრისტალურ მესერებში წარმოვიდგინოთ სივრცის მთლიანი ამოვსება სფეროებით—იონებით, რომლებიც პირველი მიახლოებით მივიღოთ როგორც არაკუმშვადები. მაშინ ამოცანა კოორდინაციულ რიცხვზე, აღებული რადიუსის იონებისათვის, უბრალო გეომეტრიულ აღნაგობამდე დაიყვანება. ეს ამოცანა გადაწყვიტა სწორედ მაგნუსმა 1922 წ. კომპლექსურ შენაერთებში იონთა კოორდინაციის შემთხვევისათვის, ამა-

თავისათვის იონური მესერების მოცემული გამოსადგეია იონური მესერების მოცემული შემთხვევისათვისაც.



ნახ. 8. $\frac{r_x}{r_a}$ განსაზღვრა სამმაგი კოორდინაციის დროს.

თავისათვის იონური მესერების მოცემული შემთხვევისათვისაც.

განვიხილოთ კოორდინაციის ერთ-ერთი შესაძლებელი შემთხვევა. დავუშვათ, კოორდინაციული რიცხვი უდრის 3, ე. ი. O იონის გარშემო მოთავსებულია სამი X იონი, რომლებიც ერთმანეთს და ცენტრალურ O იონს ეხებიან (ნახ. 8).

თუ გარეგანი იონის რადიუსს აღვნიშნავთ r_x -ით და შინაგანისას— r_0 , ძნელი არ არის ABC სამკუთხედიდან r_0 და r_x ზღვრული დამოკიდებულება დაეადგინოთ.

მართლაც, $OC = r_0 + r_x$, $r_x = \frac{a}{2}$, სადაც a ტოლგვერდა ABC სამკუთხედის გვერდია.

გეომეტრიულად ადვილია გამოყვანა, რომ $OC = \frac{a}{\sqrt{3}}$, საიდანაც

$$r_0 = OC - r_x = \frac{a}{\sqrt{3}} - \frac{a}{2} = 0,0775 a. \text{ მაშასადამე, ზღვრული შეფარდება}$$

$$\frac{r_0}{r_x} = 0,155.$$

თუ ცენტრალური იონი უფრო პატარა იქნება, ვიდრე ამ შეფარდებიდან გამომდინარეობს, მაშინ გარეგანი იონები არ შეეხებიან ცენტრალურს, რომელიც საწინააღმდეგო დამუხტვის მატარებელია. ეს გამოიწვევს განსაზღვრული ენერგიის დახარჯვას კულონის ძალების საწინააღმდეგოდ და შედეგად მიიღება არამდგრადი კონფიგურაცია, რომელსაც მისწრაფება ექნება გადავიდეს სხვა ტიპში, რომლის კოორდინაციული რიცხვი იქნება 2. პირიქით, ცენტრალური იონი შეიძლება რამდენიმედ დიდი იყოს, ვიდრე აღნიშნული ზღვრული შეფარდება: აქ ნაწილობრივ შეიძლება მოხდეს იონების რაღაც დეფორმაცია ან გარეგანი იონების გაწევა, მაგრამ ისეთ ზღვრამდე, რომლის შემდეგ მოხდება სხვა უფრო მაღალ შენებაში გადასვლა, რომლის კოორდინაციული რიცხვი იქნება 4.

ასეთივე მსჯელობა შეიძლება გამოდგეს კოორდინაციის ყველა სხვა შემთხვევებისათვის. წმინდა გეომეტრიულად შეიძლება დამტკიცდეს, რომ კათიონის და ანიონის რადიუსს შორის ზღვრული შეფარდება კოორდინაციული რიცხვი 4-სთვის 0,225-ის ტოლია, კოორდინაციული რიცხვი 6—0,415, კოორდინაციული რიცხვი 8—0,732. კოორდინაციული რიცხვი 12-ის დროს ზღვრული შეფარდება

$\frac{r_0}{r_a} = 1$; აქ გარეგან იონებს შორის უჯრედი ისეთი ზომის

ცხრილი 16

$\frac{r_0}{r_a}$	კოორდინაციული რიცხვი	კომპლექსების ფორმა.
0	>2	ხახი
0,155	>3	სამკუთხედი
0,225	>4	ტეტრაედრი
0,415	>6	ოქტაედრი
0,732	>8	კუბი
1,0	<12	ატომების უმჯიდროესი წყობა

ხდება, რომ მასში შეიძლება მოთავსდეს ისეთივე ზომის იონი, როგორიც გარეგანია. ამაში აღვიღად დავრწმუნდებით, თუ ერთი ზომის შეუკუმშავ სფეროებს დავალაგებთ. ამ სუფთა გეომეტრიული მსჯელობის შედეგების შეჯამებით ვღებულობთ (ცხრ. 16).

ეს ცხრილი ძალიან მოსახერხებელია კოორდინაციული რიცხვის განსასაზღვრავად, თუ იონ-

თა რადიუსები ცნობილია, ამასთან, ვინაიდან კათიონები მულამ ანიონებზე ნაკლები ზომისა არიან, უფრო ხშირად გვხვდება კათიონების ანიონებთან შეფარდების აღება.

განვიხილოთ კოორდინაციული რიცხვის მიღების რამდენიმე შემთხვევა.

1. დავეუთოთ, გვაქვს შენაერთი BeO. იონური რადიუსების ცხრილით ეპოულობთ კათიონის რადიუსის ანიონის რადიუსთან შეფარდებას, რომელიც აქ იქნება $\frac{r_k}{r_a} = \frac{0,34}{1,32} = 0,258$, რაც კოორდინაციულ რიცხვ 4-ს უპასუხებს (ვურტციტის = ZnS ტიპი).

2. ზემოთხსენებულ შენაერთში ბერილიუმის უფრო დიდი იონის რადიუსის (0,78) მქონე მაგნიუმით ჩანაცვლებით მივიღებთ MgO-ს შენაერთს $\frac{r_k}{r_a} = \frac{0,78}{4,32} = 0,59$ შეფარდებით, ე. ი. კოორდინაციული რიცხვით 6 (ნატრიუმ-ქლორის ტიპი—NaCl).

თვით NaCl-სთვის შეფარდება $\frac{v_k}{r_a} = 0,54$, ე. ი. უპასუხებს კოორდინაციულ რიცხვ 6-ს.

3. SiO₂-სათვის შეფარდება $\frac{r_k}{r_a} = \frac{0,39}{1,32} = 0,3$. მაშასადამე, კოორდინაციული რიცხვი სილიციუმისათვის იქნება 4 (სილიციუმის იონი გარშემოხვეულია ენგზელის ოთხი იონით). პირიქით, როგორც სტეხიომეტრიული მსჯელობიდან გამომდინარეობს, კოორდინაციული რიცხვი ენგზელისათვის იქნება 2, ე. ი. ყოველ ენგზელს ეხება მხოლოდ ორი სილიციუმის იონი. კოორდინაცია 4 და 2 დამახასიათებელია SiO₂-სთვის.

სრულიად ასეთივე მსჯელობით შეგვიძლია განვსაზღვროთ კოორდინაციული რიცხვი მთელი რიგი სხვა შენაერთებისათვის, მაგალითად, რუტილისათვის TiO₂ (6; 3), ფლუორიტისათვის CaF₂ (8; 4) და ა. შ.

$\frac{r_k}{r_a}$ შეფარდებასთან დაკავშირებით, კოორდინაციის ერთი ტიპიდან მეორეში გადასვლა შეიძლება ძალიან თვალსაჩინოდ იქნას ნაჩვენები ოთხვალენტოვანი ელემენტების მაგალითზე (ცხრ. 17.)

ც ხ რ ი ლ ი 17

შენაერთები	SiO ₂	TiO ₂	CeO ₂	ThO ₂
$r_k : r_a$	0,30	0,49	0,78	0,53
კოორდინაციული რიცხვი მესრის ტიპი	4; 2	6; 3	8; 4	8; 4
	SiO ₂	რუტილი	ფლუორიტი	ფლუორიტი

მგავსი ხასიათის მრავალრიცხოვანი მაგალითები კარგად გამოსახავს იმ ძირითად აზრს, რომ კრისტალთა სტრუქტურა, მათში იონების შეფარდებითი განლაგება დამოკიდებულია უკანასკნელთა რადიუსების შეფარდებაზე და დაიყვანება სუფთა გეომეტრიულ შენებამდე.

მაგრამ ირსებობს მთელი რიგი გამონაკლისებისა ამ წესიდან, როდესაც ნამდვილი კოორდინაციული რიცხვი არ უპასუხებს ზემოთ მოყვანილი მოსაზრებების საფუძველზე გამოანგარიშებულ რიცხვს.

მაგალითად, როგორც რენტგენო-სტრუქტურული ანალიზითაა დადგენილი, ZnS-სთვის (სფალერიტი, ვურტციტი) კოორდინაციული რიცხვი უდრის 4-ს

(ვერტიციტის ტიპი), თუმცა შეფარდება $\frac{r_k}{r_a} = \frac{0,83}{1,74} = 0,48$, ცხრილის თანახმად, მოითხოვს ექვსმაგ კოორდინაციას.

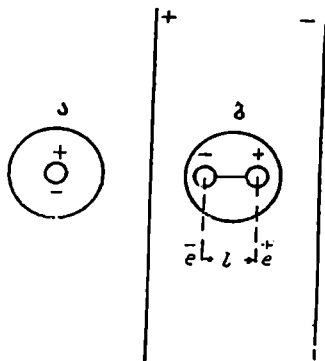
სრულიად ამგვარადვე ოთხეულენტოვანი მეტალების ენგეულებს შორის ჩვენ გვაქვს ZrO_2 , რომლისათვის $\frac{r_k}{r_a} = 0,66$, რაც უპასუხებს კოორდინაციულ რიცხვს 6; 3, თუმცა სინამდვილეში ამ შენაერთს კოორდინაციული რიცხვი აქვს 8; 4 და შესაბამისად კრისტალიზაცია არა რუტილის ტიპში, არამედ ფლუორიტის ტიპში.

მსგავსი გამონაკლისების რიცხვი საკმაოდ დიდია, განსაკუთრებით სულფიდებს შორის, რაც გვაიძულებს კოორდინაციული რიცხვის საკითხის განხილვაში დამატებითი პირობები შევიტანოთ.

აქამდე კრისტალური შესრების შემქმნელ იონებს (ატომებს) ჩვენ განვიხილავდით როგორც არაკუმშვად სფეროებს. რასაკვირველია, ასე შეგვეძლო მოვექცეულიყავით შესაძლებელი მიახლოებით. სინამდვილეში ელექტრულ გარსებს იონების დამუხტვის ზეგავლენით შეუძლიათ შეიცვალონ თავისი ფორმა და ზომა. ეს მოვლენა აიხსნება პოლარიზაციით, ე. ი. ერთი იონის (ატომის) ელექტრული გარსების მეორე იონის (ატომის) ელექტრულ გარსებზე მოქმედებით. პოლარიზაციის თეორია მდგომარეობს შემდეგში.

დავუშვათ გვაქვს ატომი, რომელიც სქემატურად გამოვსახოთ უარყოფითად დამუხტული სფეროს ზედაპირის სახით: სფეროს ცენტრში დადებითი ატომგული (ნახ. 9-ა).

ამავე დროს ყველა გარეგანი ელექტრონის ელექტრული სიმძიმის ცენტრი თანხვედრა დადებითი ატომგულის ადგილს. ახლან ატომი მოვითავსოთ ელექტრულ არეში, მაგალითად, კონდენსატორის შემონაფენებს შორის. ალბათ, ამ დროს ელექტრული ორბიტები გადაადგილდებიან დადებითი შემონაფენის მხარეს, საითაც გადაადგილდება მათი სიმძიმის ცენტრიც, და დადებითი ატომგულიც გადაადგილდება საწინააღმდეგო მიმართულებით, უარყოფითი შემონაფენის მხარეს (ნახ. 9-ბ), მაშასადამე, დადებითი და უარყოფითი დამუხტვის სიმძიმის ცენტრები არ დაემთხვევიან და დაშორდებიან / მანძილით, ამავე დროს წარმოიშვება დიპოლი $p = el$ ელექტრული მომენტი, სადაც l — ატომგულის (ან ყველა გარეგანი ელექტრონის) დამუხტვაა.



ნახ. 9. ატომთა პოლარიზაცია.

თუ E ელექტრული ველის დაძაბულობაა, მაშინ დიპოლის მომენტი იქნება $p = \alpha \cdot E$, სადაც α — პროპორციულობის კოეფიციენტი და ამასთან ერთად, ალბათ, ელექტრული გარსების დეფორმაციაც. ეს კოეფიციენტი თითოეული ატომისათვის დამახასიათებელი კონსტანტაა. ზემოთ მოყვანილი მსჯე-

ლობა, ელექტრულ არეში ატომის ელექტრული გარსების დეფორმაციის შესახებ, იონებისათვისაც გამოსადგვია, რომელთათვის დეფორმაციის (პოლარიზაციის) კოეფიციენტი აგრეთვე დამახასიათებელ კონსტანტას წარმოადგენს.

მოვიყვანოთ ზოგიერთი ციფრი, რომლებიც პოლარიზაციის კოეფიციენტს α -ს სიდიდეს გამოსახევენ და შევადაროთ ეს ციფრები შესაბამისი იონების რადიუსებს (ცხრ. 18).

ცხრილი 18

იონი	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻
$\alpha \cdot 10^{21}$	0,0295	0,182	0,844	1,42	2,45	0,99	3,05	4,17	6,82
$r(\text{Å})$	0,78	0,98	1,33	1,49	1,65	1,33	1,81	1,96	2,20

იონი	Li ⁺	Be ²⁺	B ³⁺	C ⁴⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	Si ⁴⁺
$\alpha \cdot 10^{21}$	0,0295	0,0080	0,00303	0,00135	0,182	0,12	0,065	0,043
$r(\text{Å})$	0,78	0,34	0,20	0,15	0,98	0,78	0,57	0,39

ამ ციფრებიდან შეიძლება გამოვიყვანოთ რიგი საინტერესო დასკვნები.

1. ერთი და იგივე დამუხტვის დროს, იონის პოლარიზაციის უნარი იზრდება იონის რადიუსის ზრდასთან ერთად. აქედან გამომდინარეობს, რომ განსაკუთრებით ძლიერად პოლარიზაციას ანიონები უნდა განიცდიდნენ, როგორც კათიონებზე უფრო დიდი რადიუსების მქონე. ცდა სავსებით ადასტურებს ამ დასკვნას.

2. კათიონების ვალენტოვნების გადიდებას თან ახლავს პოლარიზაციის კოეფიციენტის შემცირება, ეს აგრეთვე უმთავრესად დაკავშირებულია იონთა რადიუსების პარალელურ შემცირებასთან და უფრო ნაკლებად დამუხტვის ზრდასთან.

3. საერთოდ რომ ვთქვათ, პოლარიზაციას ძლიერ განიცდიან დიდი რადიუსების მქონე, დაბალვალენტოვანი იონები, ხოლო სუსტად განიცდიან დიდი დამუხტვის მქონე პატარა იონები. მაშასადამე, განსაკუთრებით ძლიერად დაპოლარდებიან, მაგალითად, იოდის, ბრომის, ცეზიუმის და გოგირდის იონები.

გოგირდისათვის $\alpha \cdot 10^{21} \approx 7$, ე. ი. მხოლოდ იოდზე ნაკლებია. ამით აიხსნება ის ვარაუდები, რომ სხვადასხვა გოგირდოვანი შენაერთების არეში ჩვენ ვხვდებით პოლარიზაციის განსაკუთრებით დიდ გავლენას და რიგ მნიშვნელოვან ანომალიებს როგორც სტრუქტურებში, ისე თვისებებშიაც, რომლებიც ამ შენაერთების სტრუქტურებით განისაზღვრებიან.

იონებით შემქმნილ კრისტალურ მესრებში ელექტრული არე იქმნება დამუხტვით და აქ პოლარიზაცია კათიონების და ანიონების ელექტრული არეების ურთიერთ ქმედების შედეგი იქნება.

ამავე დროს შეიძლება იონების როგორც დეფორმაციაზე (პასიური პოლარიზაცია) ლაპარაკი, ისე მათ მიერ მათი მეზობელი ნაწილაკების დეფორმაციის უნარზე (აქტიური პოლარიზაცია). გასაგებია, თუ პასიური პოლარიზაცია, რის შესახებაც ჩვენ ზემოთ ვლაპარაკობდით, განსაკუთრებით მაღალია დიდი რადიუსების და მცირე დამუხტვის მქონე იონებისათვის, აქტიური პოლარიზაცია კი, პირიქით, დამახასიათებელია დიდი დამუხტვის და მცირე რადიუსების მქონე იონებისათვის. აქ მთავარ როლს ასრულებს მუხტი, რომელიც ელექტრული ველის დაძაბულობას განსაზღვრავს.

დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე იონის ტიპს; ვერცხლის (Ag^{1+}) და გარდამავალი ტიპის კათიონები გაცილებით უფრო ძლიერად აპოლარებენ, ვიდრე კეთილშობილი აირების ტიპის კათიონები. მაგალითად, თუთია აპოლარებს უფრო ძლიერად, ვიდრე მაგნიუმი, კადმიუმი—უფრო ძლიერად, ვიდრე კალციუმი, ვერცხლი—უფრო ძლიერად, ვიდრე ნატრიუმი, თუმცა თითოეულ ამ წყვილებშია იონებს აქვს ერთნაირი დამუხტვა და მსგავსი რადიუსები, ასე რომ, ამ ორი ფაქტორის გავლენა გამოირიცხებოდა. როგორც ჩანს, პოლარიზაცია განსაკუთრებით ძლიერად გამოვლინდება ისეთ მესრებში, რომლებიც შექმნილი არიან როგორც დიდი აქტიური, ისე დიდი პასიური პოლარიზაციის მქონე იონებისაგან, მაგალითად, მაღალვალენტოვანი კათიონების დაბალვალენტოვან დიდ ანიონებთან შენაერთებში.

განვიხილოთ რამდენიმე შედეგი პოლარიზაციის თეორიიდან. რიგ შემთხვევაში პოლარიზაცია იწვევს იონთა მიზიდვას, რის შედეგად ხდება მათ შორის მანძილის შემოკლება (მათი რადიუსების შემცირება). ამ დროს მესრის სიმტკიცე მატულობს და ამასთან დაკავშირებით, მაგალითად, ხსნალობა კლებულობს, რაც ილუსტრირებულია ვერცხლის შემდეგი მორფოტროპული რიგით (ცხრ. 19).

ცხრილი 19

შენაერთი	გაზომილი მანძილი $A-X$ Å	იონთა რადიუსების ჯამი Å	ხსნალობა g/ლ.
AgF	2,46	2,46	4818
AgCl	2,77	2,94	1,4.10 ⁻²
AgBr	2,88	3,09	1,1.10 ⁻⁴
AgI	2,99	3,83	3,5.10 ⁻⁸

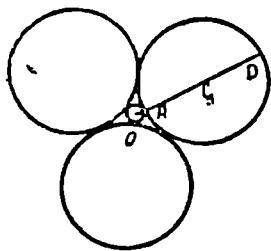
გეოქიმიისათვის მსგავსი ფაქტორების მნიშვნელობის შეფასება, რასაკვირველია, ძნელია.

მოლეკულებში პოლარიზაციით გამოწვეულ იონებს შორის მანძილის შემცირება აგრეთვე იწვევს სიმტკიცის ზრდას. ამგვარად ჰალოგენწყალბადოვან ნაერთებში შეკავშირების ნამდვილი სიმტკიცე თითქმის 100 მცირე კალორით (გრამმოლეკულაზე) აღემატება იმ სიმტკიცეს, რომელიც იმ ვარაუდით

არის გამოთვლილი, რომ იონები არ არიან პოლარიზებული.

პოლარიზაციის ზეგავლენით იონებს შორის მანძილის ძლიერი შემცირება ცალკეულ შემთხვევებში იწვევს კომპლექსური ანიონების შექმნას. ასეთებია, მაგალითად, $(SO_4)^{2-}$, $(CO_3)^{2-}$, $(NO_3)^{1-}$, რომლებშიც მაღალვალენტოვანი პატარა კათიონები S^{6+} , C^{4+} , N^{5+} გარშემოხვეული არიან დაბალვალენტოვანი დიდი ანიონებით.

$(CO_3)^{2-}$ ანიონის შემთხვევაში მანძილი C—O, გაზომილი კალციტში, შეადგენს მხოლოდ 1,25 Å. რაც გაცილებით უფრო ნაკლებია, ვიდრე ენგბადის ერთი იონის რადიუსი (1,32 Å). სრულიად ამგვარადვე მანძილი N—O, $NaNO_3$ -ის მესერში გაზომილი, შეადგენს მხოლოდ 1,22 Å, რაც აგრეთვე გაცილებით უფრო ნაკლებია, ვიდრე ენგბადის ერთი იონის რადიუსი.



სურ. 10. კომპლექსური ანიონი.

მაგრამ, აუცილებელია მუდამ ვიქონიოთ მხედველობაში, რომ რაგინდ მცოიოე მანძილი უნდა იყოს კომპლექსურ ანიონებში, მთელი კომპლექსური ანიონის რადიუსი მუდამ გაცილებით მეტია, ვიდრე მასში შემავალი იონების ცალკეული რადიუსები, რაც ადვილი დასანახია BX_3 ტიპის კომპლექსური ანიონების შენების შემდეგი სქემიდან (ნახ. 10).

აქ $OA = r_c$ — ცენტრალური კათიონის რადიუსია, $AC = CD = r_a$ — მარტივი ანიონის რადიუსი, $OD = R$ — კომპლექსური ანიონის რადიუსი.

ადვილი დასანახია, რომ მარტივი იონების სიდიდის უმნიშვნელო შემცირებით, კომპლექსური ანიონის რადიუსი $R = OD = OA + AD = r_c + 2r_a$.

თუმცა პოლარიზაცია რამდენადმე ამცირებს ამ სიდიდეებს, კომპლექსური ანიონები შედარებით მარტივ იონებთან მაინც გამოირჩევიან თავიანთი რადიუსების სიდიდებით.

მაგალითად:

$(CO_3)^{2-}$ -სთვის	$R = 2,57 \text{ \AA}$,	$(PO_4)^{3-}$ -სთვის	$R = 3,60 \text{ \AA}$,
$(SO_4)^{2-}$ -სთვის	$R = 2,95 \text{ \AA}$,	$(NO_3)^{-}$ -სთვის	$R = 2,60 \text{ \AA}$.

დიდი, მაგრამ მცირე დამუხტვის მქონე კომპლექსური ანიონების შექმნის უნარი საერთოდ დამახასიათებელია ზოგიერთ პირობებში მალალეალენტოვანი კათიონებისათვის. მას, როგორც შემდეგში დავინახავთ, აქვს დიდი მნიშვნელობა რიგი გეოქიმიური პროცესების ასახსნელად (მაგალითად, მაგმის კრისტალიზაციის აგპაიდური თანმიმდევრობა, ხსნარებიდან და მღწარებიდან დაგვიანებული გამოყოფა მალალეალენტოვანი ელემენტების და სხვ.).

შემოგანხილულ შემთხვევაში იონების დაახლოების შედეგად კომპლექსის სიმტკიცე იმდენად დიდი ხდება, რომ არ იქცევა როგორც ერთი მთლიანი როგორც თხევად ფაზებში, ასევე კრისტალურ მესერში და გამოვლინებული დამოუკიდებელი მშენებელი ერთეულის სახით. მაშასადამე, მესრებში მარტივი იონებთან ერთად შესაძლებელია იყოს კომპლექსური ანიონებიც, როგორც, მაგალითად, $CaCO_3$ -ის მესერში, სადაც კვანძები დაკავებულია Ca^{2+} -ის მარტივი იონებით და $(CO_3)^{2-}$ -ის კომპლექსური ანიონებით.

აუცილებელია აღვნიშნოთ, რომ უკანასკნელ წლებში ზოგიერთი მკვლევარი (მათ რიცხვში ფერსმანი) ამა თუ იმ გეოქიმიური დებულების დასაბუთებისათვის, განსაკუთრებით ტუტე მაგმებში კრისტალიზაციის თანმიმდევრობის ასახსნელად, მიმართავენ იმ ვარაუდს, რომ მაგმაში და მისგან წარმო-

შობილ კრისტალურ აღნაგობაში არსებობენ ნაირგვარი კომპლექსური ანიონები; უკანასკნელებს აკუთვნებენ ისეთ შენაერთებს, როგორც (MgO_4) , (Al_2O_4) , (FeO_4) და აგრეთვე უფრო რთულ კომპლექსებს, როგორც ცირკონო-სილიკატური, ალუმო-სილიციუმის და სხვ. ძნელი შესამჩნევი არ არის, რომ ეს ეარაუდი სუსტად არის დასაბუთებული, ვინაიდან ელემენტების მოყვანილ ჯგუფებს კრისტალოქიმიის თვალსაზრისით არ შეიძლება ეწოდოს კომპლექსური ანიონები.

კომპლექსური ანიონების შენაერთებს ჩვენ უნდა მივაკუთვნოთ ისეთები, რომლებიც აკმაყოფილებენ სამ პირობას:

1. კომპლექსური ანიონები არიან შესრებში, როგორც დამოუკიდებელი ერთეულები, მაგალითად $(SO_4)^{2-}$, $(CO_3)^{2-}$ და ა. შ., რაც მტკიცდება რენტგენო-სტრუქტურული ანალიზით.

2. კომპლექსური ანიონები შესაძლებელია ხსნარებშიაც, მაგალითად, $BaCl_2$ დამატებით შეიძლება დამტკიცდეს ხსნარში $(SO_4)^{2-}$ ანიონის არსებობა.

3. კომპლექსური ანიონის შიგნით ვალენტური შეკავშირების ძალვა (ვა-მოიხატება კათიონის დამუხტვის მის ირგვლივ მყოფი ანიონების რიცხვზე გაყოფის შედეგად მალეული განაყოფით) უნდა იყოს მეტი, ვიდრე ანიონების კომპლექსებს და გარე კათიონებს შორის. მაგალითად, $BaSO_4$ -ის შემთხვევაში

$S-O$ ვალენტური შეკავშირების ძალვა შეადგენს $\frac{6}{4}=1,5$, ხოლო $Ba-O$ ვალენტური შეკავშირების ძალვა მხოლოდ $\frac{2}{4}=0,5$.

უანგბადოვანი კომპლექსების ვალენტოვანი შეკავშირების ძალვა უნდა იყოს ერთზე მეტი, რაც მართლდება ყველა ტიპური კომპლექსური ანიონისათვის; $(CO_3)^{2-}$ -ს ექნება $\frac{4}{3}=1,33$, $(PO_4)^{3-}$ — $\frac{5}{4}=1,25$, $(SO_4)^{2-}$ — $\frac{6}{4}=1,5$ და ა. შ. ამით აიხსნება კომპლექსური ანიონის დიდი მდგრადობა და იონური რადიუსის შემცირება კომპლექსის შიგნით.

საზღვარზე დგას $(SiO_4)^{4-}$ -ის კომპლექსი, რომლის $Si-O$ ვალენტური შეკავშირების ძალვა შეადგენს 1. ამის გამო მისი თვისებები სავესებით ტიპური არ არის კომპლექსური ანიონისათვის ამ სიტყვის სრული მნიშვნელობით.

სამი ძირითადი პირობის თვალსაზრისით, რომელთა დაცვა აუცილებელია მოკუმული შენაერთის კომპლექსურზე მიკუთვნებისათვის, ცხადია, რომ ზემოთ ჩამოთვლილი ელემენტების ჯგუფებს არ შეიძლება ეწოდოს კომპლექსური ანიონები, რადგან ისინი არ აკმაყოფილებენ არც ერთ პირობას. მაგალითად

$(MgO_4)^{2-}$ ვალენტური შეკავშირების ძალვა იქნება $\frac{2}{4}=0,5$, $(Fe_3O_4)^{3-}$ — $\frac{3}{4}=0,75$, ე. ი. ერთზე ნაკლები. ანიკებს რა გეოქიმიკოსი დიდ მნიშვნელობას კომპლექსურ ანიონებს, ის უპირველეს ყოვლისა უნდა დაარწმუნდეს, რომ მოკუმული შენაერთი მართლაც ასეთია.

განხილული იონური შესრების გარდა, აგრეთვე არსებობენ მოლეკულარული შესრები, რომელთა კვანძებში მოთავსებული არიან მოლეკულები; ასე-

თი მესრების მაგალითად შეიძლება მივიჩნიოთ მყარი CO_2 -ის კრისტალები. მოლეკულარული მესრების წარმოშობა აგრეთვე წარმოადგენს ძლიერი პოლარიზაციის შედეგს და დაკავშირებულია იონური რადიუსების მნიშვნელოვან შემცირებასთან. მოლეკულარული მესრებისათვის, კოორდინაციულებისაგან განსხვავებით (იონური და ატომური), დამახასიათებელია ნაკლები მდგრადობა. მაგალითად, კარგად არის ცნობილი, რომ მყარი CO_2 მეტისმეტად ადვილად ქრალდება, ე. ი. ადვილად იშლება მესრის მშენებელ ერთეულებად, ამ შემთხვევაში CO_2 -ის მოლეკულები. ასეთ მესრებში მოლეკულებს შიგნით კავშირი (მაგალითად, C და O შორის) ძალიან ძლიერია, მაგრამ მოლეკულები ერთმანეთთან შეკავშირებული არიან მხოლოდ ვან დერ ვალსის მოლეკულარული ძალებით, უფრო სუსტებით, ვიდრე კოორდინაციულ მესრებში სხვადასხვაგვარად დამუხტულ იონებს შორის კულონის მიზიდულობის ძალები.

მოლეკულარულ მესრებში CO_2 , SiF_4 , SF_6 და მსგავსი შენაერთების კოორდინაციული რიცხვი თანხვედრა სტეხიომეტრულ შეფარდებას. მათში ვალენტური შეკავშირების ძალვა (განაყოფი მიღებული კათიონების ვალენტოვნების კოორდინაციულ რიცხვზე გაყოფით) ანიონთა ვალენტოვნების ტოლია. ეს იმას ნიშნავს, რომ ანიონის ვალენტოვნების სრული კომპენსაცია ხდება მოლეკულის შიგნით და სხვა კათიონებთან შესაკავშირებლად არაფერი არ რჩება. ამ შემთხვევაში მოლეკულა თითქოს დახშულია თავის შიგნით, განსხვავებით იონური მესრებისაგან, სადაც ასეთ რამეს ადვილი არა აქვს. მოლეკულებს შორის, როგორც აღნიშნული იყო, მოქმედებენ ძალიან სუსტი მოლეკულარული ძალები. ამის გამო ასეთი მესრები ნაკლებად მდგრადებია, რაც მათი ლღობის და დუღილის დაბალ ტემპერატურაში მქადენდება. ეს კარგად არის ილუსტრირებული, მაგალითად, შემდეგი მორფოტროპული რიგით:

შენაერთი ლღობის ტემპერატურა $^{\circ}\text{C}$	
NaF	980
MgF ₂	1400
AlF ₃	1040
SiF ₄	-77
PF ₅	-83
SF ₆	-55

პირველი სამი შენაერთი წარმოადგენს იონურ მესრებს; უკანასკნელი სამი—მოლეკულარულს.

მოლეკულარული მესრების წარმოშობა წარმოადგენს პოლარიზაციის გამოვლინების განაპირა შემთხვევას. მოლეკულარულ და კოორდინაციულ მესრებს შორის არის ფენობრივი მესრების შემთხვევა. ამ მესრებში პოლარიზაციის გამო ანიონები კათიონების მიმართ გადაადგილებული არიან იმგვარად, რომ თითქოს წარმოიშებიან პარალელური „დასტები“, რომლებიც შექმნილი არიან სამი ფენისაგან: ორი გარეგანი ფენა დაკავშირებულია ძლიერი პოლარიზაციის მქონე ანიონებით, მათ შორის ფენა—ძლიერი პოლარიზაციის მქონე კათიონებით. იონებს შორის მოქმედი ძალების განხილვით, ადვილი შესამჩნევია, რომ ერთი დასტის მეორისაგან დაშორება ძნელი არ არის, ვინაიდან დასტები ეხებიან ერთმანეთს ერთგვაროვნად დამუხტული

ანიონებით, მთლიანად ნეიტრალური და, მაშასადამე, მათ შორის მოქმედებენ ხსენებული ვანდერვაალსის ძალები. პირიქით, თვით დასტის გახლეჩა გაცილებით უფრო ძნელია, ვინაიდან აქ არის კოორდინაციული ელექტროსტატიკური კავშირი. იგივე ეხება დასტების შართბ მიმართულებას. აქედან დასტების სიბრტყის პარალელურად სრული ტკეჩვადობა, რომელიც კარგად არის ცნობილი მოლიბდენიტში MoS_2 , იოდთან კადმიუმში Cd_2I და სხვ.

პოლარიზაცია, როგორც აღვნიშნეთ, გამოიხატება ელექტრონების ნაწილობრივ გადაადგილებაში დადებითი ელექტრული არის მიმართ, ე. ი. უმთავრესად დადებითი კათიონებით ანიონის ელექტრონების მიზიდულობაში.

ამ დროს შესაძლებელია შემთხვევა, რომ ანიონის გარეგანი ვალენტური ელექტრონი გადავიდეს კათიონზე, რომლის დროს მოხდება ნეიტრალური ატომების და ამის შესაბამისად ატომური კრისტალური მესრების წარმოშობა. მსგავსი შემთხვევა წარმოდგენილია რიგ შენაერთებში, რომლებიც კრისტალდებიან თუთიის ტყუარას ZnS ტიპის მსგავსად, რომლის მესერი, როგორც მე-20 ცხრილიდან ჩანს, ახლოა თავისუფალი ატომებისაგან შემდგარ მესრებთან.

ჩვენ ვხედავთ, რომ ZnS -ის ტიპის მესერში $A-X$ მანძილი მართლაც უპასუხებს ნეიტრალური ატომების რადიუსების ჯამს, შავრამ ძალიან განსხვავდება იონთა რადიუსების ჯამისაგან, რაც ადასტურებს გამოთქმულ მოსაზრებას.

ზოგიერთ შემთხვევაში კათიონებით ანიონების პოლარიზაცია იწვევს ანიონისაგან თავისუფალი ელექტრონების დაცილებას, რის შედეგად მესერი განსაკუთრებულ მეტალურ თვისებებს იძენს (ელექტროდენის გამტარობის უნარს, არაგამჭვირვალობას, მეტალურ ელვარებას და ა. შ.). ასეთებია, მაგალითად, FeS , CoS , NiS , $FeSe$, $CoSe$, $NiSe$ და სხვა შენაერთები, რომლებიც კრისტალდებიან დარიზხანიანი ნიკელის — $NiAs$ ტიპის მსგავსად, რომლის მესერს თუმცა აქვს კოორდინაციული რიცხვი 6, როგორც ქლორიანი ნატრიუმის მესერს, მაგრამ უკანასკნელისაგან ძლიერ განსხვავდება, სახელდობრ, თავისუფალი, ან სუსტად დაკავშირებული ელექტრონების არსებობით.

ზემოთ ჩვენ მოკლედ გავეცანით კრისტალური სტრუქტურების ტიპებს, რომლებიც არსებითად განსხვავდებიან მხოლოდ შეკავშირების ხასიათით, რომლებითაც ცალკეული სტრუქტურული ერთეულები წონასწორობაში იმყოფებიან. საერთოდ რომ აღვნიშნოთ, კრისტალებში არჩევენ შეკავშირების ოთხ ძირითად ტიპს: ჰეტეროპოლარულს, ჰომოპოლარულს, მეტალურს და ვანდერვაალსის.

ჰეტეროპოლარული კავშირები (იონური) გვხვდება ტიპურ იონურ კრისტალებში, მაგალითად, $NaCl$ -ის მესერში Na და Cl იონებს შორის. 1916 წ. ამ კავშირების ბუნებას კოსელი, ბორის თეორიიდან გამომდინარე,

შემდეგნაირად ხსნიდა. ნეიტრალური ატომები მიისწრაფიან მდგრადი გარეგანი გარსის 8—ელექტრონული კონფიგურაციისაკენ. შედეგად ერთნი—მეტალები—კარგავენ ელექტრონებს და გადაიქცევიან დადებით კათიონებად, მეორენი—მეტალოიდები—იძენენ რა ამ ელექტრონებს, გადადიან უარყოფით ანიონებში. კათიონები და ანიონები იზიდავენ ერთმანეთს კულონის კანონის მიხედვით და ქმნიან იონური კრისტალების ნაგებობებს. ამ მიზიდულობის ძალების გარდა უნდა დაეუშვათ ორივე იონების უარყოფითად დამუხტულ გარეგან გარსებს შორის განზიდვის ძალები. ამ ორი სხვადასხვა ძალის ურთიერთქმედების შედეგად კრისტალის იონებს შორის მყარდება წონასწორობა, რომელიც უპასუხებს ამა თუ იმ ხერხით გაზოშილ იონურ მანძილებს.

ჰომოპოლარული კავშირები (კოვალენტური) გვხვდება H_2 , O_2 , N_2 , F_2 , Cl_2 , HCl , HBr , SiF_4 , CO_2 და სხვა აირების და აგრეთვე უმრავლესობა ორგანული შენაერთების მოლეკულებში. ლიუსენის და სედვეიკის თანახმად, ეს კავშირები აიხსნებიან ისევე, როგორც იონური კავშირები; ატომების, კეთილშობილი აირების მდგრადი კონფიგურაციისადმი მიწრაფებით. ასეთი მიწრაფების დროს წარმოიშვებიან საერთო ელექტრონების ერთი, ორი ან სამი წყვილი, რითაც მყარდება კავშირი. შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ორ ჰეტეროპოლარულად დაკავშირებულ ატომს არა აქვთ შეხების წერტილები, კოვალენტურად დაკავშირებული ატომების ელექტროორბიტები კი გადახლართული არიან.

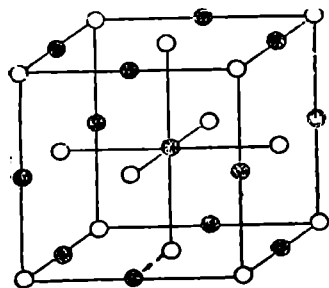
მეტალური კავშირები გვხვდება ლითონებში, ზოგიერთ სუფიდში, არსენიდში და სხვა შენაერთებში. წარმოადგენენ რა საერთოს ყველა ატომისათვის, ელექტრონები აქ მოძრაობენ თავისუფლად, და მათი ქცევა გვაგონებს აირების ქცევას (»ელექტრული აირი«). აქ კავშირი მყარდება ატომების დადებითად დამუხტულ ჩონჩხებსა და ყველა თავისუფალ ელექტრონებს შორის. »ელექტრული აირის« თეორია კარგად ხსნის ლითონების თერმულ და ელექტრულ თვისებებს, და მათ რიცხვში, მათ სითბოგამტარიანობას და ელექტროგამტარიანობას.

ვანდერვაალსის კავშირები (ნარჩენი) არსებობენ მოლეკულარულ მესრებში—მოლეკულებს შორის. ამ კავშირის ბუნება საბოლოოდ ახსნილი არ არის. ჩვეულებრივ მას ხსნიან ელექტრულად ნეიტრალურ მოლეკულებში დიპოლების არსებობით. შეკავშირების ნარჩენი ძალები გაცილებით უფრო სუსტებია, ვიდრე ყველა ზემოთ აღნიშნული. ამით აიხსნება, მაგალითად, დნობის და დუღილის დაბალი ტემპერატურები ტიპიურ მოლეკულარულ შენაერთებში, როგორიცაა CO_2 , SiF_4 , SnF_4 , კეთილშობილი აირები და სხვა ნივთიერებები.

მოლეკულარული კავშირების თავისებურებას დიდი მნიშვნელობა აქვს, მაგალითად, აქროლადობის მოვლენების ასახსნელად, ე. ი. მაგმის ადვილად აქროლადი კომპონენტების ძნელად აქროლადებისაგან გამოყოფის ასახსნელად. ზოგჯერ ერთი და იგივე კრისტალში გვიხდება ორი სხვადასხვა კავშირის არსებობის დაშვება: მაგალითად, $NiAS$ -ში იონური და მეტალური კავშირების არსებობა, CO_2 -ში—იონურის (მოლეკულების შიგნით) და ვანდერვაალსის

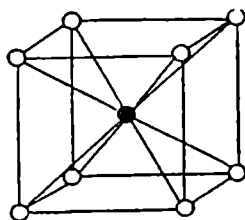
(მოლეკულებს შორის); ორგანულ შენაერთებში—კოვალენტური (მოლეკულების შიგნით) და ვანდერვაალსის (მოლეკულებს შორის) და ა. შ.

ერთნაირი ტიპის კავშირების მქონე ნივთიერებებს, მიუხედავად განსხვავებული ქიმიური ბუნებისა, მთელი რიგი მსგავსი თვისებები აქვთ, მაგალი-



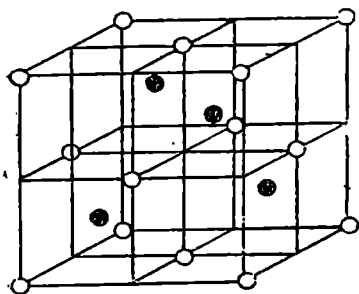
○ Cl ● Na

ნახ. 11. ქლორიანი ნატრიუმის სტრუქტურა.



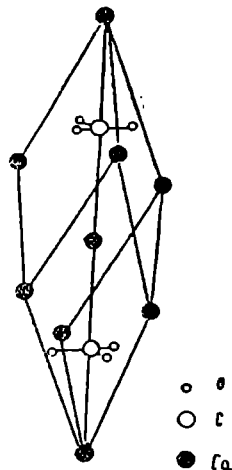
○ Cl ● Cl

ნახ. 12. ქლორიანი ცეხიუმის სტრუქტურა.



○ S ● Zn

ნახ. 13. სფალერიტის სტრუქტურა.



○ Ca

ნახ. 14. კალციტის სტრუქტურა.

თად, ლობის და დუღილის დაბალი ტემპერატურები ახასიათებთ მოლეკულარულ მესრებს, მაღალი სითბო და ელექტროგამტარობა—მეტალურ შენაერთებში და ა. შ. ამის გამო კავშირის ბუნება შეიძლება კრისტალების კლასიფიკაციას დაედოს საფუძვლად.

ამრიგად, შენაერთის ქიმიური შემადგენლობის და სტრუქტურის საკითხის განხილვა გვიჩვენებს, რომ საქირაა მხედველობაში მივიღოთ კათიონების და ანიონების სიდიდე, შენაერთის ფორმულა და პოლარიზაციის ხარისხი. ეს ფორმულირებული იყო გოლდშმიდტის მიერ კრისტალთა ქიმიის პირველი კანონის სახით: „კრისტალის შენება განისაზღვრება მისი სტრუქტურული ერთეულების რიცხვით (n), მათი სიდიდეებით (r_1 და r_2) და მათი პოლარიზაციული თვისებებით“.

ამ ნაწილის დასასაბუთებლად ვიძლევი ზოგიერთი შენაერთის უმარტივესი და ტიპური სტრუქტურების გამოსახულებას: ქვამარილის, ქლორბარიუმი, ცეზიუმის, თუთიის ტყუარასი, კალციტის (ნახ. 11—14).

სილიკატების კრისტალთა ქიმია

სტრუქტურების ქიმიურ შემადგენლობასთან კავშირის მაგალითად განვიხილოთ დედამიწის ქერქში უფრო გავრცელებული მინერალების — სილიკატების კრისტალთა ქიმია.

სილიკატები, როგორც ცნობილია, ეკუთვნიან ძალიან რთულ ბუნებრივ ქიმიურ შენაერთებს. ამის გამო მათი სტრუქტურები, რომლებიც კანონზომიერი შეფარდებით არიან დაკავშირებული მათი შემქმნელი სტრუქტურული ერთეულების — იონების რიცხვსა და ბუნებასთან, ამოსახსნელად რთულ კრისტალთა ქიმიურ ამოცანას წარმოადგენდა.

მიუხედავად ამისა, რენტგენოსტრუქტურული ანალიზის დარგში უკანასკნელი წლების განსაკუთრებული მიღწევების გამო, სილიკატების კრისტალთა ქიმია საკმაოდ კარგადაა დამუშავებული.

არ შევჩერდებით რა სილიკატების სტრუქტურების შესწავლის ისტორიაზე, რომლის საწყისად სწორი იქნებოდა ჩაგვეთვალა ალუმოსილიკატებში კაოლინის ბირთვის არსებობის შესახებ ვერნადსკის მიერ გამოთქმული აზრი, გადავიდეთ კრისტალთა ქიმიის ამ ნაწილის თანამედროვე დონის მოკლე განხილვაზე.

ყველა სილიკატში, როგორც თვით ქიმიური განსაზღვრიდან ჩანს, მთავარი სტრუქტურული ერთეულების სახით შედის სილიციუმი და ჟანგბადი, თავიანთი იონების სახით. მათ რიცხვში შეიძლება შედიოდნენ სხვა ელემენტების იონები, მაგალითად Al, K, Na, Fe, რომლებიც ქმნიან სილიკატების მთელ ნაირგვარობას.

როგორც ზემონათქვამიდან ჩანს, სილიციუმის (0,39) და ჟანგბადის (1,32) იონთა რადიუსების შეფარდება წინასწარ საზღვრავს სილიციუმის იონის ოთხი ჟანგბადის იონით ტეტრაედრულად გარშემოხვევას. ეს დასკვნა უშუალოდ რენტგენოსტრუქტურული დაკვირვებებით მტკიცდება: ყველა სილიკატში აუცილებლად გვაქვს (SiO₄)-ის ტეტრაედრები, რომლებიც შექმნილი არიან მათ წვეროებში განლაგებული ჟანგბადის დიდი იონებით, და ცენტრში სილიციუმის პატარა იონებით.

ყველა სილიკატის აღნაგობა განისაზღვრება ამ სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრების ურთიერთ დამოკიდებულებით, ე. ი. მათი ურთიერთ შეკავშირების ხასიათით. ამ შეკავშირების ბუნება დამოკიდებულია მოცემული

სილიკატის ფორმულაში ჟანგბადის იონების რიცხვის შეფარდებაზე სილიციუმის იონთა რიცხვთან:

ამავე დროს ფრიად მნიშვნელოვანია ერთი შეზღუდულობა: სილიციუმ-ჟანგბადოვან ტეტრაედრებს ერთიმეორეს შეუძლიათ შეეხონ მხოლოდ წვეროვებით, და არასოდეს არა აქვთ საერთო წიბო ან წახნაგი. ეს შეზღუდულობა, რომელიც გვშველის ადვილად დავადგინოთ სილიკატური სტრუქტურების ყოველგვარი კონფიგურაცია, გამომდინარეობს უმარტივესი ელექტროსტატიკური მოსაზრებიდან.

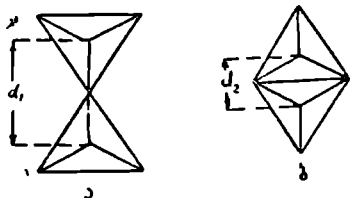
თუ ტეტრაედრები ერთმანეთს ეხებიან წიბოებით და მით უმეტეს წახნაგებით, ორი მეზობელი ტეტრაედრის ცენტრში მოთავსებულ კათიონებს შორის მანძილი მნიშვნელოვნად მცირდება შედარებით იმ მანძილთან, რომელიც არის წვეროების შეხების დროს. წმინდა გეომეტრიულად შეიძლება გამოვიანგარიშოთ, რომ, თუ ტეტრაედრების წვეროების შეხების დროს ეს მანძილი ერთის ტოლია, მაშინ წიბოების შეხებისას ის იქნება 0,58, და წახნაგებით შეხებისას—მხოლოდ 0,33 (ნახ. 15).

კულონის კანონის თანახმად, კათიონები განიზიდებიან ძალით, რომელიც მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულია. მაშასადამე, თუ ტეტრაედრების წვეროებით შეხების შემთხვევაში, კათიონის განზიდვის სიდიდეს მივიჩნევთ ერთეულად, მაშინ წახნაგებით შეხების შემთხვევაში, ის დაახლოებით 9-ჯერ გაიზრდება. ბუნებრივია, რომ მეორე შემთხვევაში წარმოიშეგბოდა არამდგრადი სტრუქტურა, რომელიც ვერ იარსებებდა.

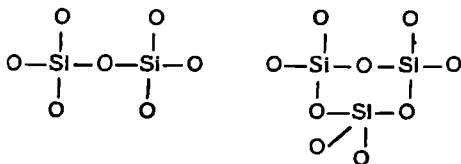
თუ ამას ვიქონიებთ მხედველობაში, ძნელი არ იქნება გავერკვეთ შეკავშირების სხვადასხვა ფორმაში, რომლებიც შეიძლება დამყარდეს სხვადასხვა სილიკატში სილიციუმ-ჟანგბადოვან ტეტრაედრებს შორის, რაც დამოკიდებულია მათ ფორმულაში ჟანგბადის და სილიციუმის ატომების რიცხვის შეფარდებაზე.

თუ შეფარდება $O:Si = 4:1$, როგორც, მაგალითად, ფორსტერიტში Mg_2SiO_4 , მაშინ ცხადია, რომ (SiO_4) ტეტრაედრებს არა აქვთ საერთო წვეროები (ე. ი. ჟანგბადის საერთო იონები), არამედ წარმოადგენენ ერთიმეორისაგან იზოლირებულ „კუნძულებს“. ამ ოთხი უარყოფითი მუხტის მქონე „კუნძულების“ ანიონებს შორის კავშირი მყარდება იმ კათიონების საშუალებით, რომლებიც აქ სილიციუმის გარდა შედიან (ამ შემთხვევაში მაგნიუმის კათიონებით). ამ და ამის მსგავს კავშირებზე ნათქვამი იქნება ქვემოთ.

თუ შეფარდება $O:Si = 7:2$, როგორც, მაგალითად, ტორტვეიტიტშია, $Sc_2Si_2O_7$, მაშინ წარმოიშეგბიან გაორკეცებული ტეტრაედრების ჯგუფები, რომლებისთვისაც ჟანგბადის ერთი იონი საერთოს წარმოადგენს. ასეთი ჯგუფის ფორმულა Si_2O_7 გამოსახულია ქვემოთ, მარცხნივ.



ნახ. 15. ტეტრაედრების შეხება წვეროებით (ა) და წიბოებით (ბ).

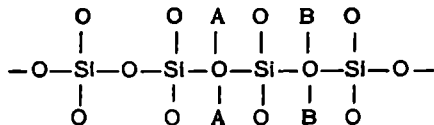


O:Si=3:1 შეფარდების დროს შეიძლება იყოს კავშირების სხვადასხვა ტიპი. ბენიტონიტის BaTiSi₃O₉ შემთხვევაში წარმოადგენილია სამი ტეტრაედრისგან შემდგარი რგოლის ტიპი. აქ ყოველ ტეტრაედრში ჟანგბადის ორი იონი ორი მეზობელი ტეტრაედრისათვის საერთოს წარმოადგენს. ასეთი სილიციუმ-ჟანგბადოვანი რგოლის საერთო ფორმულა (Si₃O₉)⁴⁻ გამოსახულია სქემაზე მარჯვნივ.

ბერილისათვისაც Be₃Al₃Si₆O₁₈ აგრეთვე რგოლს მივიღებთ, მაგრამ იგი შემდგარია ექვსი სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრისაგან, აქაც აგრეთვე მოხდება ჟანგბადის იონების რიცხვის განსაზღვრული შემცირება სილიციუმის იონების მიმართ ტეტრაედრების საერთო წვეროების რიცხვის შესაბამისად და ამ ექვსმაგი რგოლის ფორმულა იქნება (Si₆O₁₈)¹²⁻.

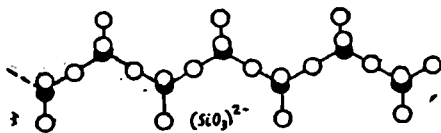
ამ ბოლო წლებში ნ. ვ. ბელოვმა დაგვანახა, რომ ასეთივე ექვსმაგი რგოლები დამახასიათებელია დიოპტაზისთვის, რომლის კრისტალოქიმიური ფორმულა ამის გამო უნდა დაიწეროს ასე: Cu₆(Si₆O₁₈)₆H₂O. მანვე ააგო ახალი მოდელი ორსართულიანი რგოლების ფორმულით (Si₁₂O₃₀)¹²⁻, რომლებიც დაკავშირებული არიან ჟანგბადის 6 იონით. ასეთი რგოლები დამახასიათებელია მილარიტისათვის: KCa₂(Be₂Al)(Si₁₂O₃₀) და ტურმანლისათვის, რომელსაც აქვს B₃Al₃Si₆O₃₀ რგოლები. ამ რგოლებში ზედა სართული დაკავებულია სილიციუმის, და ქვედა—ალუმინის და ბორის ტეტრაედრებით.

მაგრამ O:Si=3 შეფარდების დროს შეიძლება წარმოიშვას არა მარტო რგოლისებრი შეკავშირება, არამედ გრძელი ძეწკვი, ტეტრაედრების-(SiO₄) მეტად დიდი რიცხვით, რაც ნაჩვენებია შემდეგ სქემაზე, რომელიც გამოხატავს ასეთი ძეწკვის ნაწილს:



განვიხილოთ ამ სქემის AA და BB ხაზებით შემოსაზღვრული ნაწილი. ცხადია, რომ ამ ნაწილის განმეორებით, ადვილია მთელი სტრუქტურის აღდგენა. ამ ნაწილს ვუწოდოთ სტრუქტურული ერთეული. ძნელი არ არის მისი ფორმულის გამოთვლა. ამ სტრუქტურული ერთეულის შემადგენლობაში შედის სილიციუმის ერთი იონი, ჟანგბადის ორი მთელი იონი და ჟანგბადის ორი იონი, რომლებიც საერთოს წარმოადგენენ მეზობელ ერთეულებთან (ე.ი. ჟანგბადის კიდევ ერთი მთლიანი იონი). მაშასადამე, პირობითად სტრუქტურულ ერთეულად მიღებული ძეწკვის ნაწილის ფორმულა იქ-

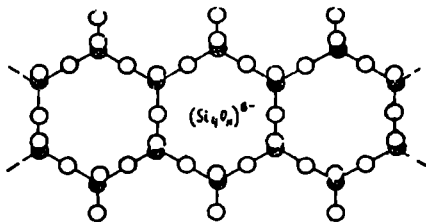
ნება $(\text{SiO}_2)^{2-}$. შესაბამისად, მთელი ძეწკვის საერთო ფორმულა იქნება $(\text{SiO}_2)^{2-n}$ (ნახ. 16). სწორედ ამ ტიპით არიან აგებული პიროქსენები, მაგალითად, დი-ოქსიდის: $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)^2$.



ნახ. 16. სილიციუმ-ქანგბადოვანი ძეწკვები.

კავშირი უარყოფითად დამუხტულ პარალელურად განლაგებულ ცალკეულ ძეწკვებს შორის, როგორც ყველა წინა შემთხვევაში, ხორციელდება იმ დადებითად დამუხტული კათიონების საშუალებით, რომლებიც სილიციუმის გარდა მოცემულ სილიკატში შედიან.

ნ. ვ. ბელოვმა დაგვანახა, რომ პიროქსენების ძეწკვები $(\text{SiO}_2)_n$ შეიძლება იყვნენ იმ კრისტალებშიც, სადაც $\text{Si}:\text{O}$ შეფარდება არ უდრის $1:3$. ასე, რამზაიტში $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$ უშუალოდ სილიციუმთან დაკავშირებულია ქანგბადის მხოლოდ 6 იონი, რის გამო ფორმულა უნდა დაიწეროს ამგვარად: $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{O}_9(\text{SiO}_2)_2$. რადიკალი $(\text{SiO}_2)_n$ ანალოგიურია პიროქსენების ასეთივე რადიკალის.



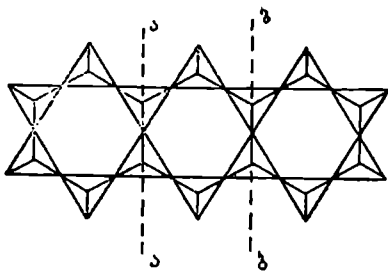
ნახ. 17. სილიციუმ-ქანგბადოვანი ბაფთა.

თუ სილიკატი შემდგარია არა ცალკეული ძეწკვებისაგან, არამედ განზიდული ბაბთებისაგან, რომლებიც შემდგარი არიან ზემოხსენებული პიროქსენის ორი ძეწკვისაგან, ასეთი ბაბთის ფორმულა იქნება $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_n$, რომლის შეფარდება იქნება $\text{O}:\text{Si} = 11:4$, რაშიაც ძნელი არ არის დაერწმუნდეთ, ამ შემთხვევაში სტრუქტურულ განლაგებულ ტეტრაედრების განხილვით (ნახ. 17 და 18).

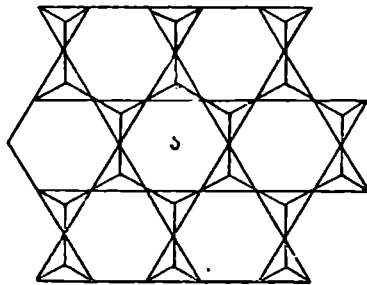
აქ განხილული სტრუქტურული ერთეული შედგება სილიციუმის ორი მთელი და ოთხი ნახევარი იონისაგან და სრულიად ამგვარად ქანგბადის 8 მთელი და ექვსი ნახევარი იონისაგან, ვინაიდან ყოველ ოთხ ტეტრაედრს აქვს მეზობელ უჯრედებთან საერთო იონები. ამრიგად, ჩვენ ვხედავთ, რომ სილიციუმის იონების რიცხვი იქნება $2 + \frac{4}{2} = 4$, ქანგბადის რიცხვი კი $8 + \frac{6}{2} = 11$.

ამ ტიპით არიან აგებული ამფიბოლები, მაგალითად, ტრემოლიტი: $\text{Ca}_2\text{Mg}_4(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$.

კავშირი ამფიბოლის ცალკეულ ბაფთებს შორის, რომლებიც ურთიერთ პარალელურები და უარყოფითი შუბტის მატარებელი არიან, ხორციელდება დადებითი კათიონებით (სილიციუმის გარდა). ტრემოლიტის შემთხვევაში Ca , Mg და $\text{Mg}(\text{OH})_2$ კათიონებით.



ნახ. 18. ბაფთა სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრებისაგან.



ნახ. 19. სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ფენა.

ტეტრაედრებში კავშირი ჟანგბადის და სილიციუმის იონებს შორის ძალიან მტკიცეა, რაც ამ სტრუქტურული ჯგუფების განსაკუთრებული მდგრადობით მტკიცდება. ამის გამო პიროქსენის ან ამფიბოლის გახლეჩა სილიციუმ-ჟანგბადოვანი კავშირის მიმართულებით გაცილებით უფრო ძნელია, ვიდრე ჟანგბადის Mg , Ca , და სხვა იონების კავშირების მიმართულებით. ამით აიხსნება ამ მინერალებში (განსაკუთრებით ასბესტში) კარგად გამოსახული უწვირილეს ბოჭკოებად გახლეჩის უნარი, ე. ი. ძეწკვების და ბაფთების პარალელურად.

თუ $(\text{Si}_4\text{O}_{11})$ ბაფთა მეორდება ერთ სიბრტყეში, წარმოიშვება SiO_4 -საგან შემდგარი ბრტყელი ბადე.

მე-19 ნახაზზე ასეთი ბადის უჯრედად აღებულია ექვსკუთხიანი რგოლი ა. ამ რგოლის განხილვით ჩვენ შეგვიძლია მივიღოთ მისი ფორმულა და, მაშასადამე, მთელი ბადის ფორმულა (სილიციუმ-ჟანგბადოვანი დასტის). ჩვენ ვხედავთ, რომ ამ რგოლის თითოეული ტეტრაედრი ორი მეზობელი რგოლის შემადგენლობაში შედის. მაშასადამე, სილიციუმის ყოველი იონი მოცემულ რგოლს მხოლოდ ერთი მესამედით ეკუთვნის და მთლიანად რგოლზე მოდის სილიციუმის ორი იონი.

აქ ჟანგბადის ზოგი იონი მოთავსებულია ტეტრაედრის ფუძეზე (ნახაზის სიბრტყეში), სხვები მათ წვერობებში (ნახაზის სიბრტყეზე). პირველნი რგოლში ექვსია, მაგრამ თითოეული მათგანი ეკუთვნის ორ მეზობელ რგოლს, მაშასადამე, განხილულ ერთეულზე მოდის ჟანგბადის მხოლოდ სამი ასეთი იონი (6:2), ჟანგბადის იონების რიცხვი ტეტრაედრების წვერობებში აგრეთვე ექვსია, მაგრამ თითოეული ამ იონთაგანი უკვე სამ რგოლს ეკუთვნის, მაშასა-

დამე, მოცემულ ერთეულზე ჟანგბადის ორი ასეთი იონი მოდის ($6:3=2$). სულ რგოლში იქნება ჟანგბადის ხუთი იონი; აქედან სტრუქტურული ერთეულის (უჯრედის) საერთო ფორმულა იქნება Si_2O_5 , და ბრტყელი ბადის (დასტის) კი— $(Si_2O_5)_n$.

ამ ტიპით არიან აგებული ქარსები, ტალკი, კაოლინი, ქლორიტი და სხვა სილიკატური მინერალები. ამას, მაგალითად, სავსებით ეთანხმება კაოლინის: $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ და ტალკის $Mg_3(Si_2O_6)_2 \cdot Mg(OH)_2$ ფორმულები. მუსკოვიტის $KAl(Si_3AlO_{10})(OH)_2$ ფორმულა იმით აიხსნება, რომ სილიციუმის იონები ნაწილობრივ ჩანაცვლებულია ალუმინიუმის იონებით, და ბრტყელი ბადე შექმნილია ნაწილობრივ სილიციუმ-ჟანგბადოვანი და ნაწილობრივ ალუმინ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრებით. ბუნებრივია, რომ ამ შემთხვევაში გვიხდება ჟანგბადის იონების რიცხვის (სილიციუმის და ალუმინის იონების ჯამთან შეფარდების) აღება:

$$\frac{O}{Si+Al} = \frac{10}{3+1} = \frac{5}{2}$$

განხილული სტრუქტურის გარეგან გამოვლინებას წარმოადგენს განსაკუთრებულად კარგი ტექჩვადობა ერთი მიმართულებით იმ სილიკატებში, რომლებსაც $O:Si=5:2$ შეფარდება აქვთ. მათი კავშირი დასტებს შორის ადვილად ირღვევა, მაგრამ მეტისმეტად ძნელად ირღვევა დასტების გარდიგარდმო.

თუ SiO_4 ტეტრაედრები ავსებენ სივრცეს (მოცულობას) და ერთმანეთს ეხებიან ყველა თავისი წვეროთი (აქამდე ისინი ეხებოდნენ მხოლოდ ნაწილი წვეროებით), მაშინ, ცხადია, ჩვენ გვექნება სტრუქტურები, რომლებიც შექმნილია ისეთი შენაერთებით, სადაც შეფარდება $O:Si=2:1$. აქ სტრუქტურულ ერთეულს წარმოადგენს ტეტრაედრი, რომელსაც მთლიანად სილიციუმის ერთი იონი ეკუთვნის, და ოთხი ჟანგბადიდან თითოეული ორ მეზობელ ტეტრაედრს ეკუთვნის. მაშასადამე, ერთ ტეტრაედრზე მოდის ჟანგბადის ორი იონი და სტრუქტურული ერთეულის შესაბამისი ფორმულა იქნება $(SiO_2)_n$, ხოლო მთლიანი სტრუქტურისათვის— $(SiO_2)_n$.

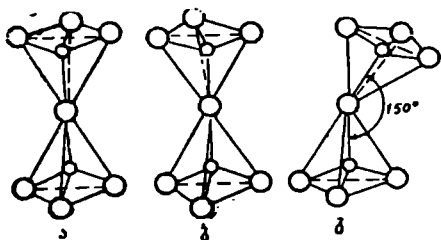
სტრუქტურის ეს ტიპი—მოცულობის რეტრაედრებით ამოვსება—დამახასიათებელია კვარცისათვის, ცეოლიტების, მინდვრის შპატებისა და ზოგიერთი სხვა მინერალისათვის. მხოლოდ, ცეოლიტების და მინდვრის შპატების შემთხვევაში, ისევე როგორც ზემოთ განხილული ქარსების შემთხვევაში, სილიციუმის იონების ნაწილი ჩანაცვლებულია ალუმინის იონებით, და ამ სტრუქტურაში, სილიციუმ-ჟანგბადოვან ტეტრაედრებთან ერთად, მონაწილეობენ ალუმინ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრებიც.

ტეტრაედრებით სივრცის ასეთი ამოვსების დროს, ტეტრაედრის ყველა წვერო (და ჟანგბადის ყველა იონი) საერთოს წარმოადგენს. მაგრამ ლეტალებში შეიძლება განსხვავება იყოს, მაგალითად, იმ კუთხეებში, რომლებითაც ეხებიან ერთმანეთს ცალკეული ერთეულები. ასე, მაგალითად, მაღალტემპერატურიან ქრისტობალიტში და ტრიდიმიტში ტეტრაედრები თითქოს ჩამოკმული არიან ერთ ლერძზე, კვარცში კი დახრილი არიან ერთმანეთის მიმართ 150° კუთხით (ნახ. 20). განსხვავება ქრისტობალიტსა და ტრიდიმიტს შორის

მდგომარეობს იმაში, რომ პირველში ორი ტეტრაედრის ეანგზადის საერთო იონი წარმოადგენს ამ წყვილი ტეტრაედრების სიმეტრიის ცენტრს და წარმოიშვება კუბური სინგონიის შესერი, მეორეში ეანგზადის საერთო იონზე გადადის სიმეტრიის სიბრტყე და წარმოიშვება ჰექსაგონალური სინგონიის შესერი.

ტრიდიმიტში და ქრისტობალიტში ტეტრაედრების აღნიშნული წყობის დროს მათ შორის წარმოიშვება მილისებრი სიციარიელები (ტრიდიმიტში—გამქოლი მილები, ქრისტობალიტში—დახშული სიციარიელები სამი ფენის სიმალის), რომლებიც ქმნიან არამკვირვ სტრუქტურას, აეურულს, რითაც გაპირობებულია ამ მინერალების დაბალი ხვედრითი წონა (2,3).

ქრისტობალიტი და ტრიდიმიტი მდგრადები არიან მხოლოდ მაღალი ტემპერატურის დროს. ტემპერატურის დაწვეის დროს ხდება წინანდელი სტრუქტურის დარღვევა, ტეტრაედრები ერთმანეთის მიმართ იხრებიან



ნაწ. 20. ქრისტობალიტის (ა), ტრიდიმიტის (ბ) და კვარცის (გ) სტრუქტურები.

150°-ით და იქმნება კვარცის უფრო მტკიცე სპირალური სტრუქტურა (ხე. წ. 2,65). აქ უკვე ორ შეერთებულ ტეტრაედრს შორის სიმეტრიის ცენტრი ან სიბრტყე არ არსებობს, თუმცა სილიციუმის იონის ირგვლივ ეანგზადის იონების ტეტრაედრული განლაგება და ამ ტეტრაედრების წვეროებით შეკავშირების ხერხი შერჩენილია, ისევე როგორც წინა ფორმებში.

სილიციუმ-ეანგზადოვან ტეტრაედრებს შორის სილიდით და ფორმით განსხვავებული სიციარიელები ცნობილია სხვა სილიკატებშიც (გარდა კაჟმიწისა), მათ შორის მინდვრის შპატებში და ცეოლიტებში. ეს სიციარიელები ჩვეულებრივ ივსება კათიონებით, მხოლოდ, თუ ისინი განსაკუთრებით დიდებია, როგორც, მაგალითად, სოდალიტის და ცეოლიტების ჯგუფის მინერალებში, მაშინ კათიონებთან ერთად შეიძლება მოთავსდნენ სხვადასხვა შენაერთის მთელი მოლეკულები ან წყლის მნიშვნელოვანი რაოდენობა.

მიმოხილვის გასაადვილებლად 21-ე ცხრილში შევაჯამოთ ეანგზადოვანი ტეტრაედრების შეკავშირების ნაირგვარი ტიპები (გოლდშმიდტის მიხედვით). ცხრილიდან ჩანს, რომ O:Si შეფარების შემცირებას თან ახლავს სილიციუმ-ეანგზადოვანი ტეტრაედრების შეკავშირების ფორმის გართულება: განცალკევებულიდან (ორთოსილიკატებში) გაორებული ჯგუფებისკენ და რგოლებისკენ (ტორტვეიტიტი, ბერილი), შემდეგ ძეწკვებისკენ (პიროქსენები) და ბაფთებისკენ (ამფიბოლები) და ბოლოს მოცულობებისკენ (კაჟმიწა მინდვრის შპატები და ა. შ.). სხვანაირად რომ ვთქვათ, გართულება მიმდინარეობს შემდეგი სქემით: წერტილი—ხაზი—სიბრტყე—მოცულობა.

წიფარ- დება O:Si	სილიკატურა ანიონ- ბის ფორმა	ანიონების დამუხტვა	დამუხტვა 1 ატ. სი- ლიციუმ.	მინერალები	
				ფორმულა	სახელწოდ.
4 : 1	SiO ₄ —ტეტრაედრი	—4	—4	Mg ₃ SiO ₄	ფორსტე- რიტი
7 : 2	Si ₂ O ₇ —ორმაგი ტეტრაედრი	—6	—3	Sc ₂ Si ₂ O ₇	ტორტვეი- ტიტი
3 : 1	Si ₂ O ₆ —რგოლი	—6	—2	BaTiSi ₂ O ₆	ბენიტოიტი
3 : 1	Si ₂ O ₆ —რგოლი	—12	—2	Be ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₃	ბერილი
3 : 1	(SiO ₃) _n —ძეწვეკი	—2n	—2	CaMg(SiO ₃) ₂	დიოპსიდი
11 : 4	(Si ₄ O ₁₁) _n —ბაფთა	—6n	—1,5	Ca ₂ Mg ₄ (Si ₄ O ₁₁) ₂ · · Mg(OH) ₂	ტრემოლოტი
5 : 2	(Si ₂ O ₅) _n —ფენა	—2n	—1	Mg ₂ (Si ₂ O ₅) ₂ · Mg(OH) ₂	ტალკი
2 : 1	(SiO ₂) _n —სივრცობ- რივი ზღარით	0	0	SiO ₂	კვარცი

ეს სქემა გამოსახავს სილიკატების წარმოშობის თანმიმდევრობას ნორ-
მალური მაგმური კრისტალიზაციის დროს, როზენბუშის ცნობილი წესის
მიხედვით: ოლივინი—პიროქსენი—ამფიბოლი—მინდერის შპატები (კვარცი).

აქამდე ჩვენ განვიხილავდით სილიკატებში მხოლოდ ეანგბადის და სილი-
ციუმის იონების ქცევას, რომელსაც გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს სილი-
კატების სტრუქტურის შესწავლის დროს და მათში ამ ორი ტიპის იონის
განლაგების ხასიათი საშუალებას იძლევა ავხსნათ მთელი რიგი მათი თვისე-
ბები. მოკლედ განვიხილოთ სილიკატებში სხვა იონების ქცევა.

სილიკატების უფრო გავრცელებულ ჯგუფში (მინდერის შპატებში, ქარ-
სებში და სხვ.) მეტად მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ალუმინი. როგორც
ალუმინის (0,57) და ეანგბადის (1,32) იონთა რადიუსების შეფარდებიდან,
რომელიც 0,43 ტოლია, ე. ი. ახლოა ოთხმაგი და ექვსმაგი კოორდინაციის
ზღვრული მნიშვნელობის (0,415), გამომდინარეობს, მოცემულ შემთხვევაში
ერთი და მეორე კოორდინაციაც შესაძლებელია, რაც სინამდვილეშიაც
გვხვდება. ამის გამო სილიკატებში ალუმინს შეიძლება ორი როლი ჰქონ-
დეს: ის ან სილიციუმის ადგილს იკავებს და ალუმინ-ეანგბადოვან ტეტ-
რაედრებს ქმნის, მაგალითად, მინდერის შპატებში, ან დამოუკიდებლად იქ-
ცევა, და ამ შემთხვევაში გარშემოხვეულია ეანგბადის ექვსი იონით, რომლე-
ბიც მოთავსებული არიან მის იოვკლე, ოქტაედრის წვეროებში (მაგალითად,
ბერილში). ზოგჯერ ერთი და იგივე სილიკატში ალუმინის ირგვლივ ეანგ-
ბადის ორივე ტიპის კოორდინაცია გვხვდება (მაგალითად, მუსკოვიტში).
ცნობილია აგრეთვე უფრო ნაკლებად სიმეტრიული კოორდინაციის შემთხვე-
ვები, მაგალითად, ანდალუზიტში, სადაც ალუმინს კოორდინაციული რიცხვი
აქვს 5. განსხვავებით სილიციუმისაგან, რომელიც სილიკატში გარშემოხვეუ-
ლია მუდამ, მხოლოდ ეანგბადის ანიონებით, ალუმინი ზოგჯერ შეიძლება
გარშემოხვეული იყოს სხვა ანიონებითაც, მაგალითად, (OH)⁻, F⁻.

სილიციუმის იონის გარდა, მხოლოდ ოთხმაგი კოორდინაცია (ეანგბად-
დის მიმართ) აქვთ ბერილიუმის და თუთიის იონებს, თუმცა თუთიისათვის,

როგორც ეს იონების რადიუსების შეფარდებიდან გამომდინარეობს, უნდა ყოფილიყო ექვსმაგი კოორდინაცია.

მხოლოდ ექვსმაგი კოორდინაცია (ქანგბადის და ფტორის მიმართ) სკანდიუმის (Sc^{3+}) და ტიტანის (Ti^{4+}) იონებს აქვთ. ცირკონიუმის (Zr^{4+}) დამახასიათებელია კოორდინაციული რიცხვი 8.

სხვა კათიონებს, რომლებიც სილიკატებში გვხვდებიან, საერთოდ რომ ვთქვათ, შეიძლება ჰქონდეთ სხვადასხვა კოორდინაციული რიცხვი. ისინი თითქოს ეკუთვნიან სტრუქტურის იმ ძირითად ტიპებს, რომლებიც ისახებიან წაშყვანი ატომების მიერ—ქანგბადის, სილიციუმის და ალუმინის მიერ.

მოვიყვანოთ ზოგიერთი კათიონისათვის მათი კოორდინაციული რიცხვი (ვ. ბრეგის მიხედვით).

Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+}	4; 6; 8	Be^{2+} , Zn^{2+}	4;
Ca^{2+}	6; 7; 8	B^{3+}	3; 4
Al^{3+}	4; 5; 6	Na^{1+}	6; 8
Fe^{3+}	4; 6	Zr^{4+}	8;
Sc^{3+}	6	Ba^{2+}	6; 12

სილიკატების სტრუქტურის ამოხსნის დროს დიდი დახმარება გაუწია ამ ვარაუდმა, რომ მრავალი სილიკატი შეიძლება განვიხილოთ, როგორც ქანგბადის დიდი იონების უმქიდროესი წყობა და ქანგბადის იონებს შორის ოქტაედრულ და ტეტრაედრულ (იშვიათად კუბურ) თავისუფალ სიცარიელეებში პატარა კათიონების (Si , Al და სხვ.) განლაგება.

სილიკატების სტრუქტურის ამოხსნის დროს აგრეთვე დიდი დახმარება გაუწია პაულინგის იონური კრისტალების ასაგებმა წესებმა განსაკუთრებით ერთ წოდებულმა ელექტროსტატიკური ვალენტობის წესმა. ყველა ვალენტური კავშირების საერთო ძალვა, რომელიც ყველა კათიონიდან ერთ რომელიმე ცალკე ატომულ ანიონზე მოქმედებს იმ პოლიედრებში, რომლებშიც მონაწილეობს მოცემული ანიონი, მისიწრაფის გაათანასწოროს ამ ანიონის დამუხტვა*. აქ ვალენტური კავშირების ძალვა ეწოდება Z კათიონის მუხტის შეფარდებას პოლიედრის წვეროების რიცხვის n მიმართ, მაგალითად, სილიციუმისათვის ვალენტური კავშირების ძალვა, რომელიც მოქმედებს O^{2-} ანიონზე, ტოლი იქნება $\frac{z}{n} = \frac{4}{4} = 1$. შესაბამისად Ti^{4+} -სთვის ვალენტური კავშირების

ძალვა ტოლი იქნება $\frac{z}{n} = \frac{4}{6} = \frac{2}{3}$, ვინაიდან ოთხვალენტოვანი ტიტანი ოქტაედრულად გარშემოხვეულია O^{2-} -იონებით.

ეს წესი აჩვენებს, თუ რამდენ პოლიედრს შეუძლია მოიყაროს თავი ერთ წვეროში. მაგალითად, SiO_2 -ის შემთხვევისათვის ანიონის დამუხტვა არის 2, სილიციუმის იონისაგან მისკენ მიმავალი ვალენტური კავშირების ძალვა, როგორც ჰემოთ არის აღნიშნული, 1 უდრის, მაშასადამე, ქანგბადის ერთ იონისკენ ძალვა შეიძლება მილიოდეს სილიციუმის მხოლოდ ორი იონიდან, ე. ი. ერთ წვეროში შეიძლება შეერთდნენ მხოლოდ ორი სილიციუმ-ქანგბადოვანი ტეტრაედრი, რასაც მუდამ ვხვდებით.

ამგვარადვე შეგვიძლია დავამტკიცოთ, რომ TiO_2 -სთვის (ბრუკიტი, ანატაზი, რუტილი) ვალენტური კავშირების ძალვა, რომელიც ოთხვალენტოვანი ტიტანიდან მიდის ენგბადისაკენ ექვსმაგი კოორდინაციის დროს, $\frac{2}{3}$ -ის ტოლია, მაშასადამე, ენგბადის ერთი იონი ვალენტოვნებით 2 შეიძლება მონაწილეობდეს სამ ოქტაედრში.

განვიხილოთ კიდევ ბერილის სტრუქტურა. სილიციუმ-ენგბადოვანი ტეტრაედრები, როგორც ვნახეთ, ქმნიან ექვსნაწილიან რგოლებს $(Si_6O_{18})^{12-}$. ეს რგოლები ჰექსაგონალურ ბერილში ერთიმეორეზე ლაგდებიან C ლერძის გასწვრივ, ასე რომ, წარმოიშვება გამჟღავნებელი არხები, რომლებიც იმდენად დიდი ზომისა არიან, რომ მათში ჩვეულებრივ თავსდება ჰელიუმის მნიშვნელოვანი რაოდენობა, რომელიც, როგორც ვარაუდობენ, წარმოშობილია ბერილიუმის ატომგულების შეცვლის შედეგად. ეს რგოლები ერთმანეთთან დაკავშირებული არიან Be^{2+} და Al^{3+} კათიონების ელექტროსტატიკური მუხტებით; თითოეული მათგანი გარშემოხვეულია ენგბადის იონებით, პირველი ტეტრაედრულად, მეორე ოქტაედრულად. ძნელი არ არის გამოანგარიშება, რომ მოცემულ შემთხვევაში ვალენტური კავშირების ძალვა, რომელიც მოქმედებს ყველა კათიონის მხრიდან, ე. ი. Si^{4+} , Be^{2+} და Al^{3+} -დან ენგბადის იონზე, უკანასკნელის ვალენტობის ტოლია, ე. ი. 2. ეს გამომდინარეობს ვალენტური კავშირების ძალვის უბრალო შეკრებიდან:

$$Si^{4+} \left(\frac{4}{4} = 1 \right) + Al^{3+} \left(\frac{3}{6} = \frac{1}{2} \right) + Be^{2+} \left(\frac{2}{4} = \frac{1}{2} \right).$$

აქედან ჩანს, თუ რამდენად სწორია ყველა კათიონისათვის ჩვენს მიერ მიღებული კოორდინაცია. ისიც ჩანს, რომ ენგბადის ყოველი იონი ერთდროულად მონაწილეობს სამი პოლიედრის შენებაში: Si-ის გარშემო ტეტრაედრში, Be-ის გარშემო ტეტრაედრში და Al-ის გარშემო ოქტაედრში.

ამ მონაცემების საფუძველზე უკვე ძნელი არ არის თვით ბერილის მოდელის აგება.

ანალოგიური გზით შეიძლება გამოვთვალოთ რიგი სხვა სილიკატების სტრუქტურები, თუმცა პაულინგის ეს წესი მუდამ არ მართლდება, და ამ შემთხვევაში საკირო ხდება მივმართოთ სილიკატების შენების სხვა წესებს.

ოლივინის Mg_2SiO_4 შემთხვევაში ძირითად ტეტრაედრებს შორის კავშირი მყარდება მაგნიუმის კათიონებით. ვინაიდან მაგნიუმის კათიონი გარშემოხვეულია ენგბადის ექვსი იონით, ვალენტობის ელექტროსტატიკური წესის თანახმად, საკიროა დავუშვათ, რომ ენგბადის თითოეული იონი მონაწილეობს ოთხი პოლიედრის შენებაში. ერთ სილიციუმ-ენგბადოვან ტეტრაედრში და სამ მაგნიუმ-ენგბადოვან ოქტაედრში. ამ შემთხვევაში ყველა კათიონის ვალენტური კავშირების ძალვათა ჯამი აგრეთვე ენგბადის ვალენტობის ტოლი იქნება. ეს კარგად ჩანს სქემაზე, სადაც მოცემულია ყველა კათიონის ვალენტური კავშირების რიცხვი და სიდიდე, რომლებთანაც კოორდინაციულად დაკავშირებულია ენგბადის იონები.

პიროქსენებისათვის, როგორც ჩვენ ვნახეთ, დამახასიათებელია (SiO_4) -ის ტეტრაედრებიდან შემდგარი ძეწკვები. ეს ძეწკვები წარმოადგენენ რა კომპ-

ლექსურ ანიონს, კავშირდებიან კათიონების საშუალებით, რომლებიც თავსდებიან ძვეწკვებს შორის და ძვეწკვების ეანგბადის ანიონებთან კოორდინაციულად დაკავშირებული არიან. პიროქსენის ტიპური წარმომადგენელია დიოპსიდი— $MgCa(SiO_3)_2$. მასში შემთკავშირებულ როლს ასრულებენ— Mg და Ca კათიონები, ამასთან ეანგბადის იონებთან პირველს აქვს ექვსმაგი კოორდინაცია, მეორეს—რვა.

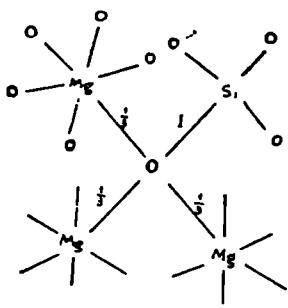
პიროქსენებისათვის, როგორც ცნობილია, დამახასიათებელია იზომორფული მინარევეების სიუხვე, რითაც გამოწვეულია ამ ჯგუფის სილიკატების ნაირგვარობა. ეს ჩანაცვლება შეიძლება ხდებოდეს როგორც ძვეწკვებს შორის მოთავსებულ კათიონებს შორის, ისე ძირითადად ტეტრაედრებში, სადაც $(Si)^{4+}$ კათიონი შეიძლება ჩაინაცვლოს, მაგალითად, Al^{3+} და Fe^{3+} .

პირველ შემთხვევაში მიიღებიან, მაგალითად, ეადეიტი $NaAl(SiO_3)_2$ და ეგირინი $NaFe(SiO_3)_2$, ე. ი. დიოპსიდში Mg^{2+} და Ca^{2+} კათიონების შესაბამისად, Na^{1+} და Al^{3+} (ეადეიტი), და Na^{1+} და Fe^{3+} (ეგირინი) ჩანაცვლების დროს. ასევე მიიღება სპოდუმენი $LiAl(SiO_3)_2$, კლინოენსტატიტი $MgSiO_3$ და სხვები.

როგორც ვხედავთ, ყველა შემთხვევაში დაცულია ელექტროსტატიკური წესის ბალანსი: კათიონების დადებითი მუხტები უნდა წონასწორდებოდეს ანიონების უარყოფითი მუხტებით. კათიონების სიდიდის შემცირების შესაბამისად, დიოპსიდის კლინოენსტატიტისკენ და სპოდუმენისკენ გადასვლის დროს შემჩნევა მესრების კონსტანტების რამდენიმედ შემცირება და რვამაგი კოორდინაციის ამოყარდნა.

თუ ძვეწკვების ტეტრაედრებში ხდება Si^{4+} კათიონის ჩანაცვლება Al^{3+} ან Fe^{3+} , მაშინ პარალელურად უნდა მოხდეს შემთკავშირებელი კათიონების დადებითი მუხტის გადიდება ერთი ერთეულით, იმისათვის, რომ ანაზლაურებულ იქნას ძირითად ტეტრაედრში მუხტის ასეთივე დანაკარგი. ამას ვამჩნევთ, მაგალითად, ავგიტებში Fe^{2+} კათიონებით Mg^{2+} ჩანაცვლების დროს.

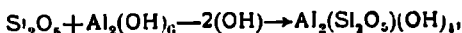
ამფიბოლებში, რომლებიც ხასიათდებიან SiO_4 -ის ტეტრაედრებისაგან შემდგარი ბაფთების არსებობით, რომელთა საერთო ფორმულაა $(Si_4O_{11})^{6-}$, ამ ბაფთებს შორის კავშირი აგრეთვე სხვადასხვა კათიონებით მყარდება. გარდა ამისა, ამფიბოლებისათვის დამახასიათებელია ჰიდროქსილის ჯგუფის შემცველობა, მაგალითად, $Mg(OH)_2$ -ის სახით, რომელიც კათიონებთან ერთად წარმოადგენს თავისებურ „მაკს“ მესრების დაკომპლექტების დროს. ამავე დროს ჰიდროქსილის ჯგუფები თავსდებიან ტეტრაედრის წვეროებზე გამავალ სიბრტყეში, ვინაიდან აქ ეანგბადის იონები ნაკლებად მკიდროა, ვიდრე ფუძეების ფენაში. ჰიდროქსილის ჯგუფების ასეთი განლაგება ხელს უწყობს სი-



ერის დიდი ანიონებით უფრო თანაბარ ამოვსებას, რისადმი მუდამ მიისწრაფიან სილიკატები.

პიროქსენების მსგავსად, ამფიბოლებშიაც მეტისმეტად განვითარებულია იზომორფიზმისადმი უნარი. ასე, შავალითად, Mg^{2+} -ის Fe^{2+} იონით ნაწილობრივი ჩანაცვლების დროს მიიღება აქტინოლიტი: $Ca_2(Mg, Fe)_3(Si_4O_{11})_2(OH)_2$; Ca^{2+} და Mg^{2+} -ის შესაბამისად Na^{1+} და Al^{3+} ჩანაცვლების დროს—გლაუკოფანი: $Na_2(Al, Fe)_2(MgFe)_1(Si_4O_{11})_2(OH)_2$. თუ ტეტრაედრებში Si^{4+} ინაცვლება Fe^{2+} კათიონით და ელექტროსტატიკური კომპენსაციისათვის იგივე კათიონით ინაცვლება Mg^{2+} , ვლებულობთ რკინის ზეიანგით მდიდარ რქატყუარას.

SiO_2 ტეტრაედრებისაგან შემდგარი უსრულო ბრტყელი ბადეების, რომელთა საერთო ფორმულაა $(Si_2O_5)^{2-}$, პარალელური მორიგეობა ნაირგვარი ფიტოვანი სილიკატების (ქარსის, ტალკის, კაოლინის და სხვ.) საფუძველს წარმოადგენს. ჩვეულებრივ, ამ სილიციუმ-ჟანგბადოვან ბადეებს შორის თავსდება $Mg(OH)_2$ ბრუსიტის ან $Al(OH)_3$ —ჰიდრარგილიტის ფენები, რომლებიც „მავსის“ როლს ასრულებენ და წარმოადგენენ ფენების შემაკავშირებლებს. თუ $Al_2(OH)_6$ აკავშირებს (Si_2O_5) ერთ ფენას, წარმოიშვება კაოლინის ელემენტარული დასტა შემდეგი განტოლების მიხედვით:



რაც კაოლინის ჩვეულებრივ ფორმულას უპასუხებს:

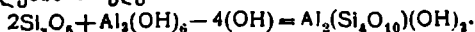


ქიმიური განტოლების დაწერის დროს ორი ჰიდროქსილის ჯგუფის, რომელიც $Al(OH)_3$ მოლეკულას ეკუთვნის, მოცილება ნაწარმობია დასტის ელექტროსტატიკური წონასწორობის მისაღწევად: ამ ჰიდროქსილის ჯგუფის ეალენტობა ნახევრად ჩანაცვლებული Si_2O_5 ფენიდან იმ ორი ჟანგბადით, რომლებიც მიმართული არიან მავსისაკენ.

თუ $Al_2(OH)_6$ ერთი ფენა ერთდროულად აკავშირებს Si_2O_5 ორ ფენას (ორივე მხრიდან), წარმოიშვება პიროფილიტი:

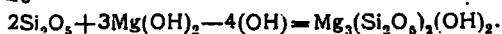


შემდეგი განტოლების მიხედვით:



აქ უკვე საკირო გახდა ოთხი ჰიდროქსილის ჯგუფის მოცილება, Si_2O_5 -ის ორ ფენაში ოთხი თავისუფალი ჟანგბადის შესაბამისად.

თუ Si_2O_5 ორ ფენას შორის შემაკავშირებელის სახით $Mg(OH)_2$ არის, წარმოიშვება ტალკი:



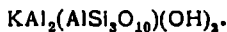
თუ $Mg_3(OH)_6$ ფენა უკავშირდება Si_2O_5 ერთ ფენას, წარმოიშვება ანტიგორიტის (სერპენტინის) დასტა:



ყველა ამ სილიკატს, სადაც მავსის როლს $Mg(OH)_2$ ან $Al(OH)_3$ მოლეკულები ასრულებენ, ახასიათებთ მკირე სიმაგრე, ვინაიდან დასტების ურთიერთ შე-

კავშირება ამ შემთხვევაში წარმოებს ვანდერვაალსის სუსტი ძალებით: მაგალითად, ტალკის სიმაგრე 1, პიროფილიტის 1—2.

თუ პიროფილიტში $Al_2(Si_4O_{10})(OH)_2$ სილიციუმის მეოთხედ ნაწილს ჩავენაცვლებთ ალუმინის იონებით და სამი სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრთან ერთად თუ გვექნება ერთი ალუმინ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრი და ულექტროსტატიკური წონასწორობისათვის შევიყვანთ კალიუმის ერთვალენტოვან კათიონს—მაშინ მივიღებთ მუსკოვიტის ფორმულას:



აქ ჩვენ გვაქვს ალუმინის ერთი იონი ოთხმაგ კოორდინაციაში (ის ანაცვლებს სილიციუმს) და ორი იონი ექვსმაგ კოორდინაციაში (ისინი ასრულებენ შემაკავშირებელ როლს).

თავსდება რა დასტებს შორის, კალიუმის ერთვალენტოვანი კათიონი მუსკოვიტში გარშემოხვეულია ჟანგბადის 12 იონით (რაც იონთა რადიუსების შეფარდებიდან გამომდინარეობს $\frac{1,33}{r_a} = \frac{1,33}{1,32}$). ამის წყალობით მუსკოვიტის

დასტებს შორის კავშირი ხორციელდება უკვე არა იმდენად ვანდერვაალსის ძალებით, რამდენადაც იონებით. ამის შესაბამისად რამდენიმედ იზრდება მიწერალის სიმაგრეც. ამაში მდგომარეობს მუსკოვიტის განსხვავება პიროფილიტისაგან.

ანალოგიური გზით შეიძლება ტალკის ფორმულიდან: $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$ მივიღებთ ფლოგოპიტის ფორმულამდე: $KMg_3(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, ე. ი. სილიციუმის იონების მეოთხედი ნაწილის ალუმინის იონების ჩანაცვლებით და მესრი ნეიტრალობის შესანარჩუნებლად კალიუმის ერთი კათიონის შეყვანით. როგორც პირველ შემთხვევაში, კალიუმის კათიონი შთავსდება დასტებს შორის თორმეტმაგ კოორდინაციაში, რის შედეგად ტალკის სიმაგრესთან (1) შედარებით ფლოგოპიტს უფრო დიდი სიმაგრე აქვს (2,5—3). ფლოგოპიტში Mg^{2+} იონების Fe^{2+} იონებით ჩანაცვლებას მივყვართ ბიოტიტის ფორმულამდე: $K(Mg,Fe)_3(Si_3AlO_{10})(OH)_2$.

თუ პიროფილიტის ბრტყელ დასტებში სილიციუმის ნახევარს ოთხმაგ კოორდინაციაში ჩავენაცვლებთ ალუმინით და ელექტროსტატიკური წონასწორობისათვის ალუმინის ყოველ იონზე შევიყვანთ ორვალენტოვანი კალიუმის თითო კათიონს, მივიღებთ მარგარიტის ფორმულას:



აქ უკვე კავშირი დასტებს შორის გაცილებით უფრო მტკიცე ხდება, რაც გამოვლინდება სიმაგრის გადიდებაში (6-მდე), დასტებს შორის 5%-ით მანძილის შემცირებაში და ტექჩადობის შემცირებაში. მარგარიტს ფხვიერი ქარსების (ქლორიტოიდების) მსგავსი აღნაგობა აქვს, მხოლოდ უკანასკნელებში Ca^{2+} ჩანაცვლებულია Fe^{2+} .

თუ სილიციუმის რთულ სტრუქტურებში, სადაც (SiO_4) ტეტრაედრები ავსებენ სივრცეს, სილიციუმის განსაზღვრულ ნაწილს აგრეთვე ალუმინით ჩავენაცვლებთ და ყოველი ალუმინის იონზე შევიყვანთ ერთ ერთვალენტ-

ტოვან კათიონს ან შესაბამისად ალუმინის ორ იონზე ერთ ორვალენტოვან კათიონს (რათა სტრუქტურა ელექტროსტატიკურად ნეიტრალური რჩებოდეს), ასეთი გზით შეგვიძლია მივიღეთ მინდვრის შპატების, ნეფელინის და სხვების ფორმულებამდე.

მაგალითად, ტრიდიმიტის ფორმულიდან შეგვიძლია გადავიღეთ ნეფელინის ფორმულისაქენ: $2\text{SiO}_2 = \text{Si}_2\text{O}_4 \rightarrow \text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. ნატრიუმის დიდი კათიონი, რომელიც ამ შესერში შედის, იმ სიცარიელებებში თავსდება, რომლებზეც ზემოთ იყო ნათქვამი, როდესაც გამოგვეყავდა კაემფის მალალტემპერატურაანი მოდიფიკაციები. ასევე შეგვიძლია ქრისტობალიტიდან გადავიღეთ კარნეგიტისქენ (ნეფელინის კუბური მოდიფიკაცია).

სივრცის ამომვსები ტეტრაედრების სილიციუმის მთელი იონების მეოთხედის ალუმინის იონებით ჩანაცვლებით და არსებულ სიცარიელებებში ნატრიუმის იონის შეყვანით მიიღება ალბიტის სტრუქტურა: $4\text{SiO}_2 = \text{Si}_4\text{O}_8 \rightarrow \text{Na}(\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_8)$. ასევე მიიღება ოროთოკლაზი $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. ანორთიტი მიიღება სილიციუმის იონთა ნახევრის ალუმინის იონებით ჩანაცვლების დროს და კალციუმის შეყვანით $4\text{SiO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$.

ვინაიდან $(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ და $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ კარკასებს აქვთ ძალიან დაახლოებული სიდიდეები, და ამომვსებ კათიონებს Na^{1+} და Ca^{2+} — ძალიან დაახლოებული რადიუსები (0,98 და 1,06), საეხებით ნათელი ხდება ალბიტის და ანორთიტის მეტად ფართოდ გავრცელებული სრული იზომორფიზმი, რომლის შედეგად წარმოშობილია პლაგიოკლაზების მნიშვნელოვანი ჯგუფი. იგივე მიზეზით აიხსნება კალიუმის მინდვრის შპატის $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ და ცელზიანის $\text{Ba}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ იზომორფიზმი.

სოდალიტის ჯგუფის მინერალებში სილიციუმ-ქანგბადოვანი და ალუმინ-ქანგბადოვანი ტეტრაედრების სივრცობრივი განლაგება ისეთია, რომ რჩება მნიშვნელოვანი სიცარიელებები, რომლებშიაც შეიძლება მოთავსდნენ არა მარტო ცალკეული კათიონები, არამედ მთელი მოლეკულები. მაგალითად, NaCl სოდალიტში, CaSO_4 ჰაიუინში, Na_2SO_4 ნოზენანში, Na_2S ლაზურიტში. საჭიროა აღვნიშნოთ, რომ ამ მოლეკულების იონები დაკავშირებული არიან არა მარტო ამ მოლეკულის იონებთან, არამედ კოორდინაციულად კარკასის იონებთანაც.

ცეოლიტებში მსგავს როლს ასრულებენ წყლის მოლეკულები, მაგალითად, ანალციმში: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ და შაბაზიტში: $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. ცეოლიტებში, ისევე როგორც ულტრამაჩინში და პერმუტიტებში, არიან თავისუფალი არხები, რომლებშიაც თავისუფლად მოძრაობენ წყლის მოლეკულები, და აგრეთვე ერთმანეთის შემცვლელნი (Na^{1+} , Ca^{2+} , Ag^{1+}) ცალკეული იონებიც.

აქედან გასაგებია ის სიაღვილე, რომლითაც ხდება ცეოლიტების დეჰიდრატაცია და ჰიდრატაცია: ამ დროს კარკასის სტრუქტურა სრულებით არ ირღვევა, ვინაიდან წყლის ნაწილაკები მის შენებაში, როგორც მშენებელი ერთეულები, არ შედიან, მაგრამ, როგორც ანალციმის დეტალურმა გამოკვლევამ გვიჩვენა, წყლის კავშირი ცეოლიტებში მაინც პოლარულ ხასიათს ატარებს. ამით მტკიცდება წყლის მოლეკულის ტეტრაედრული შენება, რომლითაც დაშვებულია, რომ H_2O სფეროს ზედაპირზე შეიმჩნევა დამუხტვის

შეგკუთვების ოთხი წერტილი (ორი დადებითი და ორი უარყოფითი), რომელთა შეშვებით წარმოებს წყლის მოლეკულის პოლიმერიზაცია და მათი საშუალებით სხვა კათიონების ჰიდრატაცია.

კრისტალური მესრის ენერგია

უქანასკნელ წლებში გეოქიმიის პროცესების ასახსნელად ბევრი მეცნიერი აქცევდა ყურადღებას, ერთი მხრივ, იონების ელექტრულ მუხტს (მათ ვალენტობას), მეორე მხრივ მათ სიდიდეს (რადიუსებს). ამ ორი მიმართულების სინთეზს წარმოადგენს ა. ე. ფერსმანის გეოენერგეტიკული თეორია, რომელიც მის მიერ პირველად იქნა ჩამოყალიბებული 1934 წელს და დაწვრილებით გადმოცემული 1937 წელს გამოსულ „გეოქიმიის“ III ტომში. გეოენერგეტიკული შენების საფუძვლად ყველაზე მოსახერხებელი აღმოჩნდა მიჩნეულ იქნას კრისტალური მესრის ენერგია. როგორც დავინახავთ, ეს ენერგია წარმოადგენს იონების მუხტის და მათი რადიუსების ფუნქციას, და გაიზომება იმ მუშაობით, რომელიც საჭიროა დაიხარჯოს, რათა ნივთიერების გრამ-მოლეკულა დანაწილდეს მის შემადგენელ იონებად.

კრისტალური მესრის ენერგიას ჩვეულებრივ განსაზღვრავენ ექსპერიმენტული გზით (წრიული პროცესი). განვიხილოთ ამ პროცესის არსი კონკრეტულ მაგალითზე, სახელდობრ მეტალური ნატრიუმიდან და აირადი ქლორიდან კრისტალური ქლორნატრიუმის წარმოშობა. აღნიშნული ნივთიერებიდან NaCl-ის წარმოშობის რეაქცია იქნება შემდეგი: $2[Na] + (Cl_2) = 2[NaCl] + 2Q$. აქ (და შემდეგშია) სწორ ფრჩხილებში ჩვენ მოვათავსებთ მაგარი ნივთიერებას, მრგვალ ფრჩხილებში—აირადს. მაგარი ნატრიუმის და აირადი ქლორის რეაქცია, როგორც ცნობილია, ეგზოთერმულია და ამავე დროს ყოველ ერთ გრამ წარმოშობილ NaCl-ზე გამოიყოფა $Q = 97,7$ დ.კალ.

დაწვრილ ფორმულაში ჩვენ გამოვსახებთ აღებული ნივთიერების საწყისი (მაგარი ნატრიუმი და აირადი ქლორი) და საბოლოო მდგომარეობა (მაგარი კრისტალური NaCl).

რუსეთის მეცნიერებთა აკადემიის წევრის ჰესის მიერ 1840 წ. ფორმულირებული კანონის თანახმად, „მოცემული ნივთიერების წარმოშობის ტემპერატურა ერთი და იგივეა, წარმოიშვა ეს ნივთიერება უცებ, თუ წარმოადგენს მთელი რიგი თანმიმდევრობითი რეაქციების პროდუქტს“. აქედან გამომდინარე Na და Cl-დან NaCl-ის წარმოშობის პროცესი წარმოვიდგინოთ უფრო გაშლილი სახით, ე. ი. როგორც საწყისი ნივთიერების მთელი რიგი ქიმიური და ფიზიკური თანმიმდევრობითი გარდაქმნების შედეგი.

1. მივანიჭოთ მაგარი ნატრიუმს სუბლიმაციის სითბო, ე. ი. გადავიყვანოთ ის აირად მდგომარეობაში. $2[Na] \rightarrow (Na) - 2\delta$.

სუბლიმაციის სითბო δ შეიძლება განსაზღვრულ იქნას, როგორც დნობის (ρ) და ორთქლის წარმოშობის (λ) სითბოს მოლეკულარული ჯამი: $\delta = \rho + \lambda = 0,78 + 26,13 = 26,91$ დ.კალ.

2. გადავიყვანოთ აირადი ნატრიუმის ატომები იონურ მდგომარეობაში, ე. ი. თითოეულ მათგანს დავაცილოთ თითო ელექტრონი, ამაზე იონიზაციის სითბო I -ს დახარჯვით: $2(\text{Na}) \rightarrow 2\text{Na}^+ - 2I$.

იონიზაციის სითბო გამოხატავს იმ ენერჯიას, რომელიც საჭიროა დაიხარჯოს იმისათვის, რომ ნეიტრალურ ატომს მოწყვიტოს ელექტრონი, და გაგზავნოს ის (ელექტრონი) უსასრულობაში. ეს ენერჯია სიდიდით ტოლია, მაგრამ შექცევითია ნიშნით იმ ენერჯიისა, რომელიც გამოიყოფა მონოკრომატული გამოსხივების სახით, როდესაც ელექტრონი უსასრულოდ დაშორებული ალგზნებული ორბიტლიდან გადადის ნეიტრალური ატომის ნორმალურ ორბიტზე. გრამ-ატომისათვის იონიზაციის სითბო ტოლია: $I = \frac{2,84}{\lambda_{\infty}}$ მ. კალ., სადაც λ_{∞} -ტალის სიგრძეა სერიის საზღვარზე, ე. ი. უსასრულო დონიდან ელექტრონის ნორმალურ მდგომარეობაში გადასვლის დროს.

ნატრიუმისათვის $\lambda_{\infty} = 2,413 \cdot 10^{-5}$ სმ. მაშასადამე, Na -ის იონიზაციის სითბო იქნება:

$$I = \frac{2,84}{2,413 \cdot 10^{-5}} = 1,177 \cdot 10^5 \text{ მ. კალ.} = 117,7 \text{ დ. კალ.}$$

სუბლიმაციის და იონიზაციის ენერჯიის დახარჯვის შედეგად ნატრიუმი გადავიყვანეთ იონურ მდგომარეობაში.

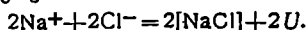
3. დავშალოთ ქლორის მოლეკულა ატომებად, მასზე დისოციაციის სითბოს დახარჯვით: $(\text{Cl})_2 \rightarrow 2(\text{Cl}) - D$. დისოციაციის სითბო შეიძლება გამოანგარიშებულ იქნას თერმოქიმიურად. ქლორისათვის $D = 56,81$ დ. კალ.

4. ნატრიუმის ატომის იონიზაციის დროს განთავისუფლებული ორი ელექტრონი შეეუერთოთ ქლორის ორ ატომს. უკანასკნელები გადავლენ ანიონებში, ამასთანავე გამოიყოფა განსაზღვრული რაოდენობის ელექტრონული მონათესაობის ენერჯია E : $2(\text{Cl}) \rightarrow 2\text{Cl}^- + 2E$.

E სიდიდე უშუალოდ ჯერ განსაზღვრული არ არის და ჩვეულებრივ გამოიანგარიშება წრიული პროცესიდან, თუ ამ პროცესის დანარჩენი შემადგენლები ცნობილია. ქლორისათვის $E = 87,4$ დ. კალ.

ამრიგად, დისოციაციის სითბოს დახარჯვით და ელექტრონული მონათესაობის ენერჯიის მიღებით, ქლორის მოლეკულა გადავიყვანეთ იონურ მდგომარეობაში.

5. მიღებული ნატრიუმის კათიონების და ქლორის ანიონების ურთიერთქმედებით წარმოიშვება მკარგი ნატრიუმქლორი, ამავე დროს გამოიყოფა კრისტალური მესრის ენერჯია U :



ენერჯია U ტოლია სიდიდით, მაგრამ შექცევითია ნიშნით იმ ნუშაობის, როგორც საჭიროა კრისტალის გრამმოლეკულის შემადგენელ იონებად დაშლისათვის.

ჰესის ზემოთ მოყვანილი კანონის (მოცემული შენაერთის წარმოშობის სითბო ტოლია, მიუხედავად სისტემის საწყისი და საბოლოო გზის მდგომარეობისა) საფუძველზე შეგვიძლია დავწეროთ განტოლება:

$$2Q = -2\delta - 2I - D + 2E + 2U$$

აბ

$$Q = -\delta - I - \frac{D}{2} + E + U.$$

აქედან ჩვენ შეგვიძლია განვსაზღვროთ კრისტალური მესრის საძებნო სილიდე U :

$$U = Q + \delta + I + \frac{D}{2} - E = 97,7 + 26,91 + 117,7 + \frac{56,81}{2} - 87,4 = 183,31 \text{ დ. კალ.}$$

აღნიშნული ემპირიული მეთოდით U -ს გამოანგარიშება არ იძლევა ზუსტ შედეგებს და ნაირგვარი შენაერთებისათვის შეიძლება მიგვიყვანოს სხვადასხვა შეცდომამდე. განსაკუთრებით დიდი შეცდომები მიიღება რთულ შენაერთებში კრისტალური მესრის ენერჯიის გამოანგარიშების დროს, მაგალითად, სილიკატებში.

მაგრამ მიუხედავად მთელი რიგი არასიზუსტისა, ცალკეული სილიდეების განსაზღვრის დროს, წრიული პროცესი ჯერჯერობით კრისტალური მესრის ენერჯიის განსაზღვრის ერთადერთ ექსპერიმენტულ მეთოდად ითვლება და ფართო გავრცელებით სარგებლობს.

წრიულ პროცესში უკანასკნელი რეაქცია იყო კრისტალური ნივთიერების წარმოშობა სხვადასხვაგვარად დამუხტული იონიდან. ამასთანავე ნივთიერების ყოველ გრამ-მოლეკულაზე გამოიყო სითბოს განსაზღვრული რაოდენობა, რომელიც შენაერთის კრისტალური მესრის ენერჯიის ტოლია.

თერმოქიმიკაში დიდი ხანია დადგენილია ქიმიურ შენაერთთა მდგრადობის კავშირი მისი წარმოშობის ტემპერატურასთან: უდიდესი მდგრადობა აქვს იმ შენაერთს, რომლის წარმოშობას თან ახლავს უდიდესი სითბოს გამოყოფა.

მაშასადამე, იონებიდან წარმოშობილი შენაერთებისათვის მდგრადობის საზომი იქნება კრისტალური მესრის ენერჯია, ვინაიდან ძირითადად ეს ენერჯია განსაზღვრავს მოცემული რეაქციის სითბურ ენერჯიას.

ეს მეტად მნიშვნელოვანი დასკვნა მდნარებიდან და ხსნარებიდან მიწერალთა წარმოშობის მრავალრიცხოვანი ბუნებრივი პროცესის ასახსნელად, სადაც ჩვენ მეტწილად საქმე გვაქვს იონებთან. აქედან ვასაგები ხდება თანამედროვე გეოქიმიკა თუ რატომ უდობს საფუძვლად თავის დასკვნებს (მიწერალთა წარმოშობის თანმიმდევრობას, მათ პარაგენტულ დამოკიდებულებას და ა. შ.) კრისტალური მესრის ენერჯიას და ამ ენერჯიის გამომრკვევ მეთოდს ანიჭებს ასეთ დიდ მნიშვნელობას.

შემდეგ ჩვენ დავინახავთ, რომ ბუნებრივი შენაერთების კრისტალური მესრის ენერჯიის ცოდნა მთელი რიგი გეოქიმიური პრობლემების გადაწყვეტის საშუალებას იძლევა, რომლებიც დაკავშირებული არიან ელემენტების განაწილებასთან, პროცესების სხვადასხვა ფაზასთან, მათ დაგროვებასთან და გაფანტვასთან, ასოციაციის შექმნასთან, და ა. შ. ე. ი. საერთო სახით საშუალებას იძლევა დედამიწის ქერქში ამა თუ იმ ელემენტის ბედის თვალყურის დევნებისა ისტორიის სხვადასხვა ეტაპზე; რაც, როგორც ცნობილია, წარმოადგენს გეოქიმიის ძირითად არსს.

**თეორიული ფორმულები კრისტალური მესრის ენერჯიის
გამოსაანგარიშებლად**

ფორმულა NaCl ტიპის მიხედვით აგებული ბინარული შენაერთების კრისტალური მესრის ენერჯიის გამოსაანგარიშებლად პირველად გამოყვანილი იყო 1919 წ. მ. ბორნის მიერ. ის გამოამდინარეობდა იქიდან, რომ სხვადასხვა დასახელების იონებს შორის მოქმედებენ:

$$1. \text{ მიზიდულობის ძალები } f_1 = \frac{w_1 w_2 e^2}{D^2}, \text{ სადაც } w_1 \text{ და } w_2 \text{ ვალენტობაა,}$$

e —ელექტრონის დამუხტვაა, D —მანძილი იონების ცენტრებს შორის.

$$2. \text{ განზიდვის ძალები } f_2 = \frac{B}{D^{m+1}}, \text{ სადაც } B \text{—მუდმივი სიდიდეა, } m \text{—}$$

განზიდვის კოეფიციენტი.

განიხილავდა რა ნივთიერების გრამმოლეკულისათვის წონასწორობის პირობას, ბორნიმ კრისტალური მესრის ენერჯიისათვის გამოიყვანა ფორმულა:

$$U = - \frac{a w_1 w_2 e^2 N}{D} \left(1 - \frac{1}{m} \right), \quad (I)$$

სადაც a —მადელუნგის კოეფიციენტია, რომლის მნიშვნელობა დამოკიდებულია სივრცეში იონების განლაგების წესზე (NaCl ტიპის მესრისათვის ეს კოეფიციენტი 1,7475 ტოლია, სხვა მესრებისთვის მას სხვა მნიშვნელობა აქვს);

m —განზიდვის კოეფიციენტია, რომელიც მრავალი შენაერთისათვის შეიძლება მიღებულ იქნას 9-ის ტოლად;

$N = 6,024 \cdot 10^{23}$ —ავოგადროს რიცხვია;

D —მესრის კონსტანტაა, რომელიც კათიონების და ანიონების ანგ-ტრემებში (\bar{A}) გამოსახული რადიუსების ჯამის ტოლია.

თუ ჩავსვამთ ფორმულაში (I) NaCl ტიპის მესრისათვის ცნობილი სიდიდეების მნიშვნელობას, მივიღებთ:

$$U \doteq 512,1 \frac{w_1 w_2}{r_+ + r_-}. \quad (II)$$

ამ ფორმულით საბოლოო გამოანგარიშება მოგვეცემს:

$$U = 512,1 \cdot \frac{1 \cdot 1}{0,98 + 1,81} = 183,6 \text{ დ. კალ.}$$

თუ მოვიგონებთ, რომ იგივე მესრისათვის წრიული პროცესის მეთოდით ჩვენ მივიღეთ 183,3 დ. კალ., დავინახავთ, რომ ეს შედეგები თითქმის თანხვედა.

აღნიშნული ფორმულით გამოანგარიშება საკმაოდ კარგ შედეგებს იძლევა, ნატრიუმ-ქლორის ტიპის მიხედვით აშენებულ, სხვა ბინარული შენაერთებისათვისაც.

მაგალითად, ბრომიანი კალიუმისათვის (KBr)

$$U = 512,1 \cdot \frac{1 \cdot 1}{1,33 + 1,96} = 155,6 \text{ დ. კალ.}$$

(ექსპერიმენტულად 157,8), რკინის უანგისათვის (FeO)

$$U = 512,1 \cdot \frac{2 \cdot 2}{0,83 + 1,32} = 952,7 \text{ დ. კალ. (ექსპერიმენტულად 964).}$$

როგორც ვხედავთ, სრული დამთხვევა გამოანგარიშებულ და ექსპერიმენტულად მიღებულ სიდიდეებს შორის არ არის, მაგრამ NaCl ტიპის შესერისათვის ამ სიდიდეებს შორის განსხვავება მაინც არ არის დიდი და შეფარდებითი შეცდომებში არ აღემატება რამდენიმე პროცენტს.

ფორმულა (I) მიხედვით, შეიძლება გამოანგარიშებულ იქნას არა მარტო NaCl ტიპის ბინარული შენაერთების კრისტალური მესრის ენერგია, არამედ სხვა ტიპისაც. ამისათვის საჭიროა საბოლოო ფორმულაში ჩაისვას a (მადელუნგის კოეფ.) მნიშვნელობა, რომელიც 1,7475 კი არ არის, როგორც ეს იყო მოცემულ შემთხვევაში, არამედ სხვა შესაბამისი სიდიდეები. ზოგიერთი ტიპის მესრებისათვის ამ კოეფიციენტის სიდიდეები მოყვანილია 22-ე ცხრილში.

მესრის ტიპი	ცხრილი 22	
	a (მადელუნგის კოეფიციენტი)	$\sum n$ (იონების რიცხვი მოლეკულაში)
ქვამარილი . .	1,7475	2
ქლორცენიუმი	1,76	2
სფალერიტი	1,64	2
ფლორიტი	2,52	3
კუპრიტი	2,16	3
რუტილი	2,40	3
ბ-კვარცი .	2,22	3
კორუნდი .	4,17	5

ბორნის ფორმულაში კონსტანტების ნამრავლი (იმ ვარაუდით, რომ განზიდვის კოეფიციენტი m ყველა მესერში 9-ს უდრის), ალბათ, ბინარული შენაერთებისათვის $512,1$ სიდიდის ტოლი იქნება.

ასეთი შენაერთების კრისტალური მესრის ენერგიის გამოსანგარიშებელი საერთო ფორმულა იქნება:

$$U = \frac{512 \cdot 1}{1,7475} \cdot a \cdot \frac{w_1 w_2}{r_1 + r_2} = 293 \cdot \frac{a w_1 w_2}{r_1 + r_2} \text{ დ. კალ. (III)}$$

მაგალითად, კალის ქვისათვის SnO_2 (რუტილის ტიპის მესერი)

$$U = 293 \cdot 2,40 \cdot \frac{4 \cdot 2}{0,74 + 1,32} = 2731 \text{ დ. კალ. (ექსპერიმენტულად } U \text{ უდრის}$$

2813, ე. ი. განსხვავება დაახლოებით 3%)-გაცილებით უფრო დიდი განსხვავებაა სფალერიტის ტიპის მესრებისათვის. ასე, მაგალითად, თვით სფალერიტისთვის (ZnS) $U = 293 \cdot 1,64 \cdot \frac{2 \cdot 2}{0,83 + 1,74} = 784 \text{ დ. კალ. (ექსპერიმენტულად } U \text{ უდრის 852, ე. ი. განსხვავება 14\%-ს აღწევს). ასეთი დიდი განსხვავების მიზეზი, ალბათ, დაკავშირებულია პოლარიზაციასთან, რომელიც, მაგალითად, იონთა რადიუსების სიდიდეს ცვლის.}$

1933 წ. ა. თ. კაპუსტინსკიმ დაგვანახა, რომ ბორნის ფორმულიდან მადელუნგის კოეფიციენტი შეიძლება სრულიად ამოგდებულ იქნას. მან ყურადღება მიაქცია მადელუნგის კოეფიციენტის და მოლეკულაში იონების რიცხვის $\sum n$ პროპორციულობას, რომელიც დაახლოებით ნათელია 22-ე ცხრილიდან.

მოახდინა რა სათანადო ჩანაცვლება და გულისხმობდა, რომ ყველა ბინარულ შენაერთში $m=9$, კაპუსტინსკიმ ბინარული შენაერთების კრისტალური მესრის ენერჯისათვის მიიღო შემდეგი უნივერსალური ფორმულა:

$$U=256,1 \cdot \frac{\sum n w_1 w_2}{r_k + r_a} \quad (IV)^*$$

აქ ყველა კონსტანტი დაყვანილია ერთში, r_k და r_a აღებულია გოლდ-შმიდტის ცხრილიდან, რომელიც შედგენილია NaCl-ის ტიპის კუბური მესრებისათვის.

ამ ფორმულაში მათემატიკურად გამოსახულია კრისტალთა ქიმიის მეორე პრინციპი: „კრისტალის ენერჯია U და მისი თვისებები, რომლებიც ენერჯიით ისაზღვრება, განისაზღვრებიან მისი სტრუქტურული ერთეულების ($\sum n$) რაოდენობით, მათი სიდიდებით ($r_k r_a$), მათი ვალენტოვნებით ($w_1 w_2$), და მთელ რიგ შემთხვევაში მათი პოლარიზაციული თვისებებით“ (კაპუსტინსკი).

როგორც ჩანს, კაპუსტინსკის ფორმულის გამოყენება არ მოითხოვს არავითარი სხვა კონსტანტების ცოდნას, გარდა სტრუქტურული ერთეულების რიცხვისა (მოლეკულაში იონების რიცხვი), მათი ვალენტოვნებისა და იონების ეფექტური რადიუსებისა. ამრიგად, კაპუსტინსკის ფორმულით U -ს გამოანგარიშება შეიძლება არა მარტო ცნობილი სტრუქტურების მქონე ბინარული შენაერთების (ურთომლისოდ შეუძლებელია მადელუნგის კოეფიციენტის გამოანგარიშება), არამედ ისეთებისაც, რომელთა სტრუქტურა სრულიად არ არის ცნობილი.

უდავოა, პოლარიზაციის გაღვენასაც მნიშვნელობა აქვს. ეს ჩანს, მაგალითად, იმით, რომ უდიდესი განსხვავება ფორმულით და ექსპერიმენტულად მიღებული (წრიული პროცესის მეთოდით) U სიდიდეების გამოანგარიშებაში შეიმჩნევა, განსაკუთრებით ძლიერი პოლარიზაციის მქონე შენაერთებისათვის, მაგრამ მათემატიკურად ეს დამოკიდებულება ჯერ გამოსახული არ არის. კაპუსტინსკის ფორმულით ზოგიერთი შენაერთის U სიდიდეებს იძლევიან 23-ე ცხრილში მოყვანილი რიცხვები.

ც ხ რ ი ლ ი 23

შენაერთები	მესრის ტიპი	U ექსპერიმენტული	U ბორნის მიხედვით	U კაპუსტინსკის მიხედვით	U ფერსმანის მიხედვით
NaCl	ნატრიუმ-კლორი	183,3	183,6	183,6	179,3
KBr	" "	167,8	155,6	155,6	148,5
FeO	" "	964	952,7	952,7	940
Al ₂ O ₃	კორუნდი	3618	3373	4065	3726
β-SiO ₂	მ-კვარცი	3097	3042	3594	2496
SnO ₂	რუტილი	2813	2731	2943	2817
CaF ₂	ფლუორიტი	617,2	617,8	613	638
ZnS	სფალერიტი	852	748	797,3	838

* დახუტებული სახით (1943 წ.) კაპუსტინსკის ფორმულა გამოისახება:

$$U=287,2 \frac{\sum n w_1 w_2}{r_k + r_a} \left(1 - \frac{0,345}{r_k + r_a} \right)$$

კაპუსტინსკის ფორმულის თვით გამოყვანის მეთოდი საფუძველს იძლევა ველოდეთ, რომ NaCl ტიპის მესრისათვის მისი ფორმულით (IV) და ფორმულა (III) გამოთვლები თითქმის ერთნაირ შედეგებს მოგვცემენ. 23-ე ცხრილში ამ რიცხვების შედარება ადასტურებს ამ მოსაზრებას.

კაპუსტინსკის ფორმულით (IV) გამოანგარიშებული სხვა ტიპის მესრებისათვის ბუნებრივია ველოდეთ უფრო დიდ განსხვავებას შედარებითი სიდიდეების ექსპერიმენტულ მონაცემებთან, ვიდრე ფორმულა (III) გამოანგარიშებულში, ვინაიდან პროპორციულობა მადელუნგის კოეფიციენტსა და სტრუქტურულ ერთეულებს შორის დადგენილია მიახლოებით, ე. ი. რამდენიმე პროცენტის სიზუსტით, და ვინაიდან სხვა ტიპის მესრებისათვის განზიდვის კოეფიციენტი m არ უდრის 9. 23-ე ცხრილში მოყვანილია სხვადასხვა წესით წარმოებული გამოთვლების მონაცემები.

განსაკუთრებით დიდია განსხვავება ZnS -სთვის, რაც შესაძლებელია დაკავშირებულია პოლარიზაციის განსაკუთრებულ გავლენასთან, რომელიც არც ერთი ფორმულით არ არის მხედველობაში მიღებული.

უკანასკნელ სვეტში მოყვანილია მნიშვნელობები, რომლებიც გამოანგარიშებულია ფერსმანის ენერგეტიკული კოეფიციენტების მეთოდით.

ფერსმანის ენერგეტიკული კოეფიციენტები

გამორკვა რა კრისტალური მესრის ენერჯის განსაკუთრებული როლი, ერთი მხრივ, ბუნებრივი პროცესების ანალიზისათვის და, მეორე მხრივ, ამ სიდიდის გამოსაანგარიშებლად მოსახერხებელი და სწრაფი მეთოდების უქონლობა, რომლებთანაც ხშირად აქვს საქმე გეოქიმიკოსს, ამ გარემოებამ ფერსმანი მიიყვანა ეგრეთ წოდებული ეკების სისტემის (ენერგეტიკული კოეფიციენტი) შექმნის აზრამდე. ეკების სისტემა კრისტალური მესრის ენერჯის გამოანგარიშების საშუალებას იძლევა ყველა შენაერთისათვის (მათ რიცხვში სილიკატებისათვისაც), თუ დიდი არა, ყოველ შემთხვევაში საკმარისი სიზუსტით მრავალი გეოქიმიური დასკვნისათვის.

« M -ენერჯის ნაწილია, რომელიც შეაქვს ყოველ იონს ჰეტეროპოლარულ შენაერთში, უსასრულობაში მყოფი იონებიდან მისი წარმოშობის დროს».

თუ დავუშვებთ, რომ კათიონის და ანიონის ენერგეტიკული კოეფიციენტი M_K და M_A ჩვენს მიერ განსაზღვრულია, მაშინ ადიტივობის პრინციპის თანახმად, ე. ი. შეჯამების გზით, ბინარული შენაერთების კრისტალური მესრის ენერჯის სიდიდეებისათვის ვიღებთ ფერსმანის ფორმულას:

$$U = 256,1 \cdot (a \cdot \text{M}_K + b \cdot \text{M}_A),$$

სადაც a და b —მოლეკულაში კათიონების რიცხვია, 256,1—კაპუსტინსკის კოეფიციენტი, რომელიც ეკების შესაბამის მასშტაბებში იძლევა ნივთიერების გრამმოლეკულზე ენერჯის გამოსახულებას დიდ კალორიებში. სხვანაირად $(a \cdot \text{M}_K + b \cdot \text{M}_A)$, ე. ი. შენაერთის ეკების ჯამი გამოსახავს იგივე ერთეულებ-

ში იმავე ენერჯის, რასაც კაპუსტინსკის შეფარლებაში $\frac{\sum n_1 w_1}{r_1 + r_a}$ წევრი.

უფრო რთულ შენაერთებში ადიტივობის პრინციპის გამოყენება შიგვი-
ყვანს საერთო გამოსახულებამდე.

$$U = 256,1(a\text{მ}\text{K}_1 + b\text{მ}\text{K}_2 + c\text{მ}\text{K}_3 + d\text{მ}\text{K}_1, \dots)$$

შეეჩერდეთ ფერსმანის მიერ ხმარებული ენერგეტიკული კოეფიციენტის
გამოსაანგარიშებელ პრინციპებზე.

ბორნის და კაპუსტინსკის თეორიული ფორმულის განხილვიდან ჩანს,
რომ ერთნაირი დამუხტვის ერთი იონის მეორე იონით ჩანაცვლება თუშეა
გამოიწვევს მეორე ქიმიური შენაერთის წარმოშობას, მაგრამ მას მაინც
ეკნება კრისტალური მესრის იგივე ენერგია. მეორე მხრივ, კრისტალური
მესრის კვანძებში ერთი იონის მაგიერ იგივე დამუხტვის, მაგრამ სხვა ვალენ-
ტოვნების და რადიუსის მქონე იონის შეყვანა გამოიწვევს U -ს გადიდებას ან
შემცირებას. ამაზე არის დამყარებული გოლდშმიდტის „შემქმედროებული“
და „შესუსტებული“ მოდელის შექმნა. სხვანაირად, ეკების სიდიდე ერთნა-
ირი ვალენტოვნების და რადიუსების მქონე იონებისათვის უნდა იყოს ერთ-
ნაირი. საერთოდ კი ეკის სიდიდე იზრდება ვალენტობის გადიდებით და
იონის რადიუსის შემცირებით. მაშასადამე, ჩვენ თუ ავიღებთ, მაგალითად,
შენაერთს KF , რომლის კათიონის და ანიონის ვალენტოვნება ტოლია ($w = 1$) და
მათი რადიუსები ტოლია ($r_K = r_F = 1,33$), მაშინ ჩვენ ზემონათქვამის თანახმად
და იმ ვარაუდით, რომ კათიონები და ანიონები ემორჩილებიან იმავე კანო-
ნებს, მივაღწეოთ იმ დასკვნამდე, რომ მათი ეკები ტოლები იქნებიან. ვიციოთ რა
კრისტალური მესრის U ენერგია, ექსპერიმენტული მონაცემებიდან ან ბორნის,
ან კაპუსტინსკის შეფარდებათა განსაზღვრის საფუძველზე ადვილად შეგვიძლია
ვებოვოთ K და F ეკებიც.

მართლაც KF -სთვის $U = 190,4 = 256,1 (a \cdot \text{მ}\text{K}_K + b \cdot \text{მ}\text{K}_F)$. და ვინაიდან
 $a = b = 1$ და $\text{მ}\text{K}_K = \text{მ}\text{K}_F = \text{მ}\text{K}$, მაშინ $U = 190,4 = 256,1 \cdot 2 \cdot \text{მ}\text{K}$. აქედან $\text{მ}\text{K}_K$
და $\text{მ}\text{K}_F$

$$\text{ტოლია } \frac{190,4}{2 \cdot 256,1} = 0,37.$$

მოცემული იონების ეკების ცოდნით ადვილია გამოვიანგარიშოთ სხვე-
ბის ეკები, კრისტალური მესრის ცნობილი ენერგიიდან გამომდინარე. მაგა-
ლითად, NaF -სთვის $U = 215 = 256,1 (\text{მ}\text{K}_{Na} + \text{მ}\text{K}_F)$. ჩავსვათ რა $\text{მ}\text{K}_F$ -ის ნაცე-
ლად მის მნიშვნელობას $0,37$ და $\text{მ}\text{K}_{Na}$ მნიშვნელობის გამოანგარიშებით, მი-
ვიღებთ $\text{მ}\text{K}_{Na} = 0,47$ (ფერსმანის მიერ მიღებულია საშუალო ეფექტური ეკი
 $Na = 0,45$).

აღნიშნული მეთოდით ეკების გამოანგარიშების დროს ფერსმანი უმთავ-
რესად სარგებლობდა ენერგეტიკული, თანაც ენერგეტიკული სიდიდისათვის
 $\text{მ}\text{K} = 1,55$.

იმ შემთხვევაში, როდესაც U -სთვის ექსპერიმენტული მონაცემები არ
იყო, მის გამოანგარიშებლად ის სარგებლობდა კაპუსტინსკის ფორმულით
და შემდეგ ეკების გამოსაანგარიშებლად იქცეოდა ისევე, როგორც წინა შემ-
თხვევაში. ასეთი გზით მიღებული ეკების სიდიდეები საკმაოდ დაახლოებული
იყო იმ სიდიდეებთან, რომლებიც გამოანგარიშებული იყო ფორმულით

		ЭК	ЗЧЗ		ri	ЭК	ЗЧЗ		
Cs ⁺	1,65	0,30	0,2	Fe ²⁺	0,83	2,12	6	Hf	0,96
Rb	1,49	0,34	0,3	Co	0,82	2,15	5	Zr	0,87
K	1,33	0,36	0,35	Ni	0,78	2,18	8	Sn	0,74
NH ₄	1,43	0,37	—	Zn	0,83	2,20	2	Pb	0,84
Tl	1,49	0,42	0,4	Be	0,34	2,65	2	Si	0,99
Na	0,98	0,45	0,5	Tl ²⁺	1,05	3,45	—	Ti	0,64
Li	0,78	0,55	0,3	La	1,22	3,58	—	Mo	0,68
Ag	1,13	0,60	0,6	Y	1,06	3,95	4	Re	0,68
Au	1,37	0,65	—	Cp	0,99	3,98	4	Os	0,67
Cu	0,96	0,70	0,7	In	0,92	4,35	—	Ir	0,66
Hg	?	0,93	0,2	Sc	0,83	4,65	4	Ru	0,65
H	0,17	1,10	—	Cr	0,64	4,75	8	Mn	0,52
Ba ²⁺	1,43	1,35	1,2	Fe	0,67	5,15	—	Ge	0,44
Sr	1,27	1,50	1,5	Ti	0,69	4,65	5	C	0,15
Pb	1,32	1,65	1,5	Al	0,57	4,95	7,5	Nb ²⁺	0,69
Ca	1,06	1,75	2	V	0,65	5,32	—	Ta	0,63
Mn	0,91	2,00	3	Ga	0,62	5,41	2	P	0,35
Cd	1,03	2,00	1,8	B	0,20	6,00	—	V	0,4
Mg	0,78	2,10	4	Th ¹⁺	1,10	6,80	6	W ²⁺	—
Cu	?	2,10	2	U	1,05	7,00	6	Re ²⁺	—
Hg	1,12	2,10	0,2						

ЭК	Згг		ri	ЭК	Згг		ri	ЭК	Згг
7,81	8	J ¹⁻	2,20	0,18	0,1	JO ₃ ¹⁻	3,55	0,14	—
7,85	8	Br ¹⁻	1,96	0,22	0,2	NO ₃	2,57	0,19	0,2
7,90	8	Cl ¹⁻	1,81	0,25	0,3	C O	2,36	0,21	—
7,95	—	H ¹⁻	1,54	0,32	0,1	SH	1,99	0,23	—
8,60	10	F ¹⁻	1,33	0,37	0,4	CN	1,93	0,25	—
8,40	9	Te ²⁻	2,11	0,95	0,9	OH	1,33	0,37	—
8,50	9	Se ²⁻	1,91	1,10	1	wO ₃ ²⁻	3,52	0,57	2
8,90	—	S ²⁻	1,74	1,15	1,3	MoO ₄	3,45	0,58	1
8,90	9	O ²⁻	1,32	1,55	1,5	CrO ₄	3,00	0,67	1
8,93	9					SO ₄	2,95	0,69	0,5
9,10	9	Bi ³⁺	—	11,90	—	CO ₃	2,57	0,78	0,5
9,10	—	Sb ³⁺	—	12,25	—	PO ₄ ³⁻	3,00	1,50	2
10,53	—	As ³⁺	—	15,20	—	AsO ₃	2,95	1,53	—
12,20	12	Sb ³⁺	1,95	2,30	—	BO ₃	2,68	1,68	—
13,60	—	As ³⁻	1,70	2,65	2,5	ZrO ₃ ⁴⁻	3,50	2,30	—
13,60	—	P ³⁻	1,65	2,70	—	TiO ₄	3,28	2,45	—
15,50	—	N ³⁻	1,25	3,60	—	SiO ₄	2,90	2,75	4
15,12	5					FeO ₄ ⁴⁻	3,25	3,85	5
19,35	—					AlO ₃	3,15	4,0	6
28,10	9					MgO ₄ ⁴⁻	3,40	5,30	—
						BeO ₄	2,90	6,0	—

$\text{ՅK} = \frac{w^2}{2r}$ — ანიონებისათვის და საშუალო r -ის მქონე დაბალვალენტოვანი კათიონებისათვის და დანარჩენი კათიონებისათვის $\text{ՅK} = \frac{w^2}{2r} \cdot 0,75(r+0,20)$.

ეს გამოსახულებანი თუშვა არ წარმოადგენენ ზუსტად გამოყვანილ ფიზიკურ ფორმულებს, მაგრამ მაინც იძლევიან გამოანგარიშებისათვის მოსახერხებელ გზას. გამოანგარიშება ამ მონაცემებით, მაგალითად, F-სთვის იძლევა ასეთ მნიშვნელობას:

$$\text{ՅK} = \frac{w^2}{2r} = \frac{1}{2 \cdot 1,33} = 0,37 \text{ (ექსპ. } 0,37), \text{ და}$$

$$\text{Ca-სთვის: } \text{ՅK} = \frac{w^2}{2r} \cdot 0,75 (r+0,20) = \frac{4}{2 \cdot 1,06} \cdot 0,75 (1,06+0,20) = 1,78 \text{ (ექსპ. } 1,75).$$

ძალიან საინტერესოა კათიონების ეკების სიდიდეების შედარება იონიზაციის სიտბოს სიდიდესთან, რომელზეც ვლადპარაკობდით წრიულ პროცესთან დაკავშირებით.

იონიზაციის ენერგია, როგორც ჩვენ ვნახეთ, წარმოადგენს იმ ენერგიას, რომელიც საჭიროა დაიხარჯოს იმისათვის, რომ ერთი ან რამდენიმე ელექტრონი მოწყვიტოს ნეიტრალურ ატომს და გატყორცნოს უსასრულობაში. იონებიდან კრისტალური მესრის შექმნის პროცესი, ცხადია, შეიძლება დაყვანილ იქნას იგივე ოპერაციამდე, მაგრამ საწინააღმდეგო ნიშნით; დადებითად დამუხტული კათიონი თითქოს იერთებს კარბ ელექტრონებს თავის პარტნერისაგან — ანიონისაგან, რომლის დროს წარმოიშვება რალაც მოგება, რომელიც ეკის ტოლი უნდა იყოს. ამ სიდიდეების შედარება ადასტურებს გამოთქმულ აზრს. ამის გამო ფერსმანის ეკების განსასაზღვრავად ერთ-ერთი მეთოდის სახით იყენებს იონიზაციის შეჯამებითი პოტენციალის სიდიდეებს.

ზემოთ ჩვენს მიერ გამოანგარიშებული იყო Na იონიზაციის სიტბო, რომელიც 117,7 დ. კალორიის ტოლია. მისი 256,1-ზე გაყოფის გზით ეკების მასშტაბზე დაყვანით იძლევა:

$$\text{ՅK}_{\text{Na}} = \frac{117,7}{256,1} = 0,46.$$

კათიონების ენერგეტიკული კოეფიციენტის იონიზაციის სიტბოზე დაყვანა ეკების ფიზიკური არსის გაგების საშუალებას იძლევა.

სხვადასხვა მეთოდით ეკების გამოანგარიშება და მიღებული სიდიდეების შედარება ფერსმანის მიერ აღწერილია „გეოქიმიის“ III ტომში.

მოგვყავს ფერსმანის მიერ ზოგიერთი იონისათვის შედგენილი ეკების, რადიუსების და პარაგენების (უკანასკნელების შესახებ იხ. გვ. 199) ცხრილი (ნახ. 24, გვ. 170—171).

ამ ცხრილში, გარდა მარტივი იონების ეკებისა, აგრეთვე მოყვანილია კომპლექსური იონების ეკები. უკანასკნელების სიდიდეები ფერსმანის მიერ გამოანგარიშებულია იგივე საერთო მეთოდებით, როგორც მარტივი იონების

სიდიდეები, ე. ი. ექსპერიმენტული მონაცემებიდან U -სათვის და თეორიული ფორმულით ანიონებისათვის: $\Xi K = \frac{w^2}{2r}$. ეს გამოთვლები, მაგალითად, $(SO_4)^{2-}$ -ის იძლევა ასეთ მნიშვნელობას: $w=2$; $r=2,95$;

$$\Xi K = \frac{2^2}{2 \cdot 2,95} = 0,68 \text{ (ექსპ. } 0,70).$$

ვიცით რა ეკების სიდიდეები, ადვილია კრისტალური მესრის ენერჯიის გამოანგარიშება არა მარტო ბინარული შენაერთების, არამედ უფრო რთულის, მაგალითად, სილიკატების, სულფიდების, კარბონატების და ა. შ. ადიატივობის პრინციპის მიხედვით საერთო ფორმულის გამოყენებით:

$$U = 256,1 (a\Xi K_1 + b\Xi K_2 + c\Xi K_3 + \dots).$$

მაგალითის სახით ვაწარმოთ კრისტალური მესრის ენერჯიის გამოანგარიშება (დ. კალორიებში) ბინარული შენაერთებისათვის შემდეგი ფორმულით:

$$U = 256,1 (a \cdot \Xi K_1 + b \cdot \Xi K_2):$$

1. $NaClU = 256,1 (0,45 + 0,25) = 179,3$ (ექსპ. 163,9)
2. $SiO_2U = 256,1 (8,6 + 2 \cdot 1,55) = 2996$ (ექსპ. 3097).
3. $Al_2O_3U = 256,1 (2 \cdot 4,95 + 3 \cdot 1,55) = 3726$ (ექსპ. 3618)
4. $SnO_2U = 256,1 (7,9 + 2 \cdot 1,55) = 2817$ (ექსპ. 2813)
5. $CaF_2U = 256,1 (1,75 + 2 \cdot 0,37) = 638$ (ექსპ. 617,2)
6. $ZnSU = 256,1 (2,2 + 1,15) = 858$ (ექსპ. 852)

როგორც ვხედავთ, საერთოდ ბინარული შენაერთებისათვის გამოთვლების სიზუსტე საკმაოდ დიდია. შეცდომები, როგორც წესი, არ აღემატება $\pm 6\%$. მხოლოდ გამონაკლის შემთხვევაში რამდენიმედ მაღლა იწევს. სხვანაირად რომ ვთქვათ, საერთოდ სიზუსტე ისეთივეა, როგორც კაპუსტინსკის ფორმულით გამოანგარიშების დროს: ზოგჯერ უფრო მეტი, ზოგჯერ რამდენიმედ ნაკლები. აქ, ეს შეცდომები აპირობებენ ადიატივობის პრინციპიდან გადახვევით, ისევე როგორც იონთა ეფექტური რადიუსების გამოანგარიშების დროს (გოლდშმიდტის მიხედვით).

ეკების გამოყენება რომ უფრო მოსახერხებელია, ნათლად ჩანს კომპლექსური კრისტალური მესრების გამოანგარიშების დროს, და განსაკუთრებით რთული, მაგალითად, სილიკატების ტიპის შენაერთების დროს (ამ გამოთვლების დროს ბორნის და კაპუსტინსკის ფორმულები საერთოდ არ არის გამოსადეგი).

კომპლექსური იონის შემკველი შენაერთებისათვის გამოანგარიშება წარმოებს ისევე, როგორც ჩვეულებრივი შენაერთებისათვის, თუ ცნობილია კომპლექსის ეკი. მაგალითად: NH_4Cl -სთვის $U = 256,1 (0,36 + 0,25) = 156$ (ექსპ. 153); $BaSO_4$ -სთვის $U = 256,1 (1,35 + 0,68) = 520$.

რთული შენაერთების კრისტალური მესრის ენერჯიის გამოანგარიშებულ ექსპერიმენტული მონაცემები მეტად ცოტაა, და ისიც არა მუდამ საკმაოდ ზუსტი. ამის გამო ფერსმანის ფორმულის შემოწმებას ხდება დაბრკოლებები, თუმცა არსებული მონაცემები მაინც საკლებით განსაზღვრულად ნათელიყოფენ ადიატივობის პრინციპის გამოყენების სისწორეს და, მაშასადამე, მასზე დამყარებულ ფორმულას.

ასე, მაგალითად, შერმანმა მოგვეცა პეროვსკიტის სტრუქტურის ზოგიერთი სამმაგი შენაერთების U -ს რიგი ექსპერიმენტული განსაზღვრა. იგივე სისტემების ეკვბით გამოანგარიშება იძლევა შერმანის მონაცემებთან საკმაოდ დაახლოებულ რიცხვებს, რაც შეგვიძლია დავინახოთ შემდეგი მაგალითებიდან:

1. $KNiF_3$ შერმანის მიხედვით $U = 323$
ფერსმანის მიხედვით $U = 435$
2. $CaSnO_3$ შერმანის მიხედვით $U = 3652$
ფერსმანის მიხედვით $U = 3662$
3. $CsHgCl_3$ შერმანის მიხედვით $U = 726$
ფერსმანის მიხედვით $U = 807$

ზოგიერთი სილიკატისათვის არსებობენ შიბოლტის განსაზღვრები, რომლებიც ჩატარებულია წრიული პროცესის მეთოდით. ვლებულობთ რა Si -ს ექს 22-ე ცხრილის მიხედვით 8,6 ტოლად, ეკვბის მეთოდის თანახმად, ამ სილიკატებისათვის ჩვენ ვლებულობთ კრისტალური მესრის ენერჯის შემდეგ სიდიდეებს:

1. $NaAlSiO_4$ (ნეფელინი) შიბოლტის მიხედვით $U = 4325$
ფერსმანის მიხედვით $U = 5174$
2. $K_2AlSi_2O_6$ (ლეიციტი) შიბოლტის მიხედვით $U = 6932$
ფერსმანის მიხედვით $U = 8147$
3. $NaAlSi_3O_8$ (ალბიტი) შიბოლტის მიხედვით $U = 9649$
ფერსმანის მიხედვით $U = 11166$

როგორც მოცემული მაგალითებიდან ვხედავთ (მათი რიცხვი კი შეიძლება გაგვედიდებინა) არსებობს მნიშვნელოვანი, მაგრამ საკმაოდ კანონზომიერი განსხვავება ამ მონაცემებს შორის, რომლებიც მიღებული არიან ექსპერიმენტულად და გამოანგარიშებული არიან ეკვბის მეთოდის მიხედვით; უკანასკნელები ყველა შემთხვევაში პირველებზე უფრო დიდები არიან, დაახლოებით $15-20\%$. კანონზომიერება ამ განსხვავებას შორის შეიძლება აიხსნას სისტემატური მიზეზით, რომელიც, ალბათ, იმაში მდგომარეობს, რომ Si -ს ეკი (8,6) ფერსმანის მიერ ძალიან გადიდებული იყო (შიბოლტის ექსპერიმენტული მონაცემებით Si -ს ეკი უდრის 7,3). ცხადია, როგორც ჩანს, სწორედ უკანასკნელი რიცხვი უნდა იქნას მიღებული, რადგან ფერსმანის ფორმულით გამოანგარიშების შედეგები შედარებულია შიბოლტის ექსპერიმენტულ მონაცემებთან. შესაბამისად, ასეთი გადაანგარიშების დროს მივიღებთ: ნეფელინისთვის $U = 4841$, ლეიციტისათვის $U = 7481$, ალბიტისათვის $U = 10267$. ამ შემთხვევაში განსხვავება შიბოლტის ექსპერიმენტულ მონაცემებს და ეკვბით გამოანგარიშებულ მნიშვნელობას შორის შემცირდება $7-11\%$ -მდე (დაახლოებით ორჯერ წინანდელ $15-20\%$ შედარებით). გეოქიმიისათვის კრისტალური მესრის ენერჯის და ფერსმანის ენერგეტიკული კოეფიციენტის მნიშვნელობაზე დაწვრილებით შემდეგში იქნება ნათქვამი. ამ საკითხის დაწვრილებითი აღწერა შეიძლება ნახულ იქნას უკვე არაერთხელ ნახსენებ ფერსმანის „გეოქიმიის“ III ტომში.

იზომორფიზმი

იზომორფული ნივთიერებები ეწოდება ისეთ ნივთიერებებს, რომელთა ატომებს ან იონებს შეუძლიათ ურთიერთჩანაცვლება და მაგარი ხსნარების

წარმოშობა. ამ შემთხვევაში მაგარი კრისტალური ფაზა რამდენიმე ქიმიური შენაერთისაგან შემდგარი თხევადი ხსნარის მსგავსია.

იზომორფიზმს განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს მინერალებში ელემენტთა ასოციაციის ასახვებზე. ამ ასოციაციების იზომორფიზმის კანონების თვალსაზრისით განხილვა გეოქიმიის მნიშვნელოვან ამოცანათა რიცხვს ეკუთვნის. ის არა მარტო შვედის დედამიწის ქერქში ელემენტთა მრავალრიცხოვანი ასოციაციების მიზეზების ახსნას, არამედ მთელ რიგ შემთხვევებში, მრავალ ფართოდ გავრცელებულ მინერალებში წარმოებისათვის მნიშვნელოვან, ჩვეულებრივ იშვიათი ელემენტების წინასწარხედვის საშუალებას იძლევა.

1819 წ. მიტჩერლიხმა პირველად დაამტკიცა, რომ ქიმიურად განსხვავებულ ნივთიერებებს შეუძლია მოკვეცენ ერთნაირი ან ძალიან დაახლოებული კრისტალური ფორმები. ასეთებია, მაგალითად, KH_2PO_4 და KH_2AsO_4 . ამ მოვლენას მიტჩერლიხმა იზომორფიზმი უწოდა. დაახლოებით იმავე დროს დამტკიცებული იყო ერთ კრისტალში ორი იზომორფული რიგის ატომებზე ცვლადი რაოდენობით ურთიერთჩანაცვლების უნარი. იზომორფულად შერევის ეს მოვლენა პირველად დადგენილი იყო თუთიის და რკინის სულფატის წყლიანი ხსნარიდან, რომელიც შეიცავდა ცვლადი რაოდენობის რკინას და თუთიას, ერთდროული კრისტალიზაციის დროს მიღებულ კრისტალებზე. მას შემდეგ დადგენილი იყო იზომორფული ჩანაცვლების მრავალი შემთხვევა როგორც ხელოვნურ კრისტალებზე, ასევე ბუნებრივ ობიექტებზე. აღმოჩნდა, რომ მინერალებისათვის ერთი ატომების (ან მთელი ჯგუფების) მეორე ატომებით (ან მათი ჯგუფებით) იზომორფული ჩანაცვლების შემთხვევები გამოჩაქვნიან კი არ წარმოადგენენ, არამედ უფრო სწორად თითქმის საერთო წესს. ამა თუ იმ მინერალის ზუსტი ქიმიური ანალიზი წამყვან ელემენტებთან ერთად, რომლებიც ფორმულაში შედიან, თითქმის მუდამ აჩვენებს რაღაც რაოდენობით ისეთი ელემენტების არსებობას, რომლებიც ფორმულაში არაა ჩანაწერილი. ეს არ არიან, რაც შეიძლება აიხსნას მხოლოდ იზომორფიზმის მოვლენებით: კალციტში მუდამ შეიძლება ამა თუ იმ რაოდენობით აღმოჩენილ იქნას ნაგნიუმი და რკინა, თუთიის ტუტარაში—რკინის, კადმიუმის და სხვა მინარეები.

ზოგიერთ შემთხვევაში იზომორფულად ნივთიერების ელემენტის რაოდენობა იმდენად დიდი აღმოჩნდა, რომ საჭირო გახდა მინერალის ფორმულის დაწერის დროს ამ გარემოების მხედველობაში მიღება. მაგალითად, ოლივინის ფორმულა— $(Mg, Fe)_2SiO_4$ (მაგნიუმის იონები იზომორფულად ჩანაცვლებულია რკინის იონებით); ვოლფრამიტის— $(Fe, Mn)WO_4$ (რკინის ჩანაცვლება პანკნიუმით). ეს მინერალები შეგვიძლია განვიხილოთ როგორც იზომორფული ნივთიერების შერეული კრისტალები: პირველ შემთხვევაში ფორსტერიტის Mg_2SiO_4 და ფაიალიტის Fe_2SiO_4 , მეორე შემთხვევაში ჰიუბნერიტის $MnWO_4$ და ფერბერიტის $FeWO_4$.

კრისტალთა ქიმიის ძირითადი საკითხების განხილვის დროს ჩვენ უკვე აღვნიშნეთ, რომ კრისტალურ მესრებში ერთი ელემენტის მეორეთი ჩანაცვლების დროს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ატომების (იონების) სიდიდეს. ა. ე. ფერსმანი ასე გამოთქვამს იზომორფიზმის წესს: „კრისტალურ ნაშენებში ელემენტებს მაშინ შეუძლიათ ერთმანეთის ჩანაცვლება, როდესაც

ისინი ეკუთვნიან მესრის ერთნაირ მდგომარეობას და როდესაც მათი იონების (ან ატომების) რადიუსები თითქმის ერთმანეთის ტოლები არიან“. ეს წესი ხსნის მეცნიერებაში დაგროვილ უამრავ ფაქტს.

გარდა ჩვენს მიერ ხსენებული იზომორფიზმის მარტივი შემთხვევებისა, როდესაც მარტივი იონები (ატომები) ინაცვლებიან სხვა აგრეთვე მარტივი იონებით, არის იზომორფული ჩანაცვლების უფრო რთული შემთხვევები, როდესაც იონების (ატომების) მთელი ჯგუფები ჩანაცვლებიან. ასეთია, მაგალითად, იზომორფიზმის შემთხვევები პლაგიოკლასების ჯგუფში, როდესაც ერთმანეთს ანაცვლებენ ალბიტის ($AlSi_3O_8$) და ანორთიტის ჯგუფი ($Al_2Si_2O_8$) და ერთდროულად ნატრიუმი კალციუმით ინაცვლება. მაგრამ ამ უფრო რთულ შემთხვევებშიაც ინაცვლებენ სილიკატების სიდიდით ახლო მდგომი მაშენი ერთეულები.

ვ. მ. გოლდშმიდტმა აღნიშნა იზომორფული ჩანაცვლების სამი ტიპი:

1. ორი ნივთიერების დამუხტვის ჯამი ერთნაირია (მაგალითად, $BaSO_4$ და $SrSO_4$, $CaCO_3$ და $MgCO_3$);

2. დამუხტვის ჯამი ერთნაირია, მაგრამ განაწილებული არიან სხვადასხვაგვარად (მაგალითად, $KClO_4$ და $SrSO_4$, $NaAlSi_3O_8$ და $CaAl_2Si_2O_8$);

3. დამუხტვის ჯამი განსხვავებულია, მაგრამ ატომების რიცხვი ორივე ნივთიერებაში ერთნაირია (მაგალითად, TiO_2 და MgF_2).

ერთმანეთის შემცვლელი იონების პოლარიზაციული თვისებები უნდა იყოს ახლო. თუ ეს პირობა დაცული არ არის, მაშინაც კი, როდესაც რადიუსების სიდიდე ძალიან ახლოა, ჩანაცვლება შეუძლებელი ხდება.

მაგალითად, არ არის იზომორფიზმი ნატრიუმსა და ერთვალენტოვან სპილენძს შორის, თუმცა მათი რადიუსები შესაბამისად ტოლია 0,98 და 0,96. ასევე არაიზომორფულია სიდიდით ტოლი ქლორის და ორვალენტოვანი გოგირდის, სილიციუმის და ფოსფორის იონები.

მაშასადამე, ქიმიურად ანალოგიურ ნივთიერებებს შორის იზომორფიზმი შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ ერთმანეთის შემცვლელი ნაწილაკების სიდიდე და მათი პოლარიზაციის ხარისხი შედარებით ახლოა და განსაზღვრული ფარგლებიდან არ გამოდინან. მაგალითად, $CaTiO_3$ შენაერთის შემთხვევაში კალციუმი ($1,06 \text{ \AA}$) შეიძლება ჩანაცვლოს სტრონციუმით ($1,27 \text{ \AA}$), ტიტანი ($0,64 \text{ \AA}$) კი—ციროკონიუმით ($0,87 \text{ \AA}$); ამ დროს სტრუქტურა არ იცვლება. და თუ ამ შემთხვევაში კალციუმის მაგნიუმით ჩანაცვლებას ვაწარმოებთ, მაშინ იზომორფული ჩანაცვლების საზღვარი გადაცილებული იქნება—მიიღება ახალი სტრუქტურა.

ქიმიური შემადგენლობის კანონზომიერად შეცვლასთან დაკავშირებით სტრუქტურის და კრისტალური ფორმის მკვეთრი, მაგრამ კანონზომიერი შეცვლა მო რ ფ ო ტ რ ო პ ი ის სახელს ატარებს. პოლიმორფიზმს, ე. ი. აღებულ ნივთიერების უნარს მოგვეცეს სხვადასხვა სტრუქტურა, ზოგიერთი მკვლევარი განიხილავს, როგორც მორფოტროპიის კერძო შემთხვევას. ამ შემთხვევაში ერთი და იგივე ნივთიერების ნაირგვარი სტრუქტურები შეესაბამებოდა ნაირგვარ მდგომარეობას, რომელშიაც ის იმყოფება სხვადასხვა თერმოდინამიკურ პირობებთან დაკავშირებით. ამ დროს ნივთიერების შემადგენლობა არ

იკვლება. ამ თვალსაზრისით იზომორფიზმი, პოლიმორფიზმი და მორფოტროპია, შეიძლება არიან დაკავშირებული საერთო კრისტალოქიმიური მიზეზებით, რომლებიც ქმნიან ან იზოსტრუქტურულ (კერძო შემთხვევაში იზომორფულ შენაერთებს, ან განსხვავებული კრისტალური მესრის მქონე შენაერთებს (მორფოტროპიის შემთხვევა).

რაოდენობით ატომების იზომორფული ჩანაცვლების უნარი შეიძლება მრავალგვარი იყოს. ამ საფუძველზე შეიძლება გამოიყოს ნორმალური იზომორფიზმის შემთხვევები, როდესაც ორივე ელემენტის რაოდენობა დაახლოებით ტოლფარდია და თითოეულ მათგანს შეუძლია მოგვეცეს საკუთარი მესერი და ენდოკრიპტის შემთხვევები (ფერსმანის ნომენკლატურით), როდესაც შეიძლება განვასხვავოთ წამყვანი ელემენტი და დამორჩილებული მეორეხარისხოვანი, რომელიც თითქოს იმალება (ინიღბება) წამყვანი ელემენტის მესერში. ნორმალური იზომორფიზმის მაგალითებია—Fe და Mg-ის კარბონატები, პლაგიოკლასები და სხვ.; ენდოკრიპტის მაგალითებია—ჰერმანიუმი სილიკატებში, ინდიუმი—თუთიის ტყუარაში და სხვ.

ჩანაცვლება განსაკუთრებით ადვილად წარმოებს, თუ იონების (ატომების) რადიუსები ახლოა, თუმცა რიგ შემთხვევაში მათ სიდიდეებში გადახრაც შესაძლებელია 15%-მდე და უფრო მეტადაც (უმცირესის სიდიდისაგან). ანგარიში უნდა გაეწიოს პოლარიზაციის გავლენას, რომელსაც, როგორც ვნახეთ, რამდენიმედ შეუძლია შეცვალოს იონის სიდიდე. საესებით გასაგებია, რომ ერთმანეთს შეცვლიან მხოლოდ ერთნაირი ნიშნების იონები, ე. ი. კათიონები კათიონებს, ანიონები ანიონებს. ეს აუცილებელია ელექტროსტატიკური წონასწორობის პრინციპის დასაცავად.

უფრო ხშირად ხდება ელემენტების ჩანაცვლება იზომორფული რიგებით, რომლებიც უპასუხებენ პერიოდული სისტემის ვერტიკალურ რიგებს (მაგალითად, $Rb^{1+} \rightarrow Cs^{1+}$, $Nb^{5+} \rightarrow Ta^{5+}$, $Sr^{2+} \rightarrow Ba^{2+}$). მაგრამ ცნობილია შემთხვევები, როდესაც ერთმანეთს ანაცვლებენ სხვადასხვა ვალენტოვნების ელემენტები. განსაკუთრებით ხშირად გვხვდება ეს ენდოკრიპტის დროს. აქ უფრო ხშირად ერთმანეთს ანაცვლებენ მენდელეევის ცხრილის მარცხნივ ზემოდან—მარჯვნივ ქვემოთ გადამკვეთ დიაგონალზე მოსაზღვრე ელემენტები. ვინაიდან, როგორც ჩვენ ვიცით, ამ შემთხვევაში მათი სიდიდეები განსაკუთრებით ახლოა. ამავე დროს აუცილებელია ყურადღება მივაქციოთ ერთ მნიშვნელოვან გარემოებას: უმეტეს შემთხვევაში ჩანაცვლებელ ელემენტს უფრო მაღალი ვალენტოვნება აქვს, ვიდრე ჩანაცვლებულს. ეს არის ეგრეთ წოდებული მიმართულებითი (პოლარული) იზომორფიზმის წესი. ამგვარად ინაცვლება კალციუმი იშვიათი მიწის ელემენტებით (მაგალითად, აპატიტებში), მაგნიუმი სკანდიუმით, ტიტანი ნიობიუმით და ტანტალით და ა. შ. ამ პოლარული ჩანაცვლების არსი მდგომარეობს—კრისტალური მესრის ენერჯის გაზრდაში, რომელიც მიიღება უფრო მაღალი ვალენტობის ელემენტის შესვლით, ვიდრე ჩანაცვლებული იყო. მიიღება ენერჯის ერთგვარი მოგება, რაც ილუსტრირებულია შემდეგი ცხრილით, სადაც მოყვანილია შესაბამისი ენერგეტიკული კოეფიციენტები:

ინაცვლება			ანაცვლებს.			Δ _კ (მოგება)
იონი	r _i (Å)	ჰკ	იონი	r _i (Å)	ჰკ	
Ca ²⁺	1,06	1,75	Y ³⁺	1,06	3,95	+2,20
Mg ²⁺	0,76	2,10	Sc ³⁺	0,83	4,65	+2,55
Fe ²⁺	0,83	2,12	Sc ³⁺	0,83	4,55	+2,53
Se ²⁺	0,83	4,65	Zr ⁴⁺ (Hf) ⁴⁺	0,67	7,85	+3,20
Ti ⁴⁺	0,64	8,40	Nb ⁵⁺ (Ta) ⁵⁺	0,69	13,60	+5,20
K ¹⁺	1,33	0,96	Pb ²⁺	1,32	1,65	+1,29
Na ¹⁺	0,98	0,45	Ca ⁺	1,06	1,75	+1,30

ენერჯის მოგების მნიშვნელობა კიდევ იმით მტკიცდება, რომ ენერჯეტიკულად ხელსაყრელი ელემენტის დაქვერა არ არის დამოკიდებული მის კონცენტრაციაზე ხსნარში და, მაშასადამე, არ შეიძლება აიხსნას, მაგალითად, ზენაჯერობით.

ბუნებრივია, რომ ჰეტეროვალენტური ჩანაცვლების დროს კრისტალის ელექტროსტატიკური წონასწორობა ირღვევა, ამის გამო აუცილებელია ერთგვარი ვალენტური კომპენსაცია. რიგ შემთხვევაში ეს კრისტალო-ქიმიური კომპენსაცია საქმალადა შესწავლილი. ასეთია, მაგალითად, ზემოთ ნახსენები იზომორფიზმის შემთხვევა პლაგიოკლასების ჯგუფში, სადაც უარყოფითი ერთვალენტოვანი ჯგუფის (AlSi₃O₈) ორვალენტოვანით (Al₂Si₂O₇) ჩანაცვლებასთან ერთდროულად წარმოებს ერთვალენტოვანი დადებითი ნატრიუმის ორვალენტოვანი კალციუმით ჩანაცვლება.

კომპენსაციის კარგ მაგალითს, როგორც ნ. ვ. ბელოვმა და ი. დ. ბორნემან-სტარინკევიჩმა დაგვანახეს, იძლევიან აპატიტები. აქ Ca²⁺ ინაცვლება TR³⁺, ერთდროულად ჩანაცვლება წარმოებს ანიონურ ნაწილშიაც, სადაც F¹⁻ ინაცვლება O²⁻, შედეგად აპატიტი, ფორმულის საწინააღმდეგოდ შეიცავს F-ს ნაკლებ რაოდენობას, და O-ის მეტ რაოდენობას. მაგრამ შესაძლებელია სხვა ტიპის კომპენსაციაც—სხვა სიდიდის ატომებით. ასე, გოლდშმიდტის გამოკვლევების თანახმად, ურანიინტში ურანის (1,05Å) ჩანაცვლება თორიუმით (1,10Å) უფრო ადვილად წარმოებს, თუ ერთდროულად შედიან უფრო ნაკლები ზომის იონები, მაგალითად, ცერიუმი (1,02Å) ან ტყვია (0,84Å). მაშასადამე, აქ ხდება სიერკობრივი კომპენსაცია.

სფეროების უმჭიდროეს წყობაში არის ორგვარი სიციარიელე: ტეტრაედრული და ოქტაედრული. ყოველ n სფეროზე მოდის n ოქტაედრული და 2n ტეტრაედრული სიციარიელე. NaCl-ის შესერში, სადაც ქლორის იონები უმჭიდროეს კუბურ წყობას ქმნის, ოქტაედრული სიციარიელეები დაკავებულია ნატრიუმის იონებით, ტეტრაედრული სიციარიელეები თავისუფალი რჩე-

1. Al, Fe, Cr, Mn, Ti, B, (Y), (Ce), V

I

II

III

2. Ba, Ca, Sr, | Pb

I

3. Br, J, Cl, | F, OH

I

II, III

4. V, P, As, Sb ?

I

5. Bi, Sb, As

II, III ?

6. NH₄, K, Na, Cs, Rb, | Tl, Li, H

I

II, III

7. W, Mo

I

8. Ge, Sn

I

9. Mg, Mo, Fe, Zn, Be, Cd, Cu, Ni, Co

I

II, III

10. Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Tl

I

II, III

11. Pt, Fe, Pd, Ir, Rh, Cu

III

12. Os, Ru, Rh, Ir

III

13. Ca, Mg, Mn

I

II, III

14. O, F, OH

III

15. Co, Fe, Ni

I

II

16. Si, Ti, Zr, Mn, Th ?

II, III

17. Nb, Ta

18. S, Se, Te ?

II, III

ბიან. ZnS -ის სტრუქტურაში, რომელიც შექმნილია გოგირდის იონების უმ-
ქიდროესი წყობით, ნახევარი ტეტრაედრული სიციარიელები დაკავშირებულია
თუთით, და ყველა ოქტაედრული სიციარიელები კი თავისუფალი რჩება.

აქედან გასაგები ხდება CaF_2 -ისა და YF_3 -ს შორის იზომორფიზმის შემ-
თხვევა, რომელიც ერთი შეხედვით ასეთი საკვირველი ჩანს. CaF_2 -ის სტრუქ-
ტურაში უმქიდროესი წყობის ადგილები უკავია კალციუმის იონებს; ფტორის
ანიონებს უკავია ტეტრაედრული სიციარიელები, ოქტაედრული სიციარიელები
თავისუფალი რჩება. YF_3 -ის ჯგუფით ჩანაცვლების შემთხვევაში იტრიუმის
იონები კალციუმის ადგილებს იკავენ; ვინაიდან მათ ერთნაირი რადიუსები
აქვთ ($1,06\text{\AA}$), ფტორის იონების $2/3$ ავსებენ ყველა ტეტრაედრულ სიციარიე-
ლებს, $1/3$ კი თავსდება ოქტაედრულ სიციარიელებში, რომლებიც CaF_2 -ს
დარჩა თავისუფალი. მაშასადამე, ეს არის მაგალითი ისეთი იზომორფიზმის,
სადაც სივრცის ამოვსება წარმოებს.

ვერნადსკის ემპირიული იზომორფული რიგები

ბუნებაში შემჩნეული ერთი ელემენტების სხვა ელემენტებით ჩანაცვლე-
ბის შემთხვევები, ჯერ კიდევ 1910 წელს ვერნადსკის მიერ განზოგადებუ-
ლი იყო განსაკუთრებულ იზომორფულ რიგებში (ცხრ. 26).

ვერნადსკის იზომორფული რიგები წარმოადგენენ 1910 წლამდე ცნობი-
ლი ფაქტების განზოგადებას. მას შემდეგ განვილი დროში დადგენილ იქნა
ახალი ფაქტები, რომლებიც ნაწილობრივ არ თავსდებიან ამ რიგებში, მაგ-
რამ ძირითადად უკანასკნელებს დღემდე არ დაუკარგავს თავისი მნიშვნე-
ლობა.

იზომორფული რიგების განხილვა გვიჩვენებს, რომ ისინი ცვალებადია:
ერთ თერმოდინამიკურ გარემოში ერთმანეთთან იზომორფული ელემენტები
მეორე გარემოში შეიძლება არ იყვნენ იზომორფული. შესაძლებელია გამოი-
ყოს სამი მკვეთრად განსხვავებული თერმოდინამიკური არე: I—გამოფიტვის
ქერქი (დაბალი t და p); II მეტამორფიზმის არე (მაღალი p და საშუალო
 t); III—მაგმური არე (მაღალი t და p).

როგორც წესი, ჩვენ ვამჩნევთ, რომ იზომორფული შერევის უნარი კლე-
ბულობს მაგმური პირობებიდან ზედაპირულისაკენ გადასვლის დროს. გრაფიკუ-
ლად ეს გამოიხატება იმაში, რომ ჩვეულებრივ მესამე რიგი მეორეზე განიერია,
მეორე კი—პირველზე განიერი. არის ექსპერიმენტების მთელი რიგი, რომლე-
ბიც ამ აზრს ადასტურებენ. ნ. ს. კურნაკოვის გამოკვლევების თანახმად,
კალიუმის და ნატრიუმის მარილები იზომორფულდება მაღალი ტემპერატურე-
ბის დროს, მაგრამ ჩვეულებრივ პირობებში იზომორფულ ნარევეს არ იძლე-
ვიან. იგივე უნდა ითქვას, ა. ს. გინსბერგის ცდების მიხედვით, კალციუმის
და მაგნიუმის ზოგიერთ მარილზე.

ბუნებაში იზომორფიზმის ხარისხის ასეთ შეცვლას მიყვებით თვითგაწ-
მენდის კარგად ცნობილ ფაქტამდე, როდესაც დაბალ ტემპერატურაზე წარ-
მოშობილი მინერალები მინარევებისაგან უფრო სუფთები არიან, ვიდრე
მაღალი ტემპერატურების დროს წარმოშობილი იგივე მინერალები.

იზომორფიზმზე თანამედროვე წარმოდგენების თვალსაზრისით, აღნიშნული ემპირული კანონზომიერება შეიძლება ახსნილ იქნას კრისტალური ნივთიერების შინაგანი სტრუქტურის შეცვლით, რომელიც დაკავშირებულია ტემპერატურის და წნევის შეცვლასთან, რაც იწვევს ან ეფექტური რადიუსების დაახლოებას, ან, პირიქით, განსახილველი ელემენტების შეფარდებითი განსხვავების გადიდებას: პირველ შემთხვევაში იზომორფიზმი უფრო ფართო ხდება, მეორე შემთხვევაში იზომორფიზმის ხარისხი კლებულობს. ეს აზრი მტკიცდება, მაგალითად, პოლიმორფიზმის ნოვლენებით, როდესაც გარეგანი პირობების შეცვლა (უმთავრესად ტემპერატურის), კრისტალის როგორც შინაგანი, ისე გარეგანი სტრუქტურის შეცვლას იწვევს (მაგალითად, CaCO_3 -სთვის ეს იქნება ჰექსაგონალური კალციტი და რომბული არაგონიტი).

როგორც ცნობილია, იგივე ეხება თხევად ხსნარებს: მათში ხსნადობა აგრეთვე წარმოადგენს ტემპერატურის და წნევის ფუნქციას, ჩვეულებრივ მათი გადიდებით იზრდება, დაწვეით კი—კლებულობს.

შეჩერდეთ იზომორფული ჩანაცვლების ზოგიერთ, უფრო მნიშვნელოვან მაგალითზე. დავიწყოთ იზოვალენტური რიგებიდან.

1. **ერ თ ვ ა ლ ე ნ ტ ო ვ ა ნ ი ე ლ ე მ ე ნ ტ ე ბ ი.** მაღალი ტემპერატურების დროს, როგორც აღნიშნული იყო, შემჩნეულია K და Na-ის იზომორფიზმი. ქარსებში ადგილი აქვს Rb და Cs-ის იზომორფიზმს. ატომური მესრებისათვის მნიშვნელოვანია Au და Ag-ის იზომორფიზმი, რომელიც განსაზღვრავს ამ მეტალების შესაბამისი შერეული კრისტალების ფორმას.

2. **ორ ვ ა ლ ე ნ ტ ო ვ ა ნ ი ე ლ ე მ ე ნ ტ ე ბ ი.** დედამიწის ქერქში უფრო მეტად დამახასიათებელი იზომორფული ელემენტების ჯგუფია—Mg, Ni, Co, Fe: აქ Ni და Co ენდოკრიბტულად შედიან რკინა-მაგნეზიალური სილიკატების კრისტალური მესრების კვანძებში, მაგალითად, ოლივინის. ჰიპერტენზის ზონაში, სადაც Ni და Co იცვლიან თავის ვალენტოვნებას (და შესაბამისად იონების რადიუსების სიდიდეს), იზომორფიზმი ირღვევა: აღნიშნული ელემენტები გამოიყოფიან მაგნეზიალური ქანებიდან, მიგრირებენ და შეუძლიათ მოგვეყენ საკუთარი საბადოები.

Co და Mg-ის იზომორფიზმი სილიკატებში ექსპერიმენტულად ახლახან იყო შესწავლილი ნ. ლ. დილაკტორსკის და ხ. ს. ნიკოგოსიანის მიერ. მათ მიერ იყო დამტკიცებული სილიკატურ მდნარში CoO -ს კარგი ხსნადობა და დადგენილი CoSiO_3 -ის შეზღუდული ხსნადობა დიოპსიდებში (0—45 მოლექულარული პროცენტის ფარგლებში) და ენსტატიტებში (15—35%). მიღებული იყო სუფთა კობალტის ოლივინი და დამტკიცებული იყო Co_2SiO_4 და Mg_2SiO_4 -ის ორთოსილიკატების სრული იზომორფული ხსნადობა.

ზოგიერთი შენაერთისათვის ცნობილია Ca და Mg-ის იზომორფიზმი—იზომორფიზმის დოკუმენტური წესებიდან გადახვევის ერთ-ერთი ნათელი მაგალითთაგანია. გოლდშმიდტის და ფერსმანის ფორმულირებებიდან გამომდინარეობს, რომ იონურ მესრებში იზომორფიზმი უფრო სრულად მტკიცდება იმ შემთხვევაში, თუ იონების რადიუსები ერთიმეორისაგან განსხვავდებიან არა უმეტეს 15%-ით (უმცირესის სიდიდისაგან). განსხვავება Ca (1,06Å) და Mg (0,78Å) იონების რადიუსებს შორის აღწევს 36%, ე. ი. არსებული თეორიული ნორმებით დაშვებულ განსხვავებას ორჯერ უფრო მეტად აღემატება.

შეიძლება გამოყვით Ca და Mg -ის არასრული იზომორფიზმის შემთხვევები (მაგალითად, Mg_2SiO_4 — Ca_2SiO_4 სილიკატებში) და სრული დიოქსიდ-მაგნეზიალური პიროქსენის სისტემაში, რომლებიც იძლევიან მაგარ ხსნარებს $\text{Mg}(\text{MgO})(\text{SiO}_3)_2$, და აგრეთვე დ. პ. გრიგორიევის მიერ კალციუმის ამფიბოლის და ფტორტრემოლიტის ექსპერიმენტულად შესწავლილი იზომორფიზმი, რომლებიც იძლევიან საერთო სახის $\text{Ca}_2(\text{Ca},\text{Mg})_6(\text{Si}_6\text{O}_{22})\text{F}_2$ მაგარი ხსნარების სერიას.

მეორე მხრივ ცნობილია, რომ Ca და Mg ელემენტებს, ისევე როგორც მათ ჯანგულებს და ზოგიერთ სხვა შენაერთს, იზომორფიზმი სრულიად არ ახასიათებთ. მაშასადამე, ამ შემთხვევაში იზომორფიზმი, იონების (ატომების) სიდიდებზე და ტიპზე იმდენად არ არის დამოკიდებული, რამდენადაც შენაერთის ბუნებაზე. ის თითქოს უფრო კარგადაა გამოვლინებული შემადგენლობით უფრო რთულ შენაერთებში, რომლებიც ამის გამო სფეროების უმჭიდროესი წყობის მოთხოვნილებას არ ემორჩილებიან.

კარგად არის ცნობილი მაგნიუმის და ორვალენტოვანი რკინის იზომორფიზმი სილიკატებში და კარბონატებში.

აღნიშნოთ კიდევ Pb და Sr იზომორფიზმი, რომელიც მტკიცდება იმით, რომ სტრონციუმის მინერალებში მუდამ მოიპოვება ტყვია, და კიდევ უფრო ვიწრო ფარგლებით შეზღუდული Sr -ის და Ba -ის იზომორფიზმი.

ატომური ტიპის შენებაში გვხვდება Fe , Co და Ni იზომორფიზმი. ძალიან დამახასიათებელია ის, რომ თუთიის ტყუარაში მუდამ შედის Fe და Cd (უკანასკნელისათვის სფალერიტი წარმოადგენს მნიშვნელოვან მადანს). ამავე ტიპს ეკუთვნის ან და Se იზომორფიზმი, რომლებსაც ახასიათებს როგორც ატომური, ასევე იონური ახლო რადიუსები (უკანასკნელები შესაბამისად 1,74 და 1,91 Å ტოლია).

S -სთან იზომორფიზმით აიხსნება ის, რომ სულფიდებს მუდამ თან ახლავს Se . მაგალითად, პირიტში, ჩვეულებრივ მცირე რაოდენობით (პროცენტის რამდენიმე მეათასედი ნაწილი). პირიტის გამოწვის დროს სელენი შორდება გოგირდს და ტყვიის კამერების შლამში გროვდება, სადაც მისი რაოდენობა უკვე რამდენიმე პროცენტს აღწევს, ე. ი. საწარმოო მნიშვნელობის ხდება. საინტერესოა აღნიშნოთ, რომ ტელურს, რომელიც ქიმიურად სელენის და გოგირდის ანალოგს წარმოადგენს, მაგრამ უფრო დიდი რადიუსის (2,11 Å) მქონეა, გოგირდთან იზომორფიზმის ნაკლები მიდრეკილება აქვს, რის გამო სელენისაგან განსხვავებით, როგორც ვ. ვ. შჩერბინას გამოკვლევებმა დაგვანახეს, მისი უმეტესობა კონცენტრირებულია დამოუკიდებელ მინერალებში—სხვადასხვა ტელურიდში.

3. სამვალენტოვანი ელემენტები. ძალიან კარგადაა გამოსახული Ga და Al იზომორფიზმი. ვ. მ. გოლდშმიდტმა, ვ. ვ. შჩერბინამ, ს. ა. ბოროვიკმა და სხვებმა დაამტკიცეს, რომ ვალიუმის მნიშვნელოვანი ნაწილი ალუმინის მინერალებში შედის, რომელიც მათში ჩვეულებრივ დიგროფილია პროცენტის მეათასედი, უფრო იშვიათად—მეასედი ნაწილის რაოდენო-

ბით. Al-ის იონის რადიუსთან ($0,57 \text{ \AA}$) შედარებით Ga-ის იონის რამდენიმედ უფრო დიდი რადიუსი ($0,63 \text{ \AA}$) განსაზღვრავს პირველთან შედარებით მეორის ხსნარებიდან და მდნარებიდან უფრო გვიან გამოყოფას, რაც ილუსტრირებულია რიგი ფაქტებით, რომლებიც მიგვითითებენ Ga:Al შეფარდების გადიდებას იმ მინერალებისათვის (და ქანებისათვის), რომლებიც უფრო გვიან წარმოიშვნენ. მაგალითად, გაბროსთვის Ga:Al=1:40.000, გრანიტებისათვის Ga:Al=16.000, გრეიზენისათვის Ga:Al=1:4000 და დაბალტემპერატურაიანი ღიასპორისათვის Ga:Al=1:800.

ნათლად არის გამოსახული იზომორფიზმი მალალი ტემპერატურების დროს Cr^{2+} , V^{2+} , Fe^{2+} , T^{2+} და Mn^{2+} -სთვის. მაგალითად, ურალის ტიტანო-მაგნეტიტები ჩვეულებრივ ძირითად ელემენტებთან—რკინასა და ტიტანთან ერთად იზომორფული მინარეების სახით. შეიცავენ ვანადიუმს და ქრომს.

განსაკუთრებით დამახასიათებელია იშვიათი მიწის ელემენტების და იტრიუმის იზომორფული ჯგუფი. იტრიუმის იონის რადიუსი ($1,06 \text{ \AA}$) აახლოვებს მას Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb და Lu-სთან, რომელთა იონების რადიუსები $1,11-0,99 \text{ \AA}$ ფარგლებში არიან. ერთნაირი ვალენტოვნება, ელექტრონული ორბიტების აგებულების საერთო ტიპი და იონთა რადიუსების სიახლოვე იმდენად აახლოვებს ამ ელემენტების თვისებებს, რომ ბუნებაში ყველა ისინი გვხვდებიან ერთად და ქმნიან იტრიუმის მიწების განსაკუთრებულ ჯგუფს. იშვიათი მიწების დანარჩენ ელემენტებს La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu-ის იონებს რადიუსები $1,22-1,13 \text{ \AA}$ ფარგლებში აქვთ და ისინიც გეოქიმიური თვისებებით საკმაოდ ახლო ცერეუმის ქვეჯგუფს ქმნიან. პეგმატიტური ძარღვებისათვის, ფერსმანის მიერ აღნიშნულია იტრიუმის ჯგუფის ელემენტების დაგროვება უმთავრესად ქსენოტიმში, ტორტევიტიტში და სხვა მინერალებში და ცერეუმის ჯგუფის ელემენტების აპატიტში.

4. ოთხველენ ტოვანი ელემენტები. დამტკიცებულია გერმანიუმის იონების „შენიღბვა“ სილიკატებში; რაც გამოწვეულია იონთა რადიუსების სიახლოვით (Ge=0,44, Si=0,39 \AA). ამის გამო მაგური წარმოშობის სილიკატურ ქანებში ამ ელემენტების შემცველობაში შემჩნეულია პარალელიზმი, ასე, მაგალითად, გაბროში Ge-ის შემცველობა 0,0002%-აღწევს, ნეფელინიან სიენიტებში—0,0003%, გრანიტებში—0,0005%-ს. ამის გამო ამჟამად თვლიან, რომ დედამიწის ქერქში გერმანიუმის ატომების უმეტესი ნაწილი შენიღბულია სილიკატებში.

კარგად არის შესწავლილი Re და Mo-ის იზომორფიზმი (ორთავეს $r = 0,68 \text{ \AA}$). დადგენილია, რომ რენიუმი ეკუთვნის ზედისპერსიულ ელემენტებს და ვაჟანტულია თითქმის ყველგან $n \cdot 10^{-7} \%$ -ის რაოდენობით. მისი მაქსიმალური კონცენტრაციები ნაპოვნი იყო მოლიბდენის კრიალაში, სადაც ის $2 \cdot 10^{-3} \%$ -ს აღწევს, ე. ი. უკვე საწარმოო მნიშვნელობის ხდება.

ამასვე ეკუთვნის ისეთი შესანიშნავი მაგალითი, როგორც Zr ($0,87 \text{ \AA}$) და Hf ($0,86 \text{ \AA}$) იზომორფიზმი. ეს ელემენტები იმდენად ახლო არიან ქიმიური თვისებებით, რომ მათი დანაწილება დღემდე ითვლება მეტად ძნელ ამოცანად.

ამ მიზნის გამო ჰაფნიუმი, რომელიც ცირკონის მინერალებში მნიშვნელოვანი რაოდენობით (14%/მდე) შედის, პირველად აღმოჩენილი იყო მხოლოდ 1923 წელს (გ. გევეის და დ. კოსტერის მიერ), და მანამდე კი ყველა ექსპერიმენტის დროს მას ურეველდნენ ცირკონიუმში. ცირკონიუმის და ჰაფნიუმის თვისებების სიახლოვე ხსნის დედამიწის ქერქში მათი ერთად მოპოვების მუდმივობას: ჰაფნიუმი შედის ყველა დღემდე გამოკვლეულ ცირკონიუმის მინერალებში. Hf:Zr შეფარდება დაახლოებით ყველგან ერთნაირია (1:30); ეს კიდევ უფრო ამტკიცებს, რომ მათი თვისებების სიახლოვე დაცული იყო ყველა პირობების დროს, რომლებშიც ისინი შეიძლება ყოფილიყვნენ დედამიწაზე, მათი ატომების ევოლუციის დროს. გამონაკლისს შეადგენს $Sc_2Si_2O_7$ (ტორტვეიტტი), რის შესახებაც ქვემოთ იქნება ნათქვამი. საპირა აგრეთვე აღვნიშნოთ Th(1,10Å) და Ge (1,02Å) იზომორფიზმი ცნობილი ზოგიერთ ბუნებრივ შენაერთებში.

5. ხუთვალენტოვანი ელემენტები. აქ კარგად გამოირჩევიან Ta და Nb, რომლებიც დედამიწის ქერქში მუდამ ერთად გვხვდებიან და ნაირგვარი ტანტალ-ნიობატების ფართო იზომორფულ რიგებს ქმნიან (ორთავეს $r_1=0,69\text{Å}$). ამათგან ყველაზე უფრო გავრცელებულებს—კოლუმბიტს და ტანტალიტს—ერთი და იგივე ქიმიური ფორმულა აქვთ: $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$, მხოლოდ კოლუმბიტში მეტი Nb შედის, ტანტალიტში კი—Ta. ტანტალი და ნიობიუმი ერთად გვხვდებიან არა მარტო დაგროვებაში—შესაბამისი ტანტალ-ნიობიუმის მინერალების სახით, არამედ გაფანტულ მდგომარეობაში განსაკუთრებით ტიტანის მინერალებში, სადაც ერთიცა და მეორეც ენდოკრიპტულად დამალულებია, რაზედაც ქვემოთ იქნება ნათქვამი.

6. ექვსვალენტოვანი ელემენტები. ცნობილია S (0,34Å) და Se (0,35Å) იზომორფიზმი შესაბამის სულფატებში, სადაც $(SO_4)^{2-}$ -ის და $(SeO_4)^{2-}$ -ის კომპლექსური ანიონები შედიან. აუცილებელია ამ შემთხვევის განსხვავება სულფიდებში გოჯირდის და სელინის მარტივი ორვალენტოვანი ანიონების უფრო ცნობილი ჩვეულებრივი იზომორფიზმისაგან.

გამოკვლევებით დამტკიცებულია, რომ ვოლფრამის მადნები (შეელიტში, ვოლფრამიტში, ჰიუბრენიტში) მუდამ შეიცავენ მოლიბდენს (0,1% რაოდენობით). ალბათ, აქ ადგილი აქვს W და Mo ექვსვალენტოვანი კათიონებით შექმნილ WO_4 ($r_1=3,52\text{Å}$) და MoO_4 ($r_1=3,45\text{Å}$) კომპლექსური ანიონების იზომორფიზმის შემთხვევას.

იზოვალენტური ჩანაცვლების გარდა, როგორც ჩვენ ვნახეთ, გვხვდება სხვადასხვა ვალენტობის იონთა ჰეტეროვალენტური ჩანაცვლება. იზომორფიზმის ძირითადი პრინციპები. აქაც ძალაში რჩება: ინაცვლებიან ახლო სიდიდის და ერთნაირი ნიშნის იონები, პოლარული იზომორფიზმის წესის დაცვასთან ერთად.

აქ განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს პერიოდული სისტემის დიაგონალურ რიგებს, რასაც განსაკუთრებული ყურადღება მიაქცია ფერსმანმა. საკმაოდ ბევრია ცნობილი ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის შემთხვევები. არ

შეეჩერდებით ყველაზე, მოვიხსენიებთ მხოლოდ ზოგიერთ უფრო შესწავლილ და მნიშვნელოვან შემთხვევებს.

ჩვენ უკვე აღვნიშნეთ პლაგიოკლაზებში ნატრიუმის იზომორფული ჩანაცვლება კალციუმით. დამუხტვის კომპენსაცია, როგორც ვნახეთ, წარმოებს სილიციუმის ალუმინის მიერ შესაბამისი ჩანაცვლების გზით: $Na^{+}Si^{4+} \rightarrow Ca^{2+}Al^{3+}$.

ამ ბოლო დროს ა. ი. ცვეტკოვმა უტუტო პირობებში ჯგუფისათვის, ექსპერიმენტულად დაამტკიცა სილიციუმის იზომორფულად ჩანაცვლების შესაძლებლობა არა მარტო ალუმინით (20,6%-მდე) და სამვალენტოვანი რკინით (22,1%-მდე), რაც წინათაც იყო დაშვებული, არამედ აგრეთვე სამვალენტოვანი: ქრომით (16,3%-მდე), ტიტანით (19,8%-მდე) და ვანადიუმით (15,4%-მდე). მის მიერ ნაჩვენები იყო აგრეთვე, რომ ალუმინის შემცველობის დროს დიოქსიდში მატულობს სხვა სამვალენტოვანი ელემენტების ხსნადობაც, ალბათ, იმასთან დაკავშირებით, რომ სილიციუმის ალუმინით ჩანაცვლება, მესრის დამუხტვის კომპენსაციის კანონით, ერთდროულად მაგნიუმის სამვალენტოვანი ელემენტებით ჩანაცვლებას იწვევს.

კალციუმში შეიძლება ჩანაცვლოს იშვიათი მიწები. ეს კარგად არის შესწავლილი ნ. ვ. ბელოვის და სხვა მკვლევარების მიერ აპატიტების მცვალითზე. ამ შემთხვევაში დამუხტვის კომპენსაცია ხდება ფტორის უანგბადის მიერ შესაბამისი ჩანაცვლებით, შემდეგი სქემით: $Ca^{2+}F^{-} \rightarrow TR^{3+}O_2^{-}$.

ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის კარგ მაგალითს წარმოადგენს სამვალენტოვანი სკანდიუმი (0,83Å), ორვალენტოვანი მაგნიუმი (0,78Å) და ორვალენტოვანი რკინა (0,83Å). როგორც გოლდშმიდტმა დაამტკიცა, მაგმურ ქანებში სკანდიუმის შემადგენლობა უპასუხებს მაგნიუმის შემადგენლობას (ცხრ. 27).

ძველი წარმოდგენები, მაგალითად, ბერგის, სკანდიუმის და ალუმინის ერთნახევარი უანგბდის კავშირის შესახებ, როგორც ამ ცხრილიდან ჩანს, არ მტკიცდება. ცხადია, რომ სკანდიუმის იშვიათი მინერალი ტორტვეიტტი $Sc_2Si_2O_7$, რომელიც გვხვდება სამხრეთ ნორვეგიის ზოგიერთ გრანიტულ პეგმატიტში, აგრეთვე დაკავშირებულია შემცველ გაბრო-ამფიბოლიტებთან, სადაც სკანდიუმის გადიდებული რაოდენობაა, და არა ნარჩენ პეგმატიტურ მიგმასთან. სკანდიუმის გადიდებული შემადგენლობა ვოლფრამიტებში (Sc_2O_3 , 0,51%-მდე) აიხსნება სკანდიუმის და რკინის იონთა რადიუსების სიახლოვით. ვარაუდობენ, რომ აქ სკანდიუმი გვხვდება იზომორფულად შერეული $FeWo_6$ -თან $ScNbO_6$ ან $SeTaO_6$ -ის კომპონენტების სახით.

ცხრილი 27

ქ ა ნ ი	შემადგენლობა (%)		
	MgO	Al ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃
პიროქსენიტი	20	18	0,007
ვაბრო	8	16	0,003
ბახალტი	6	17	0,001
ანდეზიტი	3	15	0,0007
გრანიტი	1		0,002

ცხრილი 28

მინერალი	Nb Ti · 1000	Ta Ti · 1000
რუტილი	0,55	0,062
ტიტანიტი	0,29	0,23
ილმენიტი	0,0024	0,0009
საშუალო	0,36	0,10

სკანდიუმთან, იონების რადიუსების სიდიდით, ახლო არის ოთხვალენტოვანი ცირკონიუმი და ჰაფნიუმი. მაგრამ პოლარული იზომორფიზმის წესით, არ შეიძლება მოველოდეთ, რომ სამვალენტოვანი სკანდიუმი შედიოდეს ცირკონიუმის მინერალებში, მაგრამ ნეგვიძლამ ველოდეთ ცირკონიუმის და ჰაფნიუმის არსებობას სკანდიუმის მინერალებში.

მართლაც გვევში დაადგინა, რომ სამხრეთ ნორვეგიის ტორტვეიტიტებში შედის ცირკონიუმის მნიშვნელოვანი რაოდენობა ($0,8-1,2\%$ ZrO_2) და უფრო მეტი რაოდენობით ჰაფნიუმი ($1,1-2\%$ HfO_2). აღსანიშნავია, რომ ტორტვეიტიტში Hf-ს რაოდენობა მეტია, ვიდრე Zr-ს რაოდენობა, ამ დროს, როდესაც ყველა შესწავლილ მინერალში შებრუნებული სურათი გვხვდება: Zr-ს შემცველობა 30-ჯერ მეტია, ვიდრე Hf-ს შემცველობა. ამას ხსნიან ტორტვეიტის წარმოშობის რალაც განსაკუთრებული პირობებით, რომლებშიც Zr და Hf-ის ქცევა რამდენიმედ განსხვავდება მათი ქცევისაგან ჩვეულებრივ პირობებში.

მრავალრიცხოვანი გამოკვლევების შედეგად დიდი ფაქტური მასალა არსებობს Ta და Nb (ორივეს $r_i = 0,69 \text{ \AA}$) ოთხვალენტოვან ტიტანთან ($0,64 \text{ \AA}$) პოლარული იზომორფიზმის შესახებ.

სხვადასხვა საბადოდან რუტილის, ტიტანიტის, პეროვსკიტის, ილმენიტის და სხვა ტიტანის მინერალების ქიმიურმა ანალიზებმა დაგვანახა მათში მულმივი შემცველობა როგორც ნიობიუმის, ასევე ტანტალის. შესწავლილ მინერალებში ატომური რიცხვების საშუალო შეფარდება ჩინს 28-ე ცხრილიდან.

ამ მონაცემების საფუძველზე თვლიან, რომ დედამიწის ქერქში ნიობიუმის და ტანტალის მეტი ნაწილი იზომორფულად დამალულია ტიტანის მინერალებში.

ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის მეორე მაგალითს წარმოადგენს სილიკონში კალიუმის ($1,33 \text{ \AA}$) მიერ ტყვიის ($1,32 \text{ \AA}$) „შეტაცემა“. დადგენილია აგრეთვე, რომ KCl-ის კრისტალებს შეუძლია შეიტაცონ ტყვია ძალიან განზავებული ხსნარებიდან, ამავე დროს ტყვიის ორვალენტოვანი იონი იკავებს ერთვალენტოვანი კალიუმის იონის ადგილს.

ოთხვალენტოვან ურანს ($1,05 \text{ \AA}$) და თორიუმს ($1,10 \text{ \AA}$) ფლუორიტში შეუძლია დაიკავონ ორვალენტოვანი კალციუმის ($1,06 \text{ \AA}$) ადგილი. მონაციტის—ცერიუმის მეტალების ფოსფატის ($CePO_4$) ქიმიური ანალიზები—თითქმის ყოველთვის გვიჩვენებენ თორიუმის არსებობას და ზოგჯერ საკმაოდ დიდი რაოდენობით. აქ, ალბათ, ჩვენ გვაქვს სამვალენტოვანი ცერიუმის ($1,18 \text{ \AA}$) და ოთხვალენტოვანი თორიუმის ($1,10 \text{ \AA}$) იზომორფიზმი.

აქამდე ჩვენ უმთავრესად ვლაპარაკობდით იზომორფიზმზე იონურ მესრებში, მაგრამ ცნობილია აგრეთვე მრავალი მაგალითი ატომურ მესრებში. ასეთი სახის უფრო ცნობილ მაგალითს წარმოადგენს პლატინის ჯგუფის ელემენტების იზომორფიზმი, რომელიც დაკავშირებულია მათი ატომური რადიუსების დიდ სიახლოვესთან; Ru, Rh, Pd, Os, Sr და Pt-ის. ისინი მერყეობენ ვიწრო ფარგლებში $1,32-1,38 \text{ \AA}$. ცნობილია ნაირგვარი ხარისხის თვითნა-

ბადი პლატინა, რომელშიც იზომორფული მინარევები მერყეობენ 8—32%-ის ფარგლებში. ყველა ამ წარმონაქმნში, რომლებსაც აქვთ წახნაგდაცენტრილი კუბის მესერი, იზომორფული მინარევების შესვლით სტრუქტურის ბუნება არ იცვლება; რამდენიმედ იცვლება მხოლოდ მისი პარამეტრები. ზემოთ ჩამოთვლილის გარდა, ცნობილია პლატინის სხვა თანამგზავრები, რომელთა ატომების სიდიდე ახლოა და ისინი მასთან ერთად იზომორფულად შედიან მაგარ ხსნარებში. ამათ ეკუთვნის: Fe (1,27 Å), Cu (1,28 Å), Ni (1,24 Å), Zn (1,37 Å) Re (1,37 Å) და სხვა. განსაკუთრებით დიდი რაოდენობით არის რკინის მინარევი, რაც შეესაბამება მის დიდ რაოდენობას მაგმურ მდნარში, საიდანაც ხდებოდა პლატინის კრისტალიზაცია. რკინის რაოდენობის მიხედვით ე. ი. ვერნანდსკი არჩევს სამი ძირითადი ხარისხის პლატინას: 1) პლატინა (Fe 6% ნაკლები); 2) პოლიქსენი (Fe 6—10%); 3) ფეროპლატინა (Fe 12—20%).

იზომორფიზმის კანონების გამოყენებამ ხელი შეუწყო პლატინის ჯგუფის ელემენტების გეოქიმიის რთულ საკითხებში გარკვევას. განსაკუთრებით დიდი ღვაწლი ამ საკითხის გადაწყვეტაში ეკუთვნის ო. ე. ზეიაგინცევი და ა. გ. ბეტებტინს.

ატომური რადიუსების სიახლოვის დროს იზომორფიზმის მეორე, ამგვარივე მაგალითს წარმოადგენენ ოქრო და ვერცხლი (ორივეს $r=1,44$ Å). ორივე ელემენტი კრისტალდება წახნაგდაცენტრილი კუბის ფორმაში. პრაქტიკულად ჩვენ მუდამ საქმე გვაქვს მაგარ ხსნარებთან, რომლებშიც გამოვლინებულია ამ ელემენტების უსაზღვრო იზომორფული შერევა. ამის გამო აქაც გამოიყოფა: 1) ჩვეულებრივი ოქრო, სადაც Ag-ი 6%-ს არ აღემატება; 2) ელექტრუმი, სადაც ოქროს და ვერცხლის ატომების შეფარდება მერყეობს 2,5 : 1—1 : 1 (18—63% Ag); 3) კიუსტელიტი—ვერცხლი, რომელიც შეიცავს Au-ს 20—28%-ს; 4) ვერცხლი, სადაც Au შედის 10%-მდე.

კარგად არის აგრეთვე ცნობილი თუთიის ტყუარაში რკინის, კადმიუმის და ინდიუმის მუდმივად მოპოვების ფაქტები. აქ ჩვენ საქმე გვაქვს სულფიდურ-შეტალური ტიპის შენებასთან, ამავე დროს აღნიშნული ელემენტების ერთად მოპოვება, ალბათ, მათი ატომური რადიუსების (Fe—1,27; Zn—1,37; Cd—1,52; In—1,57) სიახლოვიანობასთან. კადმიუმის და ინდიუმის ქცევის გასაგებად, იზომორფიზმის ამ შემთხვევას აქვს განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა: ერთსაც და მეორესაც შეუძლია დაგროვდეს თუთიის მატყუარაში საწარმოო რაოდენობით; ამის გამო ამ ელემენტების მისაღებად თუთიის მადნები წარმოადგენენ საწყის ნედლეულს.

ყველა ზემონათქვამიდან შეიძლება გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ ისეთი რთული შენაერთების განხილვისას, როგორც არიან, ჩვეულებრივ, ბუნებრივი მინერალები, აუცილებელია განსაკუთრებით დიდი ყურადღება მიექცეს იონების დაჯგუფებას მათი შეფარდებითი სიდიდის მიხედვით. მინერალთა ფორმულების წერის ძველი ხერხები, როდესაც ელემენტების დაჯგუფება ხდებოდა მხოლოდ ვალენტოვნების მიხედვით, კრისტალოქიმიის თვალსაზრისით ხშირად სინამდვილეს არ შეეფერება; იზომორფული ჩანაცვლება უპირველეს ყოვლისა დამყარებულია კრისტალის მაშენი ერთეულების სიდიდებზე. ფორმუ-

ლების არასწორი წერა ამა თუ იმ ანალიზების ახსნაში ხშირად იწვევდა გაუგებრობას. ასე, მაგალითად, ტიტანო-სილიკატების გამოანგარიშების დროს ერთ ფრჩხილებში ათავსებენ Ti და Si-ს, ვინაიდან თვლიდნენ, რომ მათ შეუძლია იზომორფულად ჩანაცვლონ ერთმანეთი, იმ დროს, როდესაც ამ ორ ელემენტს შორის იზომორფიზმში არ არსებობს, ვინაიდან მათი იონების რადიუსები ძალიან განსხვავდებიან (Si-სთვის $r_i=0,39$ და Ti-სთვის $r_i=0,64$).

მართლაც, ახლახან ა. ი. ცვეტკოვმა ექსპერიმენტულად აჩვენა უტუტო პირობებში სილიციუმის ოთხვალენტოვანი ტიტანით შეზღუდული რაოდენობით ჩანაცვლების შესაძლებლობა $15,1\%$ -მდე, მაგრამ, ალბათ, ეს კერძო შემთხვევაა.

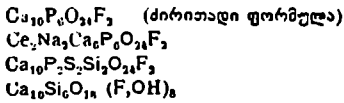
ამის გამო განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება მახაჩკის, ი. დ. ბორნემან-სტარინკევიჩის და სხვების შეხედულებას, რთულ სისტემაში ელემენტების დაჯგუფებას იონთა რადიუსების სიდიდის მიხედვით. ამ შეხედულებების თანახმად, მაგალითად, აპატიტის ფორმულა შეიძლება გამოსახულ იქნას ამგვარად: $A_2B_2X_{12}$, სადაც $A=Ca, Ce, Na$ და სხვ. $B=P, S, Si, X=F, O, OH, Cl$. მონაციტის შესაბამისი ფორმულა იქნება: ABO_4 , სადაც $A=Ce, Th, B=Si, P$. ორტიტის რთული შემადგენლობა შეიძლება გამოსახულ იქნას ასეთი ფორმულით: $A_2B_2Si_2X_{12}$, სადაც $A=Ca, La, Ce, B=Al, Fe, Mg, X=O, OH, F$. თითოეული სიმბოლო (A, B, X) აერთიანებს იონთა რადიუსების სიდიდით ახლო ელემენტების რიგს, რომლებსაც უნარი აქვთ კრისტალურ მესრებში შეცვალონ ერთმანეთი.

სწავლობდა რა ტიტანო-სილიკატების (სფენის, ფერსმანიტის და სხვ.) და აგრეთვე აპატიტის იზომორფიზმს, ამ მინერალების ზუსტი ქიმიური ანალიზების გზით, ი. დ. ბორნემან-სტარინკევიჩი იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ მათი ფორმულები შეიძლება დაყვანილ იქნენ მოლეკულების ფორმულების ჯამამდე. მოლეკულები ახლო არიან სიდიდით და ამიტომ აზომორფულებია. ასეთი მიდგომა უზრუნველყოფს იზომორფიზმის ძირითადი წესების — დადებითი და უარყოფითი დამუხტვის ტოლობის შესახებ, რომელსაც ხშირად უგულვებელყოფენ, როდესაც ლაპარაკობენ იზომორფულ ჩანაცვლებაზე მინერალის ცალკე კათიონურ და ცალკე ანიონურ ნაწილებში.

ამგვარად, სფენის შემადგენლობა, რომელიც, ძირითადი კომპონენტების ($CaTiSiO_5$) გარდა, შეიცავს ტუტეებს, ნიობიუმს, იშვიათ მიწებს და რკინას ი. დ. ბორნემან-სტარინკევიჩის მიხედვით, შეიძლება დაყვანილ იქნას სამ მოლეკულამდე $CaTiSiO_5 + NaNbSiO_5 + TRFeSiO_5$, სადაც ორ უკანასკნელს აქვს დამორჩილებული მნიშვნელობა.

ამგვარადვე, ახლახან აღმოჩენილი ახალი რთული მინერალის ფერსმანიტის ფორმულაში ის გამოჰყოფს მთავარ იზომორფულ მოლეკულებს Na_2NbSiO_5F და $CaTiSiO_5$ და დამორჩილებულებს: $CaNaNbSiO_5, CaNaTiSiO_5F, CaMnTiSiO_5$ და $CaHTiSiO_5F$.

კიდევ უფრო რთული აღმოჩნდა ფტორო-აპატიტის ფორმულა, სადაც საკირო აღმოჩნდა ერთმანეთთან იზომორფული შვიდი სხვადასხვა მოლეკულის გამოყოფა, მათ რიცხვში:



ეს ფორმულები მართლა გამოხატავენ სხვადასხვა აპატიტის რთულ შემადგენლობას, რომელსაც წინათ ხელოვნურად ამარტივებდნენ; მინერალოგიის სახელმძღვანელოებში აპატიტის ფორმულები ითვალისწინებდნენ მხოლოდ მის მთავარ კომპონენტებს და უგულებელყოფდნენ რიგ ელემენტებს, რომლებიც მასში შედიან უფრო მცირე რაოდენობით.

ამრიგად, ი. დ. ბორნემან-სტარინკევიჩის წინადადება რთული მინერალების ქიმიური ფორმულების დაწერის ხერხის შესახებ, დამყარებულია კლასიკურ წარმოდგენაზე იზომორფიზმის შესახებ, სახელდობრ, ერთნაირი ტიპის მოლეკულების თვისება—შექმნან მაგარი ხსნარები. ამ წარმოდგენის თანახმად, იზომორფიზმისათვის აუცილებელია, ჯერ ერთი, მოლეკულები მათი შემქმნელი იონების სიდიდის მხრივ ახლო უნდა იყვნენ ერთმანეთს შორის, და მეორე, ის, რომ ჰეტეროვალენტური ჩანაცვლებები მინერალის კათიონურ ნაწილში კომპენსირებული უნდა იყოს შესაბამისი ჰეტეროვალენტური ჩანაცვლებებით ანიონურ ნაწილშიაც.

ეს მეთოდი შეიძლება გამოყენებულ იქნას, როგორც შემამოწმებელი, განსაკუთრებით ჰეტეროვალენტური იზომორფიზმის შემთხვევების განხილვის დროს. რასაკვირველია, ამასთან ექვს გარეშე უნდა იყოს, რომ საანალიზო მინერალი არ წარმოადგენს ამა თუ იმ ფორმულებით გამოსახული მინერალების მექანიკურ ნარევს. მაგრამ ეს პირობა საერთოდ აუცილებელია ყველა კვლევის დროს, რაც დაკავშირებულია მინერალების ქიმიური ბუნების დადგენასთან.

ჩვენ ვნახეთ, რომ იონების იზომორფული ჩანაცვლების დროს კრისტალური მესერი შეიძლება უმნიშვნელოდ შეცვლილი დარჩეს. ამავე დროს მესერში უფრო მაღალი ვალენტობის იონთა (დაბალი ვალენტობის იონთა ნაცვლად) შესვლა ადიდებს მესრის ენერჯიას, მესერს ქმნის უფრო მდგრადს, ე. ი. უფრო მაგარს, ძნელად ხსნადს, ძნელად დნობადს და ა. შ. შებრუნებული სურათი მიიღება მაღალი ვალენტობის იონების, დაბალი ვალენტობის იონებით ჩანაცვლების დროს.

ეს მოსაზრებები საფუძვლად დაედო სტრუქტურების მოდელთა აგებას, რაც დამუშავებული იყო გოლდშმიდტის მიერ რიგ კონკრეტულ მაგალითებზე. მაღალი ვალენტობის ელემენტთა შენაერთებს განსაკუთრებით Si, Ti, Zr, Ta და სხვ. ისეთი მდგრადი კრისტალური მესერი აქვთ, რომ მათზე ექსპერიმენტის ჩატარება ძნელია. აქედან იქმნება მათი კრისტალოქიმიური ანალიზების მიღების აუცილებლობა, რომლებიც შეიძლება თავისებურ „მოდელებად“ გამოვიყენოთ. სწორედ ასეთი მოდელები კიდევაც იყო მიღებული მაღალვალენტოვანი ელემენტების დაბალვალენტოვნებით ჩანაცვლების გზით, მხოლოდ ეს იონები სიდიდით ახლო მდგომნი იყვნენ. რასაკვირველია, ეს ჩანაცვლება აუცილებელია ჩავატაროთ სათანადო წესის დაცვით, სახელდობრ, ის, რომ კათიონების დამუხტვის შემცირება კომპენსირებული უნდა იყოს შენაერთის ანიონურ ნაწილში დამუხტვის ასეთივე შემცირებით.

ასეთი შენების მაგალითად შეიძლება განვიხილოთ 29-ე ცხრილში ნაჩვენები შენაერთები.

მეორე მაგალითად შეიძლება განვიხილოთ უფრო რთული შენაერთების წყვილი:

Ca	Mg	Si ₂	O ₆	Na	Li	Be ₂	F ₆
1,06Å	0,78Å	0,59Å	1,32Å	0,98Å	0,78Å	0,34Å	0,33Å

ცხრილი 29

შენაერთის თვისებები	Zn ₂ Si O ₆			Li ₂ Be F ₆		
	0,83 Å	0,59 Å	1,32 Å	0,78 Å	0,34 Å	1,33 Å
კრისტალოგრაფიული ტყეალობა ოპტიკური	რომბოედრული შენება პრიზმული პრიზმის და ბაზისის მიმართ					
სიმაგრე	+ ორმაგი გარდატეხა საქმაოდ სუსტი			+ ორმაგი გარდატეხა ძალიან სუსტი		
ლღობის ტემპერატურა ხსნალობა	5,5 1510° უხსნადი			3,8 470° ადვილად ხსნადი		

პირველი შენაერთი მდგრადი და უხსნადია, მეორე ადვილად ხსნადი.

სტრუქტურის მოდელებს შეიძლება მნიშვნელობა ჰქონდეთ პრეპარატულ ქიმიაში, მაგარი შენადნობების შექმნის საქმესა და მეცნიერებისა და ტექნიკის სხვა დარგებში.

იზომორფული ნარკვევის დაშლა

ამა თუ იმ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში წარმოშობილი და ამ პირობებში მდგრადი იზომორფული შენაერთები, როდესაც ამ პირობებიდან მოხვედებიან სხვა პირობებში, არამდგრადები ხდებიან და იშლებიან.

ვერნადსკის ემპირიული იზომორფული რიგების მაგალითზე და ამჟამად ცნობილ სხვა მრავალ მაგალითებზე ადვილი დასანახია, რომ იზომორფული შერევის ხარისხი დამოკიდებულია კრისტალური მესრების წარმოშობის პირობებზე. როგორც წესი, ურთიერთიზომორფული ხსნადობა მაღალი ტემპერატურის და წნევის დროს გაცილებით უფრო მეტია, ვიდრე დაბალის დროს. ეს იმას ნიშნავს, რომ კომპონენტებს, რომლებიც იზომორფულად ანაცვლებდნენ ერთმანეთს მაღალი ტემპერატურის და წნევის დროს, არ შეუძლიათ ერთმანეთის ჩანაცვლება დაბალი ტემპერატურის დროს, რის შედეგად შესაბამისი იზომორფული ნარევის დაშლა უნდა მოხდეს.

შეცვლილი პირობების დროს, მაგარი ხსნარების დაშლის მაგალითად შეიძლება განვიხილოთ პერტიტები—ორთოკლასის და ალბიტის კანონზომიერი შენაზარდები, როგორც კალიუმ-ნატრიუმის მინდვრის შპატის დაშლის შედეგი. მაგარი ხსნარების დაშლის ანალოგიური მაგალითების დიდ რიცხვს იძლევა სულფიდური მინერალების მიკროსკოპული შესწავლა, როგორიც არის, მაგალითად, ქალკოპირიტი-პიროტინი, სტანინი-სფალერიტი, ვალენიტი-არგენ-

ტიტი და სხვა მრავალი. აქაც შესაბამისი მაგარი ხსნარების დაშლის დროს წარმოიშებიან კანონზომიერად ორიენტირებული წარმონაქნები ერთი მიწერალისა მეორეში.

ზემოთ აღნიშნული მაგარი ხსნარების დაშლის შემთხვევები დაკავშირებულია სისტემის ტემპერატურის შეცვლასთან, სახელდობრ მის დაწვევასთან, რამაც გამოიწვია მაგარ ხსნარში კომპონენტების ხსნადობის შემცირება.

იზომორფული ნარევების დაშლის მეორე მნიშვნელოვან მიზეზს წარმოადგენს იმ ელემენტების ვალენტობის შეცვლა, რომლებსაც მისი შეცვლის უნარი აქვთ. ეს იწვევს იონთა რადიუსების შეცვლას და იზომორფიზმის ძირითადი პირობების—იონთა სიდიდის სიახლოვის დარღვევას.

ამგვარად ხდება, მაგალითად, ქანგვის ზონაში ოლივინის კრისტალური მესრიდან რკინის, მანგანუმის, კობალტის და ნიკელის გამოყოფა, რომლებიც დაქანგვის ხარისხის გადიდებასთან დაკავშირებით ხდებიან არაიზომორფული მაგნიუმთან, რომელთანაც დასაწყისში იზომორფულები იყვნენ.

რიგი მინერალების დაქანგვის დროს, განსაკუთრებით სულფიდების, შემჩნეულია ატომური ან ატომურ-იონური მესრების ტიპურ იონურში გადასვლა. ამასთან დაკავშირებით, ატომურ მესრებში იზომორფული ელემენტები იონურ მესრებში არაიზომორფულნი ხდებიან და შორდებიან ერთმანეთს. ამით შეგვიძლია ავხსნათ მიმქრალი მადნების დაქანგვის დროს მრავალრიცხოვანი იზომორფული მინარევების დანაწილება, თუთიის, გალიუმის და სხვა ელემენტების დანაწილება სფალერიტის დაქანგვის დროს და ა. შ.

იზომორფული მინარევების დანაწილება შესაძლებელია აგრეთვე მიწერალის გახსნის დროსაც მოხდეს იმ შემთხვევაში, თუ ელემენტების ქიმიური თვისებები ამა თუ იმ მხრივ ნაირგვარი აღმონდებიან: თვისებების ეს სხვადასხვაობა გამოიწვევს მიგრაციის გზების განსხვავებას, ე. ი. საბოლოოდ ელემენტების დანაწილებას.

რიგ შემთხვევაში იზომორფული ელემენტების დანაწილება პრაქტიკულად მნიშვნელოვან შედეგებს იძლევა, რადგან ზოგჯერ წარმოშობს ზოგიერთი ელემენტის საწარმოო კონცენტრატებს. კონცენტრაციის ეს პროცესები ვანსაკუთრებით ფართოდ არის გამოვლინებული ჰიპერგენეზისის ზონაში. ასე, მაგალითად, ულტრა ფუძე ქანებში შემაველი იზომორფული ელემენტების გამოთიქვისა და დანაწილების შედეგად წარმოიშევა რკინის, მაგნიუმის, ნიკელის, ზოგჯერ საწარმოო მნიშვნელობის მეორადი საბადოები.

ქიმიური ელემენტების მიგრაცია

გეოქიმია, როგორც მეცნიერება, ახდენს ელემენტების მოძრაობის შესწავლას სივრცესა და დროში, ე. ი. შეისწავლის მათ დინამიკას. ელემენტთა ატომები იმყოფებიან განუწყვეტლივ მოძრაობაში და გაივლიან ნივთიერების მდგომარეობის სხვადასხვა ფორმის, რომლებიც განისაზღვრება გარემოს თერმოდინამიკური მდგომარეობით. ასეთთა მაგმური მდნარის, კრისტალური ნივთიერების, წყლის ხსნარის, ცოცხალი ორგანიზმის, გაფანტვის და სხვა მდგომარეობანი. ჩვენ კარგად ვიცით, რომ დედამიწაზე სხვადასხვა ელემენტის ატომების თანამედროვე განაწილება განსხვავდება მათი განაწილებისაგან წარსულში, მომავალშიაც ის სხვაგვარი იქნება.

ამგვარად, განსაზღვრული მაგმური მდნარიდან, მისთვის დამახასიათებელი ქიმიური შემადგენლობით, განსაზღვრულ სტადიაზე წარმოიშებიან ქანები და ჰიდროთერმული საბადოები განსაკუთრებული ქიმიური შემადგენლობით, რომლებიც განსხვავდებიან საწყისი მაგმის შემადგენლობიდან. გეოლოგიური პროცესების შედეგად ეს ქანები და ჰიდროთერმული საბადოები ხვდებიან დედამიწის ზედაპირის თერმოდინამურ გარემოში, ე. ი. მათი წარმოშობის პირობებიდან განსხვავებულ პირობებში. აქ ისინი ხდებიან არამდგრადები და ცდილობენ რა შეეგუონ ახალ გარემოს, განიცდიან როგორც ფიზიკურ, ისე ქიმიურ ცვალებადობას, რომლის შედეგად წარმოიშებიან პროდუქტები, რომლებიც შემადგენლობით განსხვავდებიან საწყისი ქანებიდან და ძარღვული საბადოებიდან (კაოლინი, რკინისა და ალუმინის ჰიდრატები, კარბონატები, სულფატები და სხვ.).

მოყვანილ მაგალითში აღნიშნულია ელემენტების სხვადასხვა ასოციაციის სამი ტიპი, მათი მოპოვების სამი სხვადასხვა ფორმა გამოყოფილი დროის ხანგრძლივი შუალედებით, რომელთა განმავლობაში ხდება ნელი, მაგრამ გარემოს პირობების უწყვეტი ოდენობითი ცვალებადობა და მასთან დაკავშირებით ატომების ესა თუ ის გადაადგილება, ვიდრე ამ ოდენობით ცვალებადობას არ მიჰყავდათ ატომები ახალ თვისებით მდგომარეობამდე და ატომების ამ გადაადგილებას კი ელემენტების სხვადასხვა ასოციაციის წარმოშობამდე.

დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების გადაადგილებას, რომლის შედეგად ხდება მათი გაფანტვა ან კონცენტრაცია, ეწოდება მიგრაცია.) სავ-

სებით ნათელია, რომ მიგრაციას მიეყვება მოცემულ უბანში ელემენტების კონცენტრაციის შეცვლამდე, იზრდება (თუ მიგრაცია მიმართულია მოცემული უბნისკენ) ან მცირდება (თუ მიგრაცია მიმართულია მოცემული უბნიდან გარეთ), ასე, მაგალითად, ტყვისა და თუთიის ხსნარის მიგრაციამ მოცემულ ნაპრაღში შეიძლება მიგვიყვანოს ელემენტების მაღალი კონცენტრაციით ტყვია-თუთიის საბადოს წარმოშობამდე. პირიქით, ზედაპირული პროცესები გამოიწვევს ტყვისა და განსაკუთრებით თუთიის გამოტანას ამ საბადოდან, ე. ი. მათ გაფანტვას.)

ელემენტების მიგრაციის საკითხები ეკუთვნის პეტროგრაფიის, მინერალოგიის, მადნეული საბადოების სწავლების, ნიადაგთმცოდნეობის და სხვათა მნიშვნელოვან პრობლემებს, მაგრამ თითოეული ამ მეცნიერებათაგანი ჩვეულებრივ დაინტერესებულია მხოლოდ ატომის ხანგრძლივი და რთული გზის ერთი რომელიმე განსაზღვრული უბნით. დედამიწაზე ატომის მიგრაციის მთელი ისტორიის შესწავლა—ეს უკვე გეოქიმიის ამოცანაა. შემდეგში ჩვენ განვიხილავთ ატომის მიგრაციის ზოგიერთ მაგალითს, ახლა კი შევეცადოთ დავადგინოთ ძირითადი კანონები, რომლებიც განსაზღვრავენ ელემენტების მიგრაციას, იწვევენ ატომების გადაადგილებას.

ნათელია, რომ ატომის ქცევა ბუნებაში განისაზღვრება როგორც თვით ატომების თვისებებით, ისევე მიგრაციის გარე პირობებით. ცხადია, რომ ერთი და მეორეც მკიდრო კავშირში არიან: ატომის თვისება შეიძლება გამომეტყველდეს მხოლოდ გარემოს შესაფერის პირობებში.

მიგრაციის მრავალგვარი ფაქტორი, ფერსმანის თანახმად, პირობითად იყოფა ორ ძირითად ჯგუფად: 1) შინაგანი ფაქტორები, რომლებიც დაკავშირებულია ატომების თვისებებთან და მათ შენაერთებთან და 2) გარეგანი ფაქტორები, რომლებიც განსაზღვრავენ იმ გარემოს, რომელშიაც იმყოფება ატომი.

ასეთი დანაწილება არ არის სრულყოფილი: ერთი მხრივ, როგორც აღნიშნული იყო, შინაგანი ფაქტორები (ატომის თვისება) შეიძლება გამოვლინდნენ მხოლოდ ამა თუ იმ გარეშე პირობების არსებობისას; მეორე მხრივ, მთელ რიგ შემთხვევებში, როგორც შემდეგში დავინახავთ, ფაქტორის მიკუთვნება ამა თუ იმ ჯგუფზე მხოლოდ პირობითად შეიძლება. მიუხედავად ამისა, ეს დაყოფა ჩვენს მიერ მიღებულია, ვინაიდან მიგრაციის ფაქტორების უფრო სრულყოფილი კლასიფიკაცია ჯერ არ არსებობს.

მიგრაციის შინაგანი ფაქტორები

შინაგან ფაქტორებს შორის, ფერსმანის თანახმად, ჩვენ შეგვიძლია გამოვყოთ: 1) შეკავშირების თვისებები; 2) შენაერთების ქიმიური თვისებები; 3) იონების ენერგეტიკული თვისებები; 4) ატომების გრავიტაციული და 5) რადიაქტიური თვისებები.)

1. შეკავშირების თვისებები. ეს თვისებები მდგომარეობენ ელემენტის ან მისი შენაერთის უნარში—წინააღმდეგობა გაუწიოს იმ ძალებს, რომლებიც მიმართულია მისი ატომის (იონის, მოლეკულის) გასათიშად. ეს ძალები შეიძლება უბრალოდ მექანიკური იყოს, რომლებიც გამოიწვევენ

დაქუცმაცებას და გაფხვიერებას, რასაც, მაგალითად, ჩვენ ვხედავთ დედამიწის ზედაპირზე, ოქროს, პლატინის, კასიტერიტის, შველიტის და სხვა ქვიშრობების წარმოშობის დროს.)

თვისებები, რომლებზეც არის ლაპარაკი, მქიდროდაა დაკავშირებული კრისტალური მესრის ენერჯიასთან. როგორც კანონი, უდიდესი მექანიკური სიმტკიცე ახასიათებს შენაერთებს მაღალ P -ს მქონეთ, ე. ი. უმთავრესად მაღალვალენტოვანი კათიონების შენაერთებს: Si^{4+} , Sn^{4+} , W^{6+} და სხვ.

სითბო მოქმედებს როგორც უნივერსალური ფაქტორი, რომელსაც ბოლოს და ბოლოს მივეყვართ აგრეგატული მდგომარეობის შეცვლამდე. მყარი კრისტალური ნივთიერება გადადის თხევადში, თხევადი—აირადში, აირადი მოლეკულები—ატომებში, და ეს უკანასკნელები—იონებში პირველი ორი შემთხვევა ჩვეულებრივია დედამიწისათვის, მეორე ორისათვის იგულისხმება უფრო მაღალი ტემპერატურები, რომლებიც ძნელად თუ მიიღწევა დედამიწაზე, მაგრამ ჩვეულებრივია მზისა და სხვა ვარსკვლავებისათვის.

თერმული თვისებების მიხედვით ყველა ელემენტი შეიძლება დანაწილებულ იქნას რამდენიმე ჯგუფად:

ა) აქროლადი აირები (He , Ar , N , O და სხვ.)—დნობის და დუღილის დაბალი ტემპერატურებით, ძალიან მოძრავნი არიან და ადვილად განიცდიან მიგრაციას;

ბ) მოძრავი მეტალოიდები (P , Cl , F , S , I)—სხვა ელემენტებთან ადვილად აქროლად შენაერთებს იძლევიან, მაგალითად, ვულკანური პროცესების, პნევმატოლიზის და სხვა პროცესების დროს, ამ ფორმაში ისინი ადვილად განიცდიან მიგრაციას. აქ განსაკუთრებით დიდი როლი აქვს მოლეკულარულ მესრებს;

გ) ტუტე და ტუტემიწა მეტალები—ადვილად იძლევიან მდგრად, ძნელად აქროლად ყანგეულებს და ქალოგენურ შენაერთებს;

დ) აქროლადი მეტალები (Hg , In , Tl , Bi), რომლებიც ადვილად გადადიან აირად მდგომარეობაში და რის გამოც, მაგალითად, მაგმის პირობებში ადვილად განიცდიან მიგრაციას;

ე) ჩვეულებრივი მეტალები (Fe , Ni , Co , Cu , Pb და სხვ.)— $2000-3500^{\circ}$ დუღილის ტემპერატურით; დედამიწის ქერქის პირობებში არაქროლადები, მაგრამ ვარსკვლავთა ატმოსფეროს პირობებში (და კერძოდ მზის ზედაპირზე) იმყოფებიან ორთქლისებრ მდგომარეობაში. ამ მეტალების რიგი შენაერთები მეტალოიდებთან წარმოადგენენ საკმარისად აქროლადებს;

ვ) უფრო ძნელად აქროლადი ელემენტები (Pt -ჯგუფის, W , C)—თავისუფალ მდგომარეობაში, მაგრამ ამავე დროს იძლევიან ზოგიერთ აქროლად ნერთს (CO , WCl_6 და ა. შ.).

ელემენტთა დნობის და დუღილის ტემპერატურები წარმოადგენენ მათი ატომის აღნაგობის ფუნქციას, ხოლო ამ ტემპერატურების ცვლილების მსვლელობა გვიჩვენებს განსაზღვრულ პერიოდულობას, რომელიც სავსებით ეთანაბრება მენდელეევის ცხრილის პერიოდულობას: ისინი იზრდებიან ელემენტის ვალენტოვნების ზრდასთან ერთად; ამ დროს უფრო მაღალი წერ-

ტილები ემჩნევა 4, 5 და 6 ვალენტოვან ელემენტებს, ყველაზე უფრო დაბალი—ნულოვანი ჯგუფის ელემენტებს (კეთილშობილი აირები).

ცხადია, რომ დნობის და დუღილის ტემპერატურებში განსხვავებას ელემენტები მიჰყავთ მიგრაციამდე და გათიშვამდე მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ მოცემულ პირობებში ელემენტები არ იძლევიან მდგრად ქიმიურ შენაერთებს. პრაქტიკულად კეთილშობილი აირებისათვის ეს შემთხვევა ჩვენ გვაქვს დედამიწაზე და სამყაროს სხვა სხეულებზე გაბატონებულ, ყოველგვარ ტემპერატურის დროს; Hg, Bi, As-სათვის ხშირად მაგმურ და ჰოსტმაგურ პირობებში, უმრავლესობა სხვა ელემენტებისათვის—მხოლოდ ძალიან მაღალი ტემპერატურის დროს, როდესაც დაბალი ტემპერატურისათვის ჩვეულებრივი შენაერთები ხდებიან არამდგრადები, ე. ი. დედამიწის გეოლოგიურის წინა ვარსკვლავურ სტადიაში, ხოლო ახლა კი შესაძლებელია დედამიწის გავარყა-რებული ცენტრალური ნაწილის პირობებში.

ზედა გეოსფეროებში გაბატონებულ ტემპერატურებში ელემენტების უმრავლესობა იმყოფება ქიმიური შენაერთების სახით. ამის გამო ამ გეოსფეროებში მიგრაციის საკითხის გადასაჭრელად ჩვენ უმთავრესად ანგარიში უნდა გავუწიოთ არა ელემენტების, არამედ შენაერთების შეკავშირების თვისებებს.)

ამ თვალსაზრისით ვასაგებია, რომ სწორედ ჟანგულებს, სილიკატების, სულფიდების და სხვა შენაერთების ლობის ტემპერატურები განსაზღვრავენ, მაგალითად, მაგმური პროცესის დიფერენციაციის დროს ელემენტების განაწილებას; ძნელად ლობადი შენაერთები მდნარიდან გამოიყოფიან პირველ რიგში, ხოლო ადვილად ლობადები—შეიძლება კიდევ დიდხანს დარჩნენ მდნარში მიგრაციის ეს ფაქტორი თავის გამოვლინებას პოულობს ერთიანი მაგმური კერიდან მაგმური ქანების წარმოშობის თანმიმდევრობაში.

ი. ფობტის თანახმად, ზოგიერთი ქანის გამყარების ტემპერატურების მაგალითები ასეთია: დუნიტის 1500—1600°, პერიდოტიტის 1400°, გაბროსი 1250°, დიორიტის 1200°, გრანიტის 1000°.

იმავე თანმიმდევრობით მიმდინარეობს ერთიანი ფუძე მაგმიდან ქანების ნორმალური თანმიმდევრობითი კრისტალიზაცია.

აგრეთვე დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს მთელი რიგი შენაერთების აქროლადობას, განსაკუთრებით ქლორიდების და ფტორიდების, რომელთა მაგალითები მოყვანილია 30-ე ცხრილში (როდესაც $p=1$ ატმ).

აუცილებელია ბაზი ვაგვას, რომ ამ ჰალოგენიდების უმრავლესობა ადვილად განიცდის ჰიდროლიზს. ასეთი ჰიდროლიზი აირად ფაზაში, მინერალოგიაში ცნობილია პნევმატოლიზის სახელწოდებით.

მძიმე მეტალების აქროლადობა გამოიყენება ანალიზურ ქიმიასა და მეტალურგიაში (მადნების ქლორირება).

ქლორიდების, ფტორიდების და, შესაძლებელია, სხვა შენაერთების ქლორადობით გამოწვეულია პნევმატოლიტების მოშორება მაგმის ძირითადი, ძნელად აქროლადი მასიდან, რომლებიც იწვევენ პნევმატოლიტურ და ბუნებრივად მათ შემდეგ მომდევნო ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობას.

აირების და ორთქლის ურთიერთქმედების ან გარემომცველ ქანებზე მოქმედების შედეგად პნევმატოლიტური მინერალების წარმოშობის რეაქციები საკმაოდ კარგად არიან შესწავლილი. ასეთებია, მაგალითად, კემატიტის და კასიტერიტის წარმოშობის რეაქციები:



მსგავსი რეაქციების დროს წარმოშობილი ფტორ-წყალბადი ენერგიულად ცვლის გარემომცველ ქანებს, მაგალითად, გრანიტს აქცევს გრეიზნად.

მინერალთა წარმოშობის ეს და სხვა მრავალი რეაქცია შესწავლილია არა თუ მხოლოდ ექსპერიმენტულ ლაბორატორიულ პირობებში, არამედ ზოგიერთი ვულკანის ამოფრქვევის დროს გამოყოფილ მრავალ აქროლად შენეერთზე უშუალო დაკვირვების გზითაც.

თერმულ თვისებებთან დაკავშირებით ისმება საკითხი ეგრეთ წოდებულ გეოლოგიურ თერმომეტრებზე. ესენი ჩვეულებრივ მინერალებია, რომლებისთვის ცნობილია წარმოშობის (დნობის) ტემპერატურა, ან პოლიმორფული გარდაქმნის ტემპერატურა. მაგალითად, ეგირინის— $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ —ლობის ტემპერატურა— დაახლოებით 1000°ზეა , მაშასადამე, ეგირინის შემცველი ნეფელინიანი სიენიტების წარმოშობა ხდება არა უმეტეს ამ ტემპერატურისა. აგპაიდური რიგის ნეფელინიანი სიენიტების წარმოშობის ტემპერატურის გრადუირებას შეეღის რამზაიტი — $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$ (580°). გრანიტული პევმატიტების წარმოშობის პირობების ტემპერატურის რესტავრაციის დროს განსაკუთრებით გამოსადეგი გამოდგა α კვარცის β კვარცში გადასვლის წერტილი (575°). გადასვლის სხვა წერტილებიდან შეიძლება აღვნიშნოთ არაგონიტის გადასვლა კალციტში (410°), მარკაზიტისა პირიტში (450°), ენსტატიტისა კლინოენსტატიტში ($1260-1290^\circ$) და ა. შ.

წნევის გადიდებასთან გადასვლის წერტილები რამდენადმე გადაადგილდებიან ზევით. ასე, კვარცისათვის გვაქვს:

ც ხ რ ი ლ ი 30

შენაერთები	დუღილის ტემპერატურა $^{\circ}\text{C}$	შენაერთები	დუღილის ტემპერატურა $^{\circ}\text{C}$
BCl_2	18	ZnCl_2	730
AlCl_3	183	BF_3	-101
GaCl_3	205	CF_4	-15
SiCl_4	58	SiF_4	-65
TiCl_4	136	PF_5	-75
NbCl_5	241	TiF_4	284
TaCl_5	242	VF_5	111
MoCl_5	268	NbF_5	218
WCl_6	346	TaF_6	229
AsCl_3	130	MoF_6	35
SbCl_3	219	WF_6	19,5
BiCl_3	447	SnF_4	70,5
SnCl_4	603		

მაშასადამე, აღნიშნული გეოლოგიური თერმომეტრების გამოყენების დროს მინერალის წარმოშობის ნავარაუდევ სიღრმესთან დაკავშირებით საკიროა წნევაზე ზოგიერთი შესწორების შეტანა. მოგავიწყებთ, რომ წნევა ყოველ კილომეტრზე დაახლოებით 300 ატმ იზრდება.

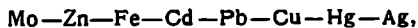
ატმოსფეროს წნევა. 1-300-1500-3000
გადასვლის ტემპერატურა $^{\circ}\text{C}$. 575-580-606-644

2) შენაერთების ქიმიური თვისებები. მიწის პირობებში ელემენტების მიგრაციული თვისებები განისაზღვრება არა იმდენად მათი მარტივი ატომების თვისებებით, რამდენადაც მათი შენაერთების თვისებებით, რომლებიც დაკავშირებულია ატომის თვისებებთან. ყოველი გეოსფეროსათვის წარმოსადგენია ატომების ყოველგვარი ერთობლიობა. სინამდვილეში კი ბუნებრივი შენაერთების რიცხვი მკვეთრად განსაზღვრულია: მაგალითად, 92 ელემენტის შესაძლებელი კომბინაციის ასტრონომიული რიცხვიდან ფაქტიურად დედამიწის ქერქში ჩვენ გვაქვს მხოლოდ 2000 მინერალამდე. ეს ზღვარი უმთავრესად გამოწვეულია სხვადასხვა შენაერთის არაერთნაირი მდგრადობით მოცემულ პირობებში.

მიგრაციის ძირითადი პროცესები მიმდინარეობენ ტემპერატურის თანდათანობითი დაცემის ფონზე, მაგალითად, მინერალთა წარმოშობა მაგმიდან და ჰიდროთერმალური ხსნარებიდან. ამასთან, ლე შატელიეს დამამუხრუჭებელ წინააღმდეგობათა პრინციპის მიხედვით, სხვადასხვა შესაძლებელი შენაერთიდან წარმოიშებიან ისეთები, რომლებიც უფრო ეგზოთერმული არიან, ე. ი. მაქსიმალური სითბური ეფექტას მქონე შენაერთები. ამგვარად, როგორც ზოგიერთ მკვლევარს მიაჩნია, ელემენტების პირველადი განაწილებიდან, სილიკატურ გარსს, სულფიდურ ზონასა და მეტალურ ბირთვს შორის გადამწყვეტ როლს ასრულებს ეანგეულების და სულფიდების წარმოშობის სითბო.

დედამიწის ზედაპირზე, სადაც ეანგეულების წარმოშობის სითბო (რომელიც საერთოდ დამოკიდებულია თერმოდინამულ პირობებზე) უფრო მაღალია, ვიდრე სულფიდების, სახელდობრ სხვადასხვა ეანგებადოვანი შენაერთი (ეანგეულები, კარბონატები, სულფატები და ა. შ.) უფრო მდგრადებია.

მინერალების წარმოშობის სითბოს მეტწილად საზღვრავენ მდნარიდან და ხსნარიდან მათი კრისტალიზაციის თანმიმდევრობით. ამრიგად, ფერსმანის თანახმად, ჰიდროთერმების გაცივების შედეგად გამოყოფილი სულფიდებისათვის გვაქვს ასეთი რიგი:



რომელიც თითქმის თანხედება სულფიდების წარმოშობის სითბოს თანმიმდევრობას. რასაკვირველია, ეს თანმიმდევრობა დამოკიდებულია სხვა მიზეზებზედაც. მაგალითად, მინერალის ხსნადობაზე, ელემენტების კონცენტრაციაზე და კრისტალური მესრის ენერჯიის სიდიდეზე; ამის შესახებ დაწვრილებით ქვემოთ იქნება ნათქვამი.

3) კრისტალური მესრის თვისებები (ფერსმანის პარაგენის თეორია). უკეტესი ნაწილი პროცესების, რომელიც გეოქიმიკოსს აინტერესებს, დაკავშირებულია ელემენტების თხიერი მდგომარეობიდან (მდნარი, ხსნარები) მყარ მდგომარეობაში გადასვლასთან. ამ დროს ელემენტები, რომლებიც იმყოფებიან მოძრავ, უმთავრესად იონურ მდგომარეობაში (დისოციაციის მდგომარეობაში), თავისუფალი ენერჯიის დიდი მარაგით, გადადიან კრისტალურ ფორმაში, რომელიც ხასიათდება ატომების (იონების) მნიშვნელოვნად ნაკლები მოძრაობით, ე. ი. თავისუფალი ენერჯიის ნაკლები მარაგით. კრისტალიზაციის ეს პროცესი, როგორც ზემოთ დავინახეთ, დაკავშირებულია

კრისტალური მესრის U ენერჯიის გამოყოფასთან, რომლის სიდიდე დაკავშირებულია ვალენტოვნებასთან და იონის რადიუსთან მათემატიკური ფორმულით: მაგალითად, ა. თ. კაპუსტინსკის ფორმულის მიხედვით ბინარული შენაერთებისათვის გვაქვს:

$$U = 256,1 \frac{\sum n w_1 w_2}{r_1 + r_2}$$

მინერალების კრისტალური მესრის ენერგეტიკის თვალსაზრისით, მრავალგვარი გეოქიმიური პროცესის განხილვისას, შეიძლება შემჩნეულ იქნას განსაზღვრული კანონზომიერებანი, რომლებიც მინერალთა გამოყოფის თანმიმდევრობას აკავშირებენ მათი მესრების ენერჯიის სიდიდესთან. განვიხილოთ რამდენიმე მაგალითი.

ა) დაეუფეთ, რომ ბუნებრივ ხსნარში, რომელიც ცივდება, გოგირდის იონებთან ერთად არიან Mo , Fe^{2+} , Zn , Pb , Hg -ის კათიონები. კრისტალიზაციის თანმიმდევრობა უფრო ხშირად დაემთხვევა კრისტალური მესრის ენერჯიის შემცირების ხარისხს:

მინერალი		U (ეკების მიხედვით)
მოლიბდენიტი	MoS_2	2766
პირიტი	FeS_2	1132
სფალერიტი	ZnS	858
გალენიტი	PbS	717
სინგური	HgS	832

აქ გამონაკლისს წარმოადგენს HgS . ეს შეიძლება დაკავშირებული იყოს იმასთან, რომ ბუნებრივ ხსნარებში ვერცხლისწყალი არის არა მარტივი იონის სახით, არამედ კომპლექსური მარილების $HgS \cdot nNa_2S$ ტიპის სახით. ასე რომ, ენერჯიის რალაც ნაწილი D საჭიროა დაიხარჯოს ამ კომპლექსების დისოციაციაზე, რომ დაყვანილ იქნან მარტივ იონებამდე, ე. ი. ფაქტიურად ენერჯიის სიდიდე იქნება $U - D$ (U -ზე ნაკლები).

ბ) სხვადასხვა ვოლფრამიტის გამოყოფის თანმიმდევრობა, ფერსმანის თანახმად, მიმდინარეობს U -ს შემცირებისაკენ:

მინერალი	U
$FeWO_4$	689
$MnWO_4$	658
$CaWO_4$	594

მაშასადამე, უფრო მაღალი ტემპერატურის დროს გამოიყოფიან უფრო რკინოვანი ვოლფრამიტები (ფერბერიტები), ვიდრე დაბალი ტემპერატურის დროს (პიუბნერიტი). თუმცა ეს თანმიმდევრობა ზოგჯერ შეიძლება კიდევაც დაირღვეს, რაც პირველ რიგში, ისევე, როგორც სხვა შემთხვევაშიაც, დაკავშირებულია მოქმედი მასების კანონის გამოვლინებასთან.

გ) მინერალების რეაქტიული რიგი ოლივინი—პიროქსენი—ამფიბოლი—ბიოტიტი—მინდვრის შპატი—კვარცი, უპასუხებს U ენერჯიის სიდიდის თანდათანობით შემცირებას, რომელიც მიკუთვნებულია სკელეტის ერთეულს.

ე. ი. გაყოფილია $Si+Al$ ატომების ჯამზე. როგორც ცნობილია, აღნიშნული რიგი წარმოადგენს როზენბუშის წესის ილუსტრაციას სილიკატებისათვის პეტროლოგიაში.

გ. გ. ლემლეინის დაახლოებითი გამოთვლები ამ რიგისათვის იძლევიან U -ს ასეთ სიდიდეებს:

მინერალი	U (ხკელეტიხ ერთეულზე)	მინერალი	U (ხკელეტიხ ერთეულზე)
ოლივინი	$4,2 \cdot 10^3$	(ქარსი) ბიოტიტი	$3 \cdot 10^3$
პიროქსენი	$4,1 \cdot 10^3$	მინდვრის შატი	$2,4 \cdot 10^3$
ამფიბოლი	$3,8 \cdot 10^3$	კვარცი	$2,6 \cdot 10^3$

კრისტალიზაციის თანმიმდევრობა აქაც შიშვართულია U -ს შემცირებისკენ (გამონაკლისს წარმოადგენს კვარცი). მაგრამ, ზოგჯერ ბუნებრივი პირობები მეტად რთულია, და ეს მარტივი კანონზომიერება შეიძლება დაირღვეს.

გაითვალისწინა რა მიზეზები, რომლებიც იწვევენ გართულებას, ფერსმანმა კრისტალიზაციის კანონზომიერებას მისცა შემდეგი ფორმულირება: „დისოციაციურ ხსნარებში (მდნარებში, ფლუიდებში) მოლარული კონცენტრაციის დროს კრისტალიზაციის თანმიმდევრობა თან სდევს U -ს შემცირებას, მხედველობაში უნდა იქნას მიღებული ენერგიის შრომისუნარიანობა (მესრების სიმეტრია), ენერგიის განაწილების გეომეტრია (კოორდინაციული ან მოლეკულარული მესრები) და კომპლექსური ანიონების წარმოშობა“. პარაგენის ეს ძირითადი კანონი დეტალურად განხილულია ფერსმანის „გეოქიმიის“ III ტომში.

ეკების შემოღებამ საშუალება მოგვცა მეტად მარტივად გამოვიანგარიშოთ გეოქიმიის უმნიშვნელოვანესი კონსტანტა-კრისტალური მესრის ენერგია. პარაგენის კანონის მიხედვით, ეს სიდიდე განსაზღვრავს მოცემული შენაერთის ადგილს მინერალების პარაგენეტულ რიგში, და, მაშასადამე, პირველადი მიხედვით აგრეთვე მოცემული ელემენტის მავარ ფაზაში გადასვლის დროსა და ადგილს. სინამდვილეში ამავე დროს საჭიროა მხედველობაში მივიღოთ გარემოსთან დაკავშირებული მთელი რიგი სხვა პირობებიც (დისოციაცია, კონცენტრაცია და ა. შ.). ამის გამო რაციონალური აღმოჩნდა პარაგენის განსაკუთრებული ცნების შემოტანა — ფუნქცია, რომელიც განსაზღვრავს მოცემული შენაერთის ადგილს პარაგენეტულ თანმიმდევრობაში“ (ფერსმანი).

შენაერთის პარაგენი მიიღება ალიტიურად იონების პარაგენებიდან, მსგავსად იმისა, როგორც შენაერთის U მიიღება იონების ეკებიდან.

ფერსმანის მიხედვით, იონის პარაგენის მიღება შეიძლება ეკიდან რთული მათემატიკური გამოთვლების გზით, მთელი რიგი შესწორების შეტანით, ე. ი. ქვემოთყვანილი ტიპის რთული განტოლების გადაწყვეტით.

$$\Pi = k \cdot \sum K \cdot f(x, y, z, u),$$

სადაც Π — პარაგენა;

k — პროპორციულობის კოეფიციენტი;

x — შესწორება დისოციაციაზე (და სალვატაციაზე);

y — შესწორება მესრის ტიპზე (კოორდინაციული, მოლეკულარული);

ჯ—შესწორება კონცენტრაციაზე;

ზ—შესწორება პოლარიზაციაზე.

ამეამად არ არსებობს ამ ფუნქციის ზუსტი მათემატიკური გამოსახულება და, მაშასადამე, არ არსებობს ამ განტოლების გამოყვანაც, თუმცა ფერსმანმა გააკეთა ზოგიერთი დაახლოებითი გამოანგარიშებიანი, რომლებიც გვიჩვენებენ პარაგენის განსაზღვრის შესაძლებლობას ასეთი მათემატიკური მიდგომით.

ამის გამო, ვიდრე გამომუშავებული არ არის საკითხის მათემატიკური მხარე, პარაგენის სიდიდის საპოვნელად რჩება ბუნებრივი პროცესების გზა. ასეთი „ემპირიული პარაგენები“ ფერსმანის მიერ მიღებულია მთელი რიგი იონებისათვის სხვადასხვა გეოქიმიურ პროცესში მინერალების გამოყოფის თანმიმდევრობის შესწავლის შედეგად. „ემპირიული პარაგენების“ სიდიდეები ჩვენს მიერ მოყვანილია საერთო ცხრილში და ეკვბთან ერთნაირ მასშტაბებში (იხ. ცხრ. 24).

ამ ცხრილის განხილვა მთელი რიგი მნიშვნელოვანი დასკვნების გამოყვანის საშუალებას იძლევა. მოყვანილი 64 პარაგენიდან 40-ს, ე. ი. დაახლოებით 60% აქვს ისეთივე სიდიდეები, როგორც ეკვბს ან საკმაოდ დაახლოებული მათთან. ეს დასკვნა ხაზს უსვამს იმ ძირითად აზრს, რომ იონთა გამოყოფის თანმიმდევრობა ხსნარებიდან ან მდნარიდან, როგორც წესი, მიმდინარეობს კრისტალური მესრების ენერჯის შემცირებასთან დაკავშირებით, მიუხედავად მთელი რიგი შესწორებებისა, რომლებზედაც ზემოთ იყო ნათქვამი.

მნიშვნელოვანი განსხვავება ეკვბის და პარაგენების სიდიდეებში ემჩნევა 24 იონს, ამავე დროს მთელ რიგ შემთხვევაში საკმაოდ სწორად შეიძლება ითქვას, თუ რაშია ამ განსხვავების მიზეზი. მაგალითად, ელემენტებისათვის Li, Cs, Be და სხვ. პარაგენები მეტად მცირეა. ეს შეიძლება აიხსნას მათი მცირე კონცენტრაციით ბუნებრივ პროცესებში. პირიქით, პარაგენები ეკვბზე უფრო დიდია ჰარბი ელემენტებისათვის, მათ რიცხვში რკინის ოჯახის ელემენტებსაც (Fe, Mn, Ni, Cr), Mg, Al, Si და სხვ. აქ, როგორც ჩანს, გავლენა აქვს გადიდებულ კონცენტრაციას. Hg და Sb-ის მეტად დაბალი პარაგენი, როგორც აღნიშნული იყო, აიხსნება იმით, რომ ეს ელემენტები ტუტე ხსნარებში მოიპოვებიან კომპლექსური იონების სახით.

ფერსმანის მიერ შენაერთების პარაგენის გამოანგარიშება წარმოებს აღტივობის პრინციპის მიხედვით. ამავე დროს პარაგენი ეკუთვნის ერთ სტრუქტურულ ერთეულს, ჯამის იონთა რიცხვზე გაყოფის გზით.

საერთო ფორმულა შენაერთების პარაგენისათვის:

$$\Pi = \frac{n_1 a + n_2 b + n_3 c + \dots}{a + b + c}.$$

სადაც n_1, n_2, n_3 —იონების შესაბამისი პარაგენებია;

a, b, c —შენაერთში მოცემული იონების რიცხვია,

მაგალითად: MoS_2 -სათვის $\Pi = \frac{(9, 1 + 1, 3 \cdot 2)}{3} = 3,9$.

$$\text{Ca}(\text{CO}_3)\text{-სათვის } \Pi = \frac{2+0,5}{2} = 1,3 \text{ (CO}_3\text{-კომპლექსური იონია)}$$

$$\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-სათვის } \Pi = \frac{4 \cdot 2 + 10 + 1,5 \cdot 4}{7} = 3,4.$$

ფერსმანის მიერ მოყვანილი ზოგიერთი გეოქიმიური პროცესის (პროტოკრისტალიზაცია, ქალკოფილური, პეგმატიტური პროცესები და სხვ.) შინაარსთა პარაგენების გამოანგარიშების მაგალითები ცხადყოფენ გეოენერგეტიკული მიდგომის მნიშვნელობას, რომელიც საშუალებას იძლევა—დაეუშვათ დასაწყისში სქემატურად და დაახლოებით—რთული ბუნებრივი პროცესების გამოსახვა რიცხვების მარტივი ენით. აი ზოგიერთი ამ მაგალითთაგანი.

პროტოკრისტალიზაციისათვის ფერსმანი ასეთ თანმიმდევრობას იძლევა:

მინერალი		პარაგენი	მინერალი		პარაგენი
ალმასი	C	12	ოლივინი	Mg ₂ SiO ₄	3,6
ცირონი	ZrSiO ₄	4,1	პიროპი	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	3,4
ქრომიტი	FeCr ₂ O ₄	4,1	პიროქსენი	(Mg,Fe)SiO ₃	3,3
კორუნდი	Al ₂ O ₃	4,0	მგნეტიტი	Fe ₂ O ₄	3,3
შპინელი	MgAl ₂ O ₄	3,6			

პიღროთერმალური პროცესისათვის თანმიმდევრობა ჩვეულებრივ ასეთია:

მინერალი		პარაგენი	მინერალი		პარაგენი
მოლიბდენიტი	MoS ₂	3,9	სფალერიტი	ZnS	1,7
კასიტერიტი	SnO ₂	3,7	ვალენიტი	PbS	1,4
ვოლფრამიტი	(FeMn)WO ₄	3,5	კალციტი	CaCO ₃	1,3
არსენობირიტი	FeAsS	3,3	ფლორიტი	CaF ₂	0,9
პირიტი	FeS ₂	2,9	ანტიმონიტი	Sb ₂ S ₃	0,7
ქალკობირიტი	CuFeS ₂	2,4	სინგური	HgS	0,7
შველიტი	CaWO ₄	2,0			

ვ. მ. გოლდშმიდტი და სხვა მეცნიერები ძალიან დიდ მნიშვნელობას ანიჭებენ იონის რადიუსის სიდიდეს, როგორც მიგრაციის ფაქტორს: ყველა სხვა თანაბარ პირობებში იონი დიდი რადიუსით უფრო თხიერ ფაზაში რჩება, ზოლო იონი პატარა რადიუსით—მაგარში. ძნელი არ არის იმის დანახვა, რომ იონის რადიუსის როლი მხედველობაში მიიღება პარაგენის თეორიითაც, რადგანაც ეკის სიდიდე, და, მაშასადამე, ფუნქციონალურად მასთან დაკავშირებული პარაგენიც, ერთნაირი ვალენტოვნების დროს, რადიუსის უკუპროპორციულია.

გეოენერგეტიკულ თეორიას, როგორც ფერსმანმა დაგვიანახა. შეუძლია ახსნას სხვა მნიშვნელოვანი გეოქიმიური მოვლენებიც. მაგალითად, მაგმური კერის ირგვლივ, რომელიც გაცივებას განიცდის, ელემენტების ზონალური განაწილება (კერის მახლობლად—მაღალვალენტოვანი იონები, მოშორებით—დაბალვალენტოვანი) პირდაპირ ამ თეორიიდან გამომდინარეობს; ის პრინციპში დასტურდება ცალკეულ გეოქიმიურ სისტემებს შორის ელემენტების განაწილებითაც. ამრიგად, უმნიშვნელოვანესი კათიონებისათვის სხვადასხვა სისტემაში შეიმჩნევა განსხვავებული „ენერჯის დონე“ (ა²); ფუძე ქანებში 16—9 გრანიტებში 9—1; პიღროთერმალთებში—4.

ამ თეორიის თვალსაზრისით პოლარული იზომორფიზმის წესი, ე. ი. ისეთი ჩანაცვლება, როდესაც მალაღვალენტოვანი იონი იკავებს დაბალვალენტოვანის ადგილს, პოულობს მარტივ ახსნას.

ჩამნაცვლებელი და ჩანაცვლებული იონის ენერგეტიკული კოეფიციენტის შედარებიდან გასაგებია, რომ ამგვარი ჩანაცვლება დაკავშირებულია კრისტალური მესრის ენერჯიის გაზრდასთან.

შემდეგ ა. ე. ფერსმანმა დაგვანახა, რომ მინერალების სიმაგრე პირდაპირ დამოკიდებულებაში არის ველების სიდიდესთან, ე. ი. ვალენტოვნებას მიკუთვნებულ $(B\exists K = \frac{\exists K}{W})$ ეკებს. ბინარულ შენაერთებში ეს დამოკიდებულება გამოიხატება ფორმულით:

$$f = k \frac{aB\exists K + bB\exists Ka}{a + b},$$

სადაც f —სიმაგრე მოოსის სკალის მიხედვით;

k —პროპორციულობის კოეფიციენტი 6—7 ტოლი;

a და b —მოლეკულაში კათიონების და ანიონების რიცხვი.

აქედან გამომდინარეობს, რომ, მაგალითად, ქვიშრობებში მოგროვდებიან უმთავრესად მაღალი მექანიკური (და ქიმიური) მდგრადობის მინერალები, ე. ი. მესრის მაღალი საშუალო ენერჯიით, რომელიც ეკუთვნის ერთ იონს (კვარცი, ვოლფრამიტი, კასიტერიტი და სხვ.).

თეორიას შეიძლება სხვა მთელი რიგი გამოყენებაც ჰქონდეს, რაც განსაკუთრებით დაწვრილებით აქვს ნათქვამი ა. ე. ფერსმანს „გეოქიმიის“ III ტომში. მაგრამ თანამედროვე დონის მიხედვით ის მოკლებული არ არის არსებით ნაკლოვანებებს.

იონთა პარაგენების და ეკების შედარებამ დაგვანახა, რომ დაახლოებით 40% შემთხვევაში მათი სიდიდეები არ თანხვდებათ, არამედ, პირიქით, არსებობენ მნიშვნელოვანი გადახრები ამა თუ იმ მხარეს.

ამ გადახრების უფრო შესაძლებელი მიზეზები (განსაკუთრებით სხვადასხვა კონცენტრაცია და ელემენტების სხვადასხვა მდგომარეობა ხსნარში) უკვე აღნიშნული იყო.

ა. ე. ფერსმანს პარაგენების თავის თეორიულ ფორმულაში ამ ფაქტორებზე შეჰქონდა შესაბამისი შესწორებები; მაგრამ, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, მათემატიკურად ეს არ გამოსახა. ამის გამო მან მიმართა ემპირიულ პარაგენებს, რომლებიც გამოჰყავდა სტატისტიკურად, ბუნებაში მინერალების თანმიმდევრობით წარმოშობაზე დაკვირვებიდან.

ცხადია, რომ ამ გზით გამოყვანილი ემპირიული პარაგენები, შეიძლება ეკუთვნოდნენ მხოლოდ იმ პროცესებს, რომლებისთვისაც ისინი არიან გამოყვანილი, ხოლო სხვა პროცესებისათვის, სადაც ნივთიერების კონცენტრაცია, ელემენტების მდგომარეობა ხსნარში და სხვა ფაქტორები განსხვავდებიან, ემპირიული პარაგენები გამოუყენებელია.

საერთოდ რომ ვთქვათ, ვინაიდან იონთა პარაგენი რთულ ფუნქციას წარმოადგენს, რომელიც დამოკიდებულია არა მარტო იონთა ენერგეტიკულ თვისებებზე, არამედ გარემოს რიგ ცვალებად თვისებებზეც, რაც ა. ე.

ფერსმანის საერთო ფორმულიდან გამომდინარეობს, პრინციპულად ძნელი შესაქმნელია პარაგენების საერთო სისტემა, რომელიც გამოსადეგი იქნებოდა ყველა პირობებში და ყველა პროცესების დროს: პარაგენების ყოველ სისტემას მხოლოდ შეზღუდული გამოყენება ექნება და ბუნებრივი პროცესების უფრო ფართო წრისათვის მისი გამოყენების ცდა აუცილებლად მიგვიყვანს მრავალრიცხოვან გამონაკლისამდე და წინააღმდეგობამდე.

მოქმედი მასების კანონის მიხედვით, ხსნარიდან ან მდნარიდან ტემპერატურის დაცემის დროს, პირველ რიგში გამოიყოფიან ის კომპონენტები, რომლებიც ევტექტიკასთან შედარებით ჰარბი რაოდენობით არიან, რაც კარგად გამოისახება სისტემა შემადგენლობა—ტემპერატურის წონასწორობის სათანადო დიაგრამებით. ეს დიაგრამები თითქოს სრულებით მხედველობაში არ ლებულობენ კრისტალური მესრის ენერჯიას, კრისტალიზაციის თანმიმდევრობას აკავშირებენ ნივთიერების კონცენტრაციასთან და არა სისტემის ენერჯეტიკასთან.

სინამდვილეში, ამ დიაგრამების განხილვისას ჩვენ ვამჩნევთ, რომ ევტექტიკა ადვილად ლლობად კომპონენტთან უფრო ახლოა. მაშასადამე, უფრო ხშირად (მხოლოდ არა ყოველთვის) უნდა გვევდებოდნენ ისეთი შემთხვევები, როდესაც ძნელად ლლობადი ნივთიერებები (უფრო მაღალი U -თ) უფრო ადრე გამოკრისტალდებიან, ვიდრე ადვილად ლლობადი (უფრო დაბალი U -თ).

ამრიგად, უმეტეს შემთხვევაში (მაგრამ არა მუდამ) მოქმედი მასების კანონზე და გეოენერჯეტიკულ თეორიაზე დაყრდნობით ჩვენ მივდივართ ერთი და იგივე დასკვნამდე. მაგრამ ეს მიგვითითებს, რომ ფერსმანის მიერ ფორმულირებული კანონზომიერებანი ატარებენ არა აბსოლუტურ, არამედ მხოლოდ სტატისტიკურ ხასიათს.

აღნიშნული შენიშვნები, პარაგენის თეორიის გამოყენების დროს, აუცილებელია მხედველობაში ეიჭონიოთ. ეს შენიშვნები და რიგი სხვა, რომლებიც შეგვეძლო მოგვეყვანა, სრულებით არ ეხებიან თეორიის ძირითად პრინციპებს. ისინი მხოლოდ ლაპარაკობენ იმაზე, რომ ეს თეორია საჭიროებს შემდგომ დამუშავებას, გაღრმავებას და კონკრეტისაციას.

ატომების გრავიტაციური თვისებები. ატომის მასა განსაზღვრავს მის მიგრაციულ თვისებებს, რამდენადაც არსებობს მსოფლიო მიზიდულობა, რომელიც ატომზე მოქმედებს ძალით, რომელიც პროპორციულია მასის და უკუპროპორციულია მანძილის კვადრატისა. მიგრაციის ამ ფაქტორის მოქმედება შეიძლება შევამჩნიოთ უამრავ მაგალითზე. ამათ ეკუთვნის დენუდაციის პროცესების დროს ნივთიერების გადატანა, წყლის აუზებში დაღეჭვა, მაგმური მდნარიდან ქანების კრისტალიზაციის დროს მინერალების დიფერენციაცია ხვედრითი წონის მიხედვით და ა. შ.

მსოფლიო მიზიდულობის კანონის მოქმედება დედამიწაში ელემენტების პირველადი განაწილების დროს, აღიარებულია ყველა კოსმიური თეორიით. თითქმის ყველა მათგანი თვლის, რომ დედამიწის ცენტრში ძირითადად დაგროვილია უმთავრესად მძიმე, და პერიფერიაზე კი—უფრო მჩატე ატომები. ეს აზრი უფრო თანმიმდევრობით გატარებული აქვს გოლდშმიდტს მოძღვ-

რებაში გეოსფეროების შესახებ, სადაც ზონებში ელემენტთა განაწილება დაკავშირებულია მათი ატომური მოცულობის სიდიდესთან, ე. ი. განაყოფთან, რომელიც მიიღება ატომური წონის გაყოფით ელემენტების ხედრით წონაზე (მყარ მდგომარეობაში).

აქედან გამომდინარე, როგორც ცნობილია, ვ. მ. გოლდშმიდტი აღნიშნავს ოთხ გეოსფეროს (დედამიწის ცენტრიდან პერიფერიისაკენ): სიდეროფილების, ქალკოფილების, ლითოფილების და ატმოფილების.

5. ატომების რადიაქტიური თვისებები. ატომგულის რადიაქტიური დაშლის დროს წარმოიშვება ახალი ატომგული, ახალი ატომი, სხვა თვისებებით, ვიდრე საწყისები, მათ რიცხვში, მაგალითად, ჰელიუმის და ემანაციის—ინერტული კეთილშობილი აირები და ისეთი ელემენტები, რომლებიც გაცილებით უფრო ძნელად მიგრირებენ, როგორც, მაგალითად, არის ტყვია.

როგორც ცნობილია, თავისთავად რადიაქტიური დაშლის უნარი აქვთ იმ ელემენტებს, რომლებიც მოთავსებული არიან პერიოდული სისტემის ბოლოში. იანინ ჯგუფდებიან სამ დამოუკიდებელ რიგად: ურანის, თორიუმის და აქტინიუმის. რადიაქტივობის თვისებები, როგორც აღნიშნული იყო, დაკავშირებულია ატომგულის სირთულესთან და ამით გამოწვეულ ატომგულის არამდგრადობასთან. მართალია გაცილებით უფრო ნაკლებად, მაგრამ აღნიშნული ელემენტების გარდა რადიაქტიურ თვისებებს ატარებენ K (№ 19), Rb (№ 37), II (№ 61), Sm (№ 62). საცხებით შესაძლებელია, რომ რადიაქტივობა წარმოადგენს ნივთიერების თუ საყოველთაო არა, უფრო გავრცელებულ თვისებას, მაგრამ სხვა ელემენტებში მის აღმოჩენას, შესაძლებელია, ხელს უშლის კვლევისათვის გამოყენებული მეთოდების არასაკმარისი მგრძობიარება. ამგვარად, ნივთიერების მიგრაციის გამომწვევი ამ ფაქტორის სრული შეფასება ჯერჯერობით არ შეგვიძლია, თუმცა ექვს გარეშეა, რომ მისი მნიშვნელობა ძალიან დიდია.

ამასთან მუდამ უნდა გვახსოვდეს რადიაქტივობის განსაკუთრებული მნიშვნელობა, როგორც მიგრაციის გარეგანი ფაქტორის, რადგან რადიაქტიური პროცესების დროს გამოყოფილი ენერგია შეიძლება იყოს და კიდევაც წარმოადგენს ყველა დანარჩენი ელემენტის მიგრაციის ერთ-ერთ ძირითად მიზეზს. ცნობილია, რომ რადიაქტიური დაშლის ენერგიაზე, როგორც განსაკუთრებით მნიშვნელოვან გეოლოგიურ ფაქტორზე დაბეჯითებით მიგვიითებენ ჯოლი და ვერნადსკი.

მიზრატინის ბარეზანი ფაქტორები

ჩვენ გავეცანით მიგრაციის შინაგან ფაქტორებს, რომლებიც დაკავშირებული არიან თვით ატომების და მათ მიერ შექმნილი შენაერთების თვისებებთან. ახლა უნდა განვიხილოთ გარეგანი ფაქტორები, რომლებიც განისაზღვრებიან ატომის გარშემო მყოფი გარემოთი.

მაგრამ, ვიდრე დავიწყებდეთ ლაპარაკს ამა თუ იმ გარეგანი ფაქტორის მნიშვნელობაზე, აუცილებელია შევჩერდეთ ენერგიის წყაროზე, რომლის ხარჯზე სრულდება მიგრაციის სხვადასხვაგვარი პროცესი.

ნივთიერების ამა თუ იმ მასის ყოველი გადაადგილება, როგორც გასაგებია მექანიკის ძირითადი კანონებიდან, შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ ამ მასაზე იმოქმედებს ესა თუ ის ძალა, რომელიც გამოიწვევს ამა თუ იმ მუშაობას, რაც დამოკიდებული იქნება მასის სიდიდესა და მისი გადაადგილების მასშტაბზე. ენერჯის ფორმები შეიძლება იყოს მრავალგვარი: სითბო, სინათლე, ელექტრობა, ქიმიური ენერჯია და სხვ., მაგრამ ყველა ისინი დაკავშირებული არიან ექვივალენტობის კანონით და შეუძლიათ ერთმანეთში გადასვლა.

ღედამიწაზე ენერჯის წყაროები არ არის მრავალრიცხოვანი და შეიძლება დაყვანილ იქნან შემდეგ ჯგუფად: 1) მიზიდულების ენერჯია, დაკავშირებულია გრავიტაციული ძალების მოქმედებასთან; 2) მზის და სხვა მნათობების კოსმიური ენერჯია; 3) რადიოაქტიური დაშლის ენერჯია; 4) ღედამიწის სილრმის ნარჩენი ენერჯია.)

განვიხილოთ მოკლე ენერჯის ამ წყაროების გეოქიმიური მნიშვნელობა.

1. მიზიდულობის ენერჯია. ეს ენერჯია ჩვენ უკვე მოვისხენით, როდესაც შევხებთ მიგრაციის შინაგან ფაქტორებს. სიმძიმის ძალის გავლენა მიგრაციაზე მელანდება მულამ ამა თუ იმ სიძლიერით, მაგრამ ზოგჯერ ის იჩრდილება სხვა ფაქტორებით, მაგალითად, შენაერთის აქროლადობით, რომელმაც შედარებით მჩატებთან შეიძლება გამოიწვიოს მძიმე ატომების ამოწევა.)

ამის გამო ზოგიერთი ელემენტის განაწილება ღედამიწაზე თითქოს არ ეთანხმება მიზიდულობის კანონს. მაგალითად, ლითონფეროში, ე. ი. პერიფერიულ ნაწილში, რომლისთვის საერთოდ რომ ვთქვათ, დამახასიათებელია (გოლდშმიდტის სქემის მიხედვით) მსუბუქი ელემენტები, ამა თუ იმ რაოდენობით ვპოულობთ მძიმე ატომებსაც: კეთილშობილი მეტალები, ურანი, თორიუმი და სხვ.

ღედამიწის ზედაპირისათვის სიმძიმის ძალა წარმოადგენს საკმაოდ მულმივ სიდიდეს, რომელიც განისაზღვრება მასზე მინიჭებული აჩქარებით g (9,81 მ/წმ). სხვა კოსმიური სხეულებისათვის იქნება სხვა სიდიდე, რაც დამოკიდებულია მათ მასაზე, რომლის მიმართ სიმძიმის ძალა პირდაპირ პროპორციულია ძალიან პატარა სხეულებზე ეს ძალა მცირეა და მისი მოქმედება შელანდება სუსტად. ამით აიხსნება, მაგალითად, თავისებური პალასიტური სტრუქტურების წარმოშობა მეტეორიტებში; აქ უფრო გვიან გამოკრისტალებული მეტალური რკინის მასაში ოლივინის წვეთებს ვამჩნევთ.

ნივთიერების გადაადგილების პროცესებზე სიმძიმის ძალა მოქმედებს არა მარტო ჩვენი პლანეტის ფარგლებში, არამედ კოსმიურ მასშტაბებშიც, როდესაც ეს გადანაცვლება სცილდება ჩვენი პლანეტის ფარგლებს. როგორც ცნობილია, აირადი ნივთიერების მოლეკულები მულამ სითბურ მოძრაობაში იმყოფებიან, და რაც უფრო ნაკლებია მოლეკულური წონა, მით უფრო მეტია მისი სისწრაფე. ცელსიუსით 0°-ის დროს ეს იქნება შემდეგი სისწრაფეები (კმ/წმ-ში): H_2 —1,69; He —1,1; H_2O —0,57; N_2 —0,45; O_2 —0,42; CO_2 —0,36; გამოანგარიშებულია, რომ ღედამიწაზე სიმძიმის ძალის დასაძლევად ეს სისწრაფე დაახლოებით უნდა იყოს 11 კმ/წმ, ე. ი. გაცილებით უფრო მეტი,

ვიდრე რეალური სისწრაფეები ისეთი მზატე აირების ზოლექულებისა, როგორცაა H_2 და He (რომელიმე სიმალღეზე, სადაც ტემპერატურები ნულის ქვევით მრავალ ათეულ გრადუსს აღწევენ, რეალური სისწრაფეები მოყვანილ სისწრაფეებზეც მცირეა). მაგრამ პატარა კოსმიური სხეულებისათვის (მცირე სიმძიმის ძალით) საესებით დასაშვებია აირების დაკარგვის შემდეგი თანმიმდევრობა: H_2 , He , H_2O , N_2 , O_2 , CO_2 . დედამიწის ქერქში მიზიდულობის ენერგია უწყვეტლივ მქლანდება წყლების, ქარის, ყინულის მიერ ნივთიერების გადატანის და ამ ნივთიერების ზღვებსა და ოკეანეებში დაღეჟის განუწყვეტლივ პროცესებში, სხვადასხვა ტექნიკურ პროცესებში და ა. შ. ეს ენერგია უმთავრესად გამოვლინებულია მექანიკურ ფორმაში. მაგრამ ბუნებრივია, რომ მექანიკური ენერგია გადადის სითბურში, რასაც დიდ მასშტაბებში ადგილი აქვს შეცოცების და სხლეტის დროს, როდესაც წარმოებს დიდი მასების ურთიერთგადაადგილება. ამ გადაადგილების დროს წარმოშობილი სითბური ენერგიის რაოდენობა ჯერ ცნობილი არ არის, მაგრამ ცხადია, რომ დიდია. ასე, მაგალითად, მ. ლიუჟონი ამ ენერგიისთან აკავშირებს გრანიტული მაგნების წარმოშობას, რომლებიც მისი აზრით წარმოადგენენ დედამიწის ზედა გარსის ქანების გადაღობის პროდუქტს.

დნელი არ არის იმის დანახვა, რომ მიზიდულობა ძირითადში ეწინააღმდეგება ენერგიის სხვა წყაროების (კოსმიურის, რადიაქტიურის, დედამიწის სიღრმის ენერგიის) გამოვლინებას უკანასკნელები იწვევენ ატომების დაცილებას და ქმნიან, მაგალითად, ნაწილაკების სითბური მოძრაობის, მზის სხივების წნევის და სხვ. შედეგად კოსმოსში მათი გაფანტვის ტენდენციას.

მეორე მხრივ, აგრეთვე გასაგებია, რომ სიმძიმის ძალა შეიძლება გადავიდეს მიზიდულობის ენერგიაში და აწარმოოს მუშაობა მხოლოდ ენერგიის სხვა წყაროების არსებობის დროს. გრავიტაციული ძალების მოქმედების გავლენით ელემენტთა ატომები, განაწილებული თავიანთი მოცულობის მიხედვით, სამუდამოდ დარჩებოდნენ უძრავ მდგომარეობაში, და მათი მდებარეობის პოტენციალური ენერგია არასოდეს არ გადავიდოდა მოქმედებაში, განაცვლების კინეტიკურ ენერგიაში, რომ ენერგიის სხვა წყაროები არ ყოფილიყო.

2. ქო ს მ ი უ რ ი ე ნ ე რ გ ი ა. სამყაროს გავარვარებული სხეულები უწყვეტლივ გამოყოფენ სხივოსნური ენერგიის დიდ რაოდენობას; და მისი მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი აღწევს ჩვენი პლანეტის ზედაპირს, მაგრამ ესეც საკმარისია, რომ გამოიწვიოს ატომების ნასშტაბებით გრანდიოზული და ფორმებით ნაირგვარი მიგრაციის პროცესები.

უპირველეს ყოვლისა, საჭიროა აღვნიშნოთ სინათლის სხივების წნევის ძალა, პირველად ექსპერიმენტულად პ. პ. ლებედევის მიერ დამტკიცებული. სხივის წნევა შეიძლება ეწინააღმდეგებოდეს მიზიდულობის ძალას, როდესაც უმსუბუქეს კოსმიურ სხეულებს ასვრის მსოფლიოს სივრცეში. ასეთი გაფანტვის დროს უწვრილესი მტვერი ($d = n \cdot 10^{-4}$ სმ) უკვე კოსმიური ხდება. ამავე გზით ხდება, ალბათ, ინერტული აირების დაკარგვა, რომელთა კლარკები, როგორც ვნახეთ, დედამიწაზე ძალიან დაბალია.

პრაქტიკულად მთელი სხივოსნური კოსმიური ენერგია, რომელსაც დედამიწა ლებულობს, დაიყვანება მზის სხივოსნურ ენერგიამდე, რომელიც დედამიწაზე იწვევს სხვადასხვა სითბურ, კიმიურ და სინათლის მოვლენებს. ეს ენერგია საზღვრავს ოკეანეების და ატმოსფეროს სითბოს რეჟიმს; მოძრაობაში მოჰყავს წყლის და ჰაერის უზარმაზარი მასები; ქმნის სიცოცხლის მთელ მრავალფეროვნებას და ფაქტიურად დედამიწის ზედაპირზე საზღვრავს ელემენტთა მიგრაციის ყველა პროცესს.

3. რადიაქტიური პროცესების ენერგია. უსაყოველთაოდ აღიარებულია, რომ რადიაქტიური ელემენტების შემცველობა ძლიერ მაღალია ლითონფეროს მყავე პერიფერიულ ნაწილში, სილრმესთან ერთად იგი საკმაოდ სწრაფად კლებულობს. მიუხედავად შედარებით უმნიშვნელო შემადგენლობისა ქანებში ძლიერად რადიაქტიური ელემენტებისა (U, Ra, Th და სხვ.) და უფრო ფართოდ გავრცელებული ელემენტის K-ის სუსტი რადიაქტიულობისა, ელემენტების რადიაქტიური ენერგიის ჯამური რაოდენობა, რომელიც გამოიყოფა ნივთიერების ერთეულით გეოლოგიური პერიოდის განმავლობაში, სავსებით საკმარისია, რომ რამდენიმეჯერ გააღლოს ქანების მასა.

არაერთხელ წარმოებდა მსგავსი გამოთვლები და შესაბამისი დასკვნები. მოვიხსენიოთ ჯოლის ფართოდ ცნობილი ჰიპოთეზა, რომლის თანახმად გეოლოგიური პროცესები ძირითადად აიხსნებოდა სწორედ რადიაქტიური მოვლენებით. ფიქრობენ, რომ მატერიკები, რომლებიც შედგებიან სიალური ქანებისაგან (ხვ. წ. 2,7), ცურავენ ბაზალტურ სიმურ ფენაზე (ხვ. წ. 3,0), რომელიც შიშვლდება ოკეანეების ფსკერზე. როგორც პირველი, ასევე მეორე გვიარის ქანები გამუდმებით კარგავენ სითბოს გამოსხივების გზით, მაგრამ რალაც სილრმეზე (ჯოლის გამოანგარიშებით დაახლოებით 50 კმ) ბაზალტურ შრეში რადიაქტიური პროცესების დროს გამოყოფილი სითბო არა თუ ანაზღაურებს დასაკარგს, არამედ იგი კიდევაც გროვდება იმ რაოდენობით, რომ 33—50 მილიონი წლის შემდეგ საკმაო იქნება რომ გააღლოს ბაზალტი. ბაზალტის ნაკლები ხვედრითი წონის მქონე თხიერ მდგომარეობაში გადასვლა გამოიწვევს მატერიკების ჩაძირვას, ე. ი. ზღვის ტრანსგრესიას, ხოლო ამ დროს ბაზალტური საგების მოცულობის მომატება გამოიწვევს დედამიწის ზედა ფენების გაქიშვას, ნაპრალების წარმოშობას და ბაზალტების ამოფრქვევას ოკეანეების ფსკერზე. ბაზალტური საგების გაღობის შემდეგ, დედამიწის ბრუნვის და მთვარისა და მზის მიზიდულობის გამო მოხდება მატერიკების დაცურება ბაზალტზე აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ. ამრიგად, ოკეანეების ფსკერი გაღობიწვევს მატერიკების ადგილზე, მატერიკების ქვეშ მყოფი გამლღვალი ბაზალტი, გამოვა რა მატერიკების ძირიდან, ვინაიდან უფრო ძლიერად გადასცემს სითბოს ოკეანეს წყალს, დაიწყებს გაცივებას და გადავა მაგარ მდგომარეობაში. ბაზალტის მოცულობის შემცირების გამო, ზედა ფენები შეიკუმშებიან, ოკეანური ფსკერი დააწვება მატერიკებს და ახალი ნალექებით ამოვსებული გეოსინკლინური ოლქებიდან წარმოიშვება მთების სისტემები. ამავე დროს ბაზალტის გამაგრების გამო მოხდება მატერიკების ამოწვევა, ე. ი. ზღვის რეგრესია. შემდეგ კვლავ დადგება სიმშვიდის და სითბოს დაგროვების პერიოდი და პროცესების აღნიშნული ციკლი მეორდება.

ჯოლის თეორიის წინააღმდეგ, როგორც ცნობილია, გამოთქმულია მრავალი საწინააღმდეგო აზრი, რომლებიც უმთავრესად ეხებიან თვით ამ პროცესების მექანიკის კონკრეტულ გეოლოგიურ გამოსახულებას.

მაგრამ, ამჟამად სერიოზულად არავის არ შეუძლია უარყოს რადიაქტიური პროცესების მნიშვნელობა და მასშტაბი, ვინაიდან ეს პროცესები წარმოადგენენ ზუსტად დადგენილ ემპირიულ ფაქტს. ვერნადსკი მუდამ ხაზს უსვამდა რადიაქტიური ენერჯიის, როგორც ქიმიური ელემენტების მიგრაციის, ძლიერი ფაქტორის განსაკუთრებულ როლს. ის თვლიდა, რომ დედამიწის შინაგანი სითბო, შესაძლებელია, მთლიანად ან თითქმის მთლიანად რადიაქტიური წარმოშობისაა და მის ასახსნელად საჭიროებას არ წარმოადგენს, რომ ჩენი პლანეტის ვარსკვლავის გეოლოგიურის წინა სტადიას მივმართოთ, როგორც ამას სჩადიან კანტ-ლაპლასის ჰიპოთეზიდან დაწყებული უფრო პოპულარული ჰიპოთეზები.

უკანასკნელი წლების განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი აღმოჩენები ენერჯეტიკის სფეროში, რომლებიც დაკავშირებულია ატომიკულის გარდაქმნასთან, საფუძველს იძლევიან ვიფიქროთ, რომ ჩვეულებრივი რადიაქტიური ენერჯიის გარდა, დედამიწაზე შესაძლებელია რაღაც როლს ასრულებს ატომიკული სხვა გარდაქმნების ენერჯიაც.

დედამიწაზე თავისუფალი ნაწილაკების (ალფა-ნაწილაკების, ნეიტრონების, პროტონების და სხვ.) აჩვენება კი არ გამოთიშავს, არამედ შესაძლებელს ხდის ატომიკულის შესაბამის გარდაქმნას და სათანადო რაოდენობის ენერჯიის გამოყოფას. ეს გარდაქმნები, ისევე როგორც ურანის ატომიკულის სპონტანური დაყოფა, რასაკვირველია, ძალიან ნელა მიმდინარეობენ, მაგრამ გეოლოგიური დროის მასშტაბში მათი ენერჯეტიკული ეფექტი შესაძლებელია მეტად დიდი იყოს. ეს საკითხი ჯერ არც თვისებით, და მით უმეტეს, არც ოდენობით შესწავლილი არ არის.

4. დედამიწის სიღრმეების ნარჩენი სითბო. ზოგიერთი მეცნიერი, როგორც ახლა დავინახეთ, სიღრმეების მთელ სითბოს აკავშირებს რადიაქტიურ პროცესებთან. მაგრამ მეცნიერთა გაცილებით მეტი ნაწილი, გულისხმობს რა ოდესღაც გეოარვარებულ მდგომარეობაში მყოფი მატერიის თანდათან გაცივებას და შეკუმშვას, თელის, რომ დედამიწის ღრმა ნაწილებში ჩვენ ვაქვს ვარსკვლავის ნარჩენი სითბო, რომელმაც ჯერ კიდევ ვერ მოასწრო საქმალად გაცივებას ამ მოსაზრების საფუძველზე აგებული ჰიპოთეზები, რომლებიც ცდილობენ ახსნან გეოლოგიური პროცესები და მათთან დაკავშირებული ელემენტების მიგრაცია, კარგად არის ცნობილი ზოგადი გეოლოგიის კურსიდან. ასეთებია, კონტრაქციის თეორია, მაგმური დინების ჰიპოთეზა, მატერიკების გადაადგილების ჰიპოთეზა და სხვები. მექანიკური გადაადგილების გარდა, აქ ცდილობენ ახსნან გაცივებასთან დაკავშირებული მიგრაციის ყველა სხვა პროცესი, მათ რიცხვში მაგმის კრისტალიზაცია, პეგმატიტების, ჰიდროთერმალიტების წარმოშობა და სხვ.

მიგრაციაში მყოფი ატომები, თავისი გზის სხვადასხვა ეტაპზე, იმყოფებიან ნაირგვარ პირობებში, რომლებიც ჩვენ შეგვიძლია დავახასიათოთ რიგი ცვლადი კოორდინატებით (C—ნივთიერების კონცენტრაცია, f—ტემპერატურა

რა, p — წნევა და ა. შ.). ამ ფაქტორებს შეგვიძლია აგრეთვე მიგრაციის გარეგანი პირობები ვუწოდოთ, ვინაიდან მათ სიდიდეზე და მათი კომბინაციისაგან არის დამოკიდებული რეაქციის მიმართულება და სისწრაფე, და აქედან გამომდინარე ატომის გადაადგილებაც. მიგრაციის გარეგანი ფაქტორები საკმაოდ ბევრია. ყველა ისინი ცვლად სიდიდეებს წარმოადგენენ და შეუძლიათ ერთმანეთთან საკმაოდ მრავალგვარ კომბინაციაში შედიოდნენ, და თითოეული მათგანი უპასუხებს ამა თუ იმ რეალურ გეოქიმიურ გარემოს (გეოქიმიურ სისტემას).

სისტემის მდგომარეობა განისაზღვრება მისი ფიზიკური და ქიმიური თვისებების ერთობლიობით, ამ თვისებების შეცვლა იწვევს სისტემის მდგომარეობის შეცვლას. ყოველი სისტემა აღჭურვილია ენერჯიის (შინაგანი და გარეგანი) რალაც გარკვეული მარაგით, რომლის ნაწილი შეიძლება დაყვანილი იქნას ამა თუ იმ მუშაობაში (მექანიკურში, ქიმიურში და ა. შ.). თუ სისტემას არ შეუძლია აწარმოოს მუშაობა, ე. ი. შემდგომი შეცვლის უნარი არა აქვს (თუ დამატებითი ენერჯია არ ექნება მინიჭებული), მაშინ ის წონასწორობაში იმყოფება.

ყოველი სისტემის შეცვლა ემორჩილება თერმოდინამიკის ძირითად კანონებს. პირველი ამათგანი — ენერჯიის შენახვის კანონი — სისტემებთან დაკავშირებით, რომელნიც აწარმოებენ მუშაობას და გამოჰყოფენ ან შთანთქამენ სითბოს, მათემატიკურად გამოიხატება ფორმულით $Q = U + A$, სადაც Q — სისტემას მინიჭებული სითბო, U — შინაგანი ენერჯიის ზრდა, A — სისტემის მიერ წარმოშობილი გარეგანი მუშაობა.

მაგრამ სისტემას მინიჭებული მთელი სითბო შესაძლებელი არ არის მიღებულ იქნას უკან მუშაობის სახით: სითბოს ენერჯიის ნაწილი იფანტება და ამრიგად ფასი ეკარგება. თერმოდინამიკის მეორე პრინციპის თანახმად, სითბო რომ მუშაობაში იქნას გადაყვანილი, სითბოს წყაროს გარდა აუცილებელია აგრეთვე გვექნოდეს მაცივარი. სხვანაირად რომ გამოეთქვათ, თუ რომელიმე ენერჯია გადადის უნაშთოდ სითბურში, მაგრამ სითბო. პირიქით, ენერჯიის სხვა სახეებში მხოლოდ ნაწილობრივ გადადის, რაც დამოკიდებულია ენერჯიის წყაროს და სისტემის მაცივარის ტემპერატურათა სხვაობაზე. მომუშავე სისტემის სასარგებლო მოქმედების კოეფიციენტი η , რომელიც მუდამ 100% -ზე ნაკლებია, გამოიხატება შემდეგი ფორმულით:

$$\eta = \frac{Q_1 - Q_2}{Q_1} = \frac{T_1 - T_2}{T_1}$$

სადაც $Q_1 - Q_2$ — სითბო, მუშაობად ქცეული;

Q_1 — სითბო, წყაროსაგან მიღებული;

$T_1 - T_2$ — წყაროს და მაცივარის ტემპერატურების სხვაობა.

ამრიგად, სისტემას თითქოს სითბოსათვის აქვს რალაც „ტევადობა“, რომელიც არ შეიძლება იქცეს მუშაობად. ეს „ტევადობა“ წარმოადგენს ენერჯიის მნიშვნელობის დანაკარგის საზომს და ენტროპიის სახელწოდებას ატარებს.)

მაშასადამე, სისტემის ენერგიის შრომისუნარიანობა შეიძლება გამოვ-
სახოთ ფორმულით:

$$Z = U + A = TS,$$

სადაც U —ზინაგანი, A —გარეგანი ენერგია;

Z —თერმოდინამიკური პოტენციალი, რომელიც განსაზღვრავს ზის სა-
ხეცვლის უნარს;

TS —სისტემის ენტროპია.

ცხადია, რომ Z და TS , სხვადასხვა ნიშნის და ენტროპიის უწყვეტი
ზრდის გამო, სისტემის თერმოდინამიკურ პოტენციალს, რომელიც გარედან
არ ღებულობს ენერგიას, მხოლოდ დაწვევა შეუძლია. თუ $Z=0$, ე. ი. მუშა-
ობის წარმოშობის უნარი ამოწურულია, სისტემა წინასწრობაში იმყოფე-
ბა (თუ გარედან არ იქნა შემოტანილი ენერგია) და არავითარი ცვალებადო-
ბის უნარი არა აქვს.

ვინაიდან ბუნებაში, ზუსტად რომ ვთქვათ, სავსებით ჩაკეტილი იზო-
ლირებული სისტემები არ არსებობენ, წინასწრობის მდგომარეობა არ შეიძ-
ლება იყოს აბსოლუტური, ხანგრძლივი: სისტემებში ცვალებადობა, თუგინდ
უმნიშვნელო, მაინც ხდება, მაგრამ ყოველი სისტემის მისწრაფება წინასწო-
რობისაკენ, მოცემულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში, მისი შრომისუნარიანო-
ბის ენერგიით განსაზღვრული, მუდამ და ყველგან მელაენდება. ეს ძირითადი
კანონია ყველა და მათ რიცხვში გეოქიმიური პროცესებისათვის.

სისტემის მდგომარეობის განმსაზღვრელი გარეგანი ფაქტორები რომ არ
იცვლებოდნენ, მაშინ ის რამდენიმე ხნის შემდეგ წინასწრობაში მოვიდოდა,
ამ მდგომარეობაში დარჩებოდა მანამდე, ვიდრე ერთ-ერთი ფაქტორთაგანი
მაინც არ შეიცვლებოდა.

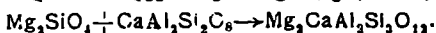
სისტემის წინასწრობის განმსაზღვრელი ფაქტორების შეცვლა იწვევს
წინასწრობის გადაადგილებას და სისტემაში ახალი ცვალებადობის წყაროს
წარმოადგენს. ამ ცვალებადობის მიმართულება განისაზღვრება წინააღმდე-
გობათა ბრძოლის საერთო კანონით.

ამ საერთო კანონის კერძო შემთხვევას წარმოადგენს ლე შატელიეს ქმე-
დების და უქუქმედების პრინციპი, რომელიც ამბობს: თუ წინასწრობაში
მყოფ სისტემაზე ვაწარმოებთ რაიმე ქმედებას, ის გამოიწვევს პროცესს, რო-
მელიც შეეცდება შეამციროს ეს ქმედება.

ასე, მაგალითად, სისტემაში (მდნარში, ხსნარში) ამა თუ იმ კომპონენ-
ტის კონცენტრაციის გაზრდისას, წინასწრობა გადაინაცვლებს ისეთნაირად,
რომ კარბი კომპონენტი კდილობს გამოიყოს სხვა ფაზაში (მაგარში ან აი-
რალში) და გამოვიდეს სისტემიდან.

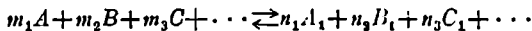
თუ სისტემა (მაგმა, ჰიდროთერმალური ხსნარი) იცვდება, წარმოიშვე-
ბიან მინერალები და ამავე დროს გამოჰყოფენ სითბოს. წნევის გადიდებისას
ხდება ნივთიერების გადასვლა ნაკლები ხვედრითი მოცულობის (შალალი ხვედ-
რითი წონის) მქონე ფორმაში.

ასე, მაგალითად, ოლივინი (ხვ. წ. 3, 12—3,33) და ანორთიტი (ხვ. წ.
2,75) დიდი წნევის დროს იძლევიან გრანატს (ხვ. წ. 4, 3) შემდეგი რეაქციით:



ღამ საერთო შენიშვნების შენდგ გადავიდეთ ძირითადი ფაქტების განხილვაზე, რომელნიც განსაზღვრავენ გეოქიმიის სისტემის მდგომარეობას, და რომელთა ერთობლიობა იწვევს ქიმიური ელემენტების შიგრაყიას.

1. ნიეთიერების კონცენტრაცია. ნიეთიერების კონცენტრაცია განისაზღვრება მოცემული ელემენტის რაოდენობის, სისტემის სხვა კომპონენტების რაოდენობის მიმართ შეფარდებით: $K = \frac{C_A \cdot m_1}{C_B \cdot m_2}$ ცხადია, რაც შეტია სხვები, მით უფრო ნაკლებია ჩვენთვის საინტერესო ელემენტის კონცენტრაცია. კონცენტრაციის როლი ოდენობით საყსებით გამორკვეულია ფიზიკური ქიმიის მიერ და გამომდინარეობს მოქმედი მასების კანონიდან, რომელიც ამ რეაქციისათვის



მათემატიკურად გამოისახება ფორმულით:

$$K = \frac{C_1^{n_1} \cdot C_2^{n_2} \cdot C_3^{n_3} \dots}{C_A^{m_1} \cdot C_B^{m_2} \cdot C_C^{m_3} \dots}$$

სადაც A, B, C —მოქმედი ნიეთიერება;

A_1, B_1, C_1 —წარმოშობილი ნიეთიერება;

CA_1, CB_1, CC_1 —ნიეთიერების კონცენტრაცია;

$n_1, n_2, n_3, m_1, m_2, m_3$ —ხსენებული ნიეთიერების მოლეკულების შესაბამისი რიცხვებია.

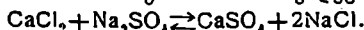
K —წონასწორობის კონსტანტა.

ფორმულიდან ჩანს, რომ მოქმედი ნიეთიერების და წარმოშობილი ნიეთიერების ნწარმოების შეფარდება წნევის და ტემპერატურის მონაცემებისათვის წარმოადგენს კონსტანტს.

მაშასადამე, თუ, მაგალითად, სისტემაში იზრდება A ნიეთიერების კონცენტრაცია, მაშინ შესაბამისად უნდა იზრდებოდეს წარმოშობილი ნიეთიერების კონცენტრაცია, მხოლოდ იმ პირობით, რომ K —კონსტანტაა.

ამ დროს შესაძლებელია ორი შემთხვევა: 1) წონასწორობა სრულდება ერთგვაროვან გარემოში, როდესაც ნიეთიერება გარეგნულად გაყოფილი არ არის—ჰომოგენური წონასწორობა; 2) წონასწორობაში მონაწილეობენ ნიეთიერებანი, რომლებიც გარეგნულად სხვადასხვაგვარი და საზღვრის სიბრტყეებით გამოყოფილი არიან, და ამავე დროს ფაზებს ქმნიან—ჰეტეროგენური წონასწორობა.

ჰომოგენური წონასწორობის მაგალითი იქნება წონასწორობა, რომელიც ქყარდება $CaCl_2$ და $NaCl$ -ის ხანარებს შორის შემდეგი რეაქციის მიხედვით:



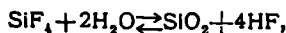
ქ წონასწორობა გამოიხატება ფორმულით:

$$K = \frac{C_{CaCl_2} \cdot C_{Na_2SO_4}}{C_{CaSO_4} \cdot C_{NaCl}^2}$$

მაგალითად, $CaCl_2$ -ის კონცენტრაციის გაზრდა შესაბამისად გამოიწვევს $CaSO_4$ და $NaCl$ კონცენტრაციის გაზრდას.

ვიდრე წარმოშობილი ნივთიერებების კონცენტრაცია მათ ხსნადობაზე ნაკლებია, წონასწორობა ჰომოგენური რჩება. თუ კონცენტრაცია ხსნადობაზე მეტია — ნივთიერებანი დაიწყებენ მაგარ ფაზაში გამოყოფას; ჩვენ გვექნება ჰეტეროგენური წონასწორობა. ეს ერთ-ერთი ილუსტრაციაა საერთო დიფერენციალური კანონისა, რომელიც ხსნარებისათვის გამოყენებით გვიჩვენებს რაოდენობის ხარისხში გადასვლას.

განვიხილოთ რეაქცია:



რომელსაც ფართო გავრცელება აქვს ბუნებაში, განსაკუთრებით პნემატოლიზის პროცესებში. ეს ჰეტეროგენური წონასწორობის მაგალითია, ვინაიდან აქ უკვე ორი ფაზა არის: აირადი (SiF_4 , H_2O და HF) და მაგარი (SiO_2).

მოქმედი მასების კანონი იძლევა შეფარდებას:

$$K = \frac{C_{\text{SiF}_4} \cdot C^2_{\text{H}_2\text{O}}}{C_{\text{SiO}_2} \cdot C^4_{\text{HF}}}.$$

SiO_2 მაგარი ფაზის სახით წონასწორობაში მონაწილეობს მხოლოდ თავისი ორთქლის უმნიშვნელო წნევით, რომელიც მუდმივია, მუდმივი წნევის და ტემპერატურის დროს. ამის გამო SiO_2 არ იმოქმედებს წონასწორობაზე და ფორმულა მიიღებს უფრო მარტივ სახეს:

$$K = \frac{C_{\text{SiF}_4} \cdot C^2_{\text{H}_2\text{O}}}{C^4_{\text{HF}}}.$$

ფორმულიდან ჩანს, რომ წყლის ორთქლის კონცენტრაციის ოთხჯერ გადიდება გამოიწვევს HF კონცენტრაციის ორჯერ გადიდებას.

მოქმედი მასების კანონი ბუნებაში მუდამ გამოვლინდება. შეიძლება მოვიყვანოთ მრავალგვარი შემთხვევა, რომელნიც გამოსახვენ მას. მაგალითად, ევტექტიკური სქემის მიხედვით მდნარის კრისტალიზაციის დროს ჯერ წარმოებს ჰარბი კომპონენტის გამოყოფა: მინდვრის შპატები ან კვარცი გამოიყოფა ჰეგმატიტზე ადრე, რომელიც წარმოადგენს მათ ევტექტიკას; რკინით და მაგმით მდიდარი ფლუქ მაგმიდან დასაწყისში გამოიყოფა რკინა-მაგნეზიალური მინერალები (ოლივინი და სხვ.).

ვებებით რა გეოქიმიურ პროცესებში ნივთიერების კონცენტრაციის როლს, არ შეიძლება არ აღვნიშნოთ, რომ რიგ მნიშვნელოვან შემთხვევაში განსაკუთრებით ქანთა წარმოშობის პროცესებში ელემენტების კონცენტრაცია, ზოგადად რომ ვთქვათ, დედამიწაში მათი გავრცელების პროპორციულია. ამის გამო, როგორც აღვნიშნული იყო, ფერსმანი შესაძლებლად თელის ასეთ შემთხვევებში პარაგენის ფორმულისათვის გამოვიყენოთ ელემენტთა კლარკები (მათი კონცენტრაციის ნაცვლად). ცხადია, რომ ასეთ შემთხვევებში შეიძლება რაღაც განსხვავება მივიღოთ: ისინი მით უფრო დიდია, რაც უფრო მეტად განსხვავებულია ელემენტის კონცენტრაცია მოცემულ ჩვეულებრივ საკმაოდ შემოსაზღვრულ სისტემაში, მისი კლარკისაგან დედამიწაში. ამის გამო, მაგალითად, მარილების ბუნებრივი ხსნარებიდან, რომლებშიაც ელემენტთა კონსტანცია

მნიშვნელოვნად განსხვავდება მათი კლარკებისაგან, მარილთა გამოყოფის შემთხვევისათვის პარაგენის ჩვეულებრივი ფორმულა არ გამოიყენება.

ნივთიერების კონცენტრაციის როლზე განხილულ საკითხთან დაკავშირებით დიდ ინტერესს წარმოადგენს ეგრეთ წოდებული ფილტრაციული ეფექტი, რომელსაც ყურადღება მიაქციეს რ. მეკეიმ და სხვა მკვლევარებმა და რომლის დეტალური მათემატიკური ანალიზი იყო ჩატარებული დ. ს. კორჟინსკის მიერ. ამ მოვლენის არსი მდგომარეობს შემდეგში. როგორც ექსპერიმენტულმა გამოკვლევებმა დაგვანახეს, ხსნარის ნახევრად გამტარ ტიხრებში გავლისას ხდება გახსნილი ნივთიერების რამდენიმედ დაკავება შედარებით გამხსნელთან, რის გამო ტიხრში გავლილ ხსნარში ნივთიერების კონცენტრაცია რამდენადმე მცირდება. ექსპერიმენტული მონაცემების თანახმად ფილტრში გასული dm გახსნილი ნივთიერების რაოდენობა პროპორციულია ფილტრში გავლილი ds ხსნარის მოცულობის და პროპორციულია ხსნარის კონცენტრაციის, ე. ი. $dm = \varphi \cdot c \cdot ds$.

კოეფიციენტი φ ახასიათებს მოცემული ნივთიერებისათვის ფილტრის გამტარიანობას.

დ. ს. კორჟინსკიმ გამოიკვლია ამ დიფერენციული ფორმულის გამოსადეგობა ქანებში ხსნარების ფილტრაციის შემთხვევისათვის. მან დაგვანახა, რომ კოეფიციენტი φ გამხსნელის და გახსნილი ნივთიერების ნაწილაკების სიჩქარის შეფარდებას იძლევა:

$$\varphi = \frac{v \text{ გახსნილი ნივთიერების}}{v \text{ გამხსნელის}}$$

რუხშე ფილტრებში თავისუფალი მოძრაობის დროს $\varphi = 1$, ე. ი. ფილტრაციულ ეფექტს აღვილი არა აქვს. წმინდა ფილტრების დროს (მაგალითად, ძნელად გამტარ ქანებში) $\varphi < 1$, ე. ი. გახსნილი ნივთიერების მოცილება, მის დაკავებას აქვს აღვილი, რაც იწვევს მისი კონცენტრაციის გაზრდას მოძრავი ხსნარის ზურგის ნაწილში და, პირიქით, კონცენტრაციის შემცირებას ხსნარის წინა ნაწილებში.

დ. ს. კორჟინსკი და რ. მეკეი თვლიან, რომ კონკრეტულ გეოლოგიურ პირობებში ფილტრაციულ ეფექტს შეუძლია მიგვიყვანოს ისეთ მნიშვნელოვან გეოქიმიურ შედეგებამდე, როგორცაა ქანების მეტამორფიზმის და მეტასომატოზის ზოგიერთი მოვლენა, მაგური სხეულიდან გამოტანილი და გაფანტული ელემენტების ორეოლები, ე. ი. შადანთა გამოყოფის ზონალობა, და ქანებში დრუშული სიციარეოლები. მეკეის აზრით კალის, ვოლფრამის, სპილენძის, თუთიის, ტყვიის, ვერცხლისწყლის ინტრუზივიდან სხვადასხვა მანძილზე განაწილებაში ზონალობა აიხსნება არა ტემპერატურის დაწვეით მათი გამოყოფის დროს, არამედ იმით, რომ კალა და ვოლფრამი ადვილად დაიკავებია რუხშე ტიხრებით, იმ დროს, როდესაც სხვა ელემენტების გამოსაყოფად საჭიროა უფრო წვრილი ფორების მქონე ქანები. ეს საინტერესო დასკვნები მოითხოვენ კონკრეტულ ქანებზე შესწავლას.

როგორც ვხედავთ, ფილტრაციული ეფექტი დამყარებულია გახსნილი ნივთიერების განსხვავებული მოძრაობის აღიარებაზე.

კომპონენტების განსხვავებული გეოქიმიური მოძრაობის დასკვნამდე კორჟინსკი გაცილებით ადრე მივიდა, სახელდობრ პრიბაიკალის და აღმოსავლეთ

ციმბირის არქაული ასაკის ქანების მეტასომატური შეცვლის და მინერალური ასოციაციის შესწავლის დროს. კორეინსკის მიერ მაშინ ფორმულირებული „კომპონენტების დიფერენციული მოძრაობის“ პრინციპი გულისხმობს, რომ ქანები ისეთნაირად იცვლებიან, თითქოს განხილული სისტემა ნაკლებად მოძრავი კომპონენტებისათვის სავსებით ჩაკეტილი იყო და ადვილად მოძრავი კომპონენტებისათვის ღია. ამის გამო უკანასკნელებისათვის ქანების მოცულობაში, რომელიც ქარბობს რეაქციული ზონების მოცულობას, დამახასიათებელია მუდმივი კონცენტრაცია.

ყველა მეტასომატურ და მაგმურ პროცესებში სავსებით მოძრავია წყალი და ნახშირჟანგი; ტუტე მეტალები ინერტულებია სუსტი ნორმალური მეტამორფიზმის დროს, მაგრამ სავსებით მოძრავნი არიან მეტასომატოზის დროს, უფრო ნაკლებად მოძრავია სილიციუმი, მაგნიუმი, ალუმინი და რკინა. მოძრაობის უნარი იცვლება ტემპერატურასა და წნევასთან დაკავშირებით. ასე, მაგალითად, ტემპერატურის დაწევასთან დაკავშირებით კალციუმის და სილიციუმის მოძრაობის უნარი მკვეთრად მატულობს, რკინისა კი კლებულობს, კალციუმის მოძრაობის უნარი მატულობს სილრმესთან (წნევასთან) დაკავშირებით. ამრიგად, სხვადასხვა გეოქიმიური სისტემისათვის, რომლებიც ხასიათდებიან მიგრაციის ფაქტორის ამა თუ იმ მნიშვნელობით, უნდა არსებობდეს მოძრაობის განსხვავებული რიგები.

აღდანო-სლუდიანსკის კომპლექსში კორეინსკიმ გამოიყვანა მეტამორფიზმისა და მეტასომატოზისათვის ელემენტების და ენგულუმების კლებადი მოძრაობის ასეთი ემპირიული რიგი: H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe, P_2O_5 , BaO, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 .

სხვა პროცესებისათვის რიგები შეიცვლებიან, მაგრამ რიგის დასაწყისში ყოველთვის იქნებიან სავსებით მოძრავი H_2O და CO_2 .

მოყვანილი რიგის განხილვისას ძნელი არ არის იმის შემჩნევა, რომ ძირითადად მოძრაობის მეტი უნარი აქვთ დაბალვალენტოვან ელემენტებს; ერთნაირი ვალენტობის დროს უფრო მოძრავია დიდი რადიუსების მქონე ელემენტები; დიდი მოძრაობა ახასიათებთ H_2O და CO_2 -ის მოლეკულარულ შენაერთებს.

2. ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ ა. სავსებით უდავოა, რომ მიგრაციის პროცესებში განსაკუთრებით დიდ როლს ასრულებს ტემპერატურა, რომელიც საზღვრავს ქიმიური რეაქციის მსვლელობის სისწრაფეს (ეს სისწრაფე ტემპერატურის 10° გადიდებით დაახლოებით ორჯერ იზრდება) და აგრეთვე სისტემის აგრეგატულ მდგომარეობას. ტემპერატურასთანაა დაკავშირებული ერთ სისტემაში მყოფი ელემენტების და მათი შენაერთების აქროლადობა, რომელიც ატომების გამოცალკევებას იწვევს. ტემპერატურის დაწევა იწვევს მდნარის და ხსნარის კრისტალიზაციას, ე. ი. ელემენტების დანაწილებას მაგარ და თხიერ ფაზებს შორის. ტემპერატურის აწევასთან დაკავშირებით ხდება კრისტალური მესრების შესუსტება და იზომორფიზმისადმი უნარის გაზრდა, რაც კარგად არის ილუსტრირებული ვერნადსკის ემპირული იზომორფული რიგებით.

დედამიწისათვის ტემპერატურა მერყეობს რამდენიმე ათასი გრადუსის ფარგლებში. მაგმური პროცესების კრისტალიზაცია ხდება $1800-600^\circ$ -ის ფარ-

გლებში (დაწყებული დუნიტებიდან შეავე გრანიტულ დერიკატებამდე). დედა-ძიწის ზედაპირზე მერყეობის ამპლიტუდა $+85^{\circ}$ -დან (ზოგიერთ უდაბნოებში შავი სხეულების გახურება) -70° -მდე (მინიმალური ტემპერატურა ვერხოიან-სკში).

ტემპერატურების აღნიშნულ საზღვრებში სრულდება დედამიწაზე ყველა პროცესი. ჩვენთვის განსაკუთრებული ინტერესი აქვს ტემპერატურებს 1800° -ზე ქვევით, რამდენადაც სწორედ მათთან არიან დაკავშირებული ქანების, მადნეული ბუდობების ფორმირების პროცესები და ჰიპერგენიზის პროცესები.

აუცილებელია აღვნიშნოთ, რომ ამა თუ იმ გეოქიმიური სისტემის ტემპერატურა მუდმივი არ არის: ის ან ზევით ან ქვევით იწვევს. პრაქტიკულად ჩვენთვის მნიშვნელოვანია ტემპერატურის დაწვეის შემთხვევები, რომლებთანაც დაკავშირებულია ჩვენთვის მისაწვდომი პროდუქტები (ქანები, მადნები და ა. შ.). პირიქით, რომელიმე გეოქიმიური სისტემის ტემპერატურის გადიდება ჩვეულებრივ დაკავშირებულია მის ჩაძირვასთან, რომლის დროს ჩვენთვის ის მიუწვდომელი ხდება. ტემპერატურის დაწვეისაზ ხდება ელემენტების დიფერენციაცია: მეტალების გამოცალკეება არამადნეული ელემენტებიდან, ადვილად აქროლადი აირების ძნელად აქროლადი შენაერთებიდან და ა. შ. ტემპერატურის აწვეისას ჩვეულებრივ მიმდინარეობს შებრუნებული პროცესი: ერთ-გვაროვან მდნარში იმ ელემენტების შერევა, რომლებიც მანამდე განცალკევებული იყვნენ.

ტემპერატურის, როგორც სისტემის წონასწორობის ფაქტორის როლი სავსებით გამორკვეულია ფიზიკური ქიმიის მიერ, სადაც ტემპერატურაზე წონასწორობის კონსტანტის დამოკიდებულებისათვის გამოყვანილია შემდეგი ფორმულა (ვანტ-ჰოფის):

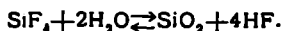
$$\ln K_2 - \ln K_1 = -\frac{Q}{R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right),$$

სადაც K_1 და K_2 — კონსტანტებია T_1 და T_2 ტემპერატურის დროს;

Q — რეაქციის სითბო;

R — აირის მუდმივი, 1.98 მ. კალ. ტოლი.

გამოვიყენოთ ეს ფორმულა ზემოთ განხილული რეაქციებისათვის:



დავუშვათ ცნობილია K_1 კონსტანტა T_1 ტემპერატურის დროს; ტემპერატურის გაზრდით T_2 ტემპერატურამდე შესაბამისად კონსტანტა K_2 იქნება. ვინახოთ საით გადაადგილდება ამ დროს წონასწორობის სისტემა.

როგორც ცნობილია, SiO_2 და HF წარმოშობის რეაქცია ეგზოთერმულს წარმოადგენს. მაშასადამე, $Q > 0$ და ვინაიდან $T_2 > T_1$ -ზე, ბინომი

$\left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) > 0$ -ზე. განტოლებაში ამ სიდიდეების ჩასმით, მივიღებთ. რომ

$$\ln K_2 - \ln K_1 > 0, \text{ ე. ი. } K_2 > K_1.$$

ამრიგად, თუ $T_2 > T_1$ -ზე, მაშინ წონასწორობა გადაადგილდება მარცხენივ, ე. ი. ტემპერატურის გაზრდის დროს SiF_4 -ის და H_2O -ის კონცენტრაცია გაიზრდება და შესაბამისად SiO_2 და HF შემცირდება. გასაგებია, რომ ტემპერატურის დაწვეისას მოხდება წონასწორობის გადაადგილება მარჯვნივ —

SiO₂ და HF-ის გაღივებისაკენ. ასეთივე მსჯელობა შეიძლება გამოვიყენოთ პნევმატოლიტურ პირობებში კალისქვის წარმოშობა რეაქციაზე:



აქაც ტემპერატურის დაწვევისას SnO₂-ის წარმოშობა ხდება დიდი ეგზოთერმული ეფექტით, რომელიც მის გაცივებას ეწინააღმდეგება.

ეს მაგალითები ნათელყოფენ სხვადასხვა ტემპერატურის დროს პნევმატოლიტური რეაქციის მიმართულებას.

3. წ ნ ე ვ ა. დედამიწის ზედაპირზე წნევა დაახლოებით 1 ატმ ტოლია მცირე მერყეობით, მაგრამ ეს მერყეობა დიდ გავლენას ახდენს ელემენტების მიგრაციაზე, მაგალითად. ნიადაგების და ჰიდროსფეროს აირის რეჟიმზე. სიღრმესთან ერთად წნევა მატულობს ყოველ კილომეტრზე დაახლოებით 250—300 ატმ და დედამიწის ცენტრალურ ნაწილებში ის მილიონი ატმოსფეროებით გაიზომებოდა.

წნევას განსაკუთრებით დიდი გავლენა აქვს აირადი და თხიერი ფაზის გამოცალკევების დროს. ასე, მაგალითად, მაგმურ კერაზე წნევის შემცირებამ (მაგალითად, ტექტონიკური რღვევის დროს) შეიძლება გამოიწვიოს აქროლადი შენაერთების გამოყოფა, რომლებიც საწყისის მისცემენ პნევმატოლიტური და ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობას. გავლენა აქვს აგრეთვე სტრესს-გვერდით წნევას, რომელიც წნევის მიმართულებით ადიდებს მინერალთა ხსნადობას; ასეთი წნევის დროს, ატომები გადაადგილდებიან და მინერალები თავსდებიან განიერი სიბრტყეებით წნევის მართობულად (მაგალითად, ქარსები გენისებში).

მაგრამ წნევის გავლენა გაცილებით უფრო უნივერსალურია, ვინაიდან ის ტემპერატურის მსგავსად მოქმედებს წონასწორობის კონსტანტის სიდიდეზე, და რეაქციის მსვლელობას წარმართავს მარჯვნივ ან მარცხნივ.

აქაც მართლდება დაპირისპირებულია მთლიანობის დიალექტიკური კანონი. ნათქვამი განვმარტოთ ზემოთ განხილული SiO₂-ის წარმოშობის მაგალითზე. როგორც დავინახეთ,

$$K = \frac{C\text{SiF}_4 \cdot C^2\text{H}_2\text{O}}{C\text{SiO}_2 \cdot C^4\text{HF}}.$$

ეს გვიჩვენებს, რომ სამი აირადი მოლეკულის (SiF₄+2H₂O) ხარჯზე, წარმოიშვება HF-ის ოთხი მოლეკულა, მაშასადამე, რეაქციას თან ახლავს მოცულობის გადიდება, წნევის აწევამ კი ეს რეაქცია უნდა წარმართოს საწინააღმდეგო მიმართულებით—SiF₄-ის და H₂O-ს კონცენტრაციის გადიდებისაკენ, SiO₂ და HF ხარჯზე. ამრიგად, თუ ღრმა ზონებში HF-ის (რომელიც გამოიყოფა მაგმიდან სხვა აირებთან ერთად) სილიკატების სილიციუმის მკვავაზე მოქმედებასთან დაკავშირებით SiF₄ და H₂O-ს წარმოშობა წარმოებს ზედა პორიზონტებში, ნაკლები წნევის დროს—პროცესი მიმდინარეობს საწინააღმდეგო მიმართულებით—ეკარცის წარმოშობის მხარეს. ბუნებრივ პროცესებზე დაკვირვება სავსებით ადასტურებს ამ დასკვნებს.

იგივე მსჯელობა და დასკვნები გამოდგება, მაგალითად, კასიტერიტის მიმართაც, რომელიც წარმოიშვება პნევმატოლიტურ პირობებში წნევის დაწვევის დროს.

წნევის როლი, როგორც მიგრაციის ფაქტორი, ხსნის, მაგალითად, ქანების ლლობის და მაგმის გამყარების დროს მაგარი და თხევადი ფაზების წონასწორობის შემთხვევასაც, სადაც გადაადგილება დამოკიდებულია ნივთიერების ხვედრიითი მოცულობის შეცვლაზე.

თუ მაგარი ფაზის ხვედრიითი მოცულობა მეტია, ვიდრე თხიერის, მაშინ ბუნებრივია, რომ წნევის გადიდება ხელს შეუწყობს მაგარი ფაზის თხიერში გადასვლას, ე. ი. დაწვეს ლლობის წერტილს. მაგალითად, წყლისათვის წნევის გადიდება 1 ატმოსფეროთი, ლლობის ტემპერატურა ამცირებს $0,077^{\circ}$ -ით, ეს კარგად ცნობილი ფაქტი, ალბათ, დიდ როლს ასრულებს მყინვარების მოძრაობის დროს.

პირიქით, თუ მაგარი ფაზის მოცულობა ნაკლებია, ვიდრე თხიერის, ე. ი. თუ ლლობას თან ახლავს მოცულობის გადიდება, მაშინ, ალბათ, წნევის გადიდება ხელს შეუწყობს მაგარი ფაზის წარმოშობას, ე. ი. აწვეს ლლობის წერტილს. ასე, მაგალითად, რკინისათვის ყოველ ატმოსფეროზე ლლობის ტემპერატურა მატულობს $0,011^{\circ}$ -ით.

ამრიგად, მაგალითად, მაგმების კრისტალიზაციის დროს აუცილებელია მხედველობაში მივიღოთ ნივთიერების ხვედრიითი მოცულობის გადიდება, თუ შემცირება თან ახლავს მას, და აქედან გაკეთდეს შემდგომი დასკვნები, როგორც აღნიშნულია ზემოთ.

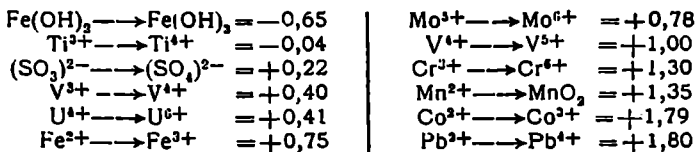
ზ ხ ს ნ ა რ ე ბ ი ს დ ა მ დ ნ ა რ ე ბ ი ს ი ო ნ ი ზ ა ც ი ი ს ხ ა რ ი ს ხ ი თხევად ფაზებში ნივთიერება შეიძლება იმყოფებოდეს როგორც არადისოციირებული მოლეკულების სახით, ისევე მეტად თუ ნაკლებად მაღალი ხარისხით დისოციირებული იონების სახით. ორივე მდგომარეობა ჩვეულებრივია, ე. ი. თხევად ფაზაში ერთდროულად იონებიც და მოლეკულებიც არიან. ელექტროლითური დისოციაციის ხარისხი დამოკიდებულია როგორც თვით გახსნილი ნივთიერების თვისებაზე, ასევე გამხსნელის თვისებაზე—მის დიელექტრულ მუდმივობაზე და ასევე ხსნარის კონცენტრაციასა და ტემპერატურაზე. იონიზაციის ხარისხის მნიშვნელობა უდავოდ ძალიან დიდია ამ ფაქტორით აიხსნება, მაგალითად, ხსნარებიდან და მდნარებიდან მინერალთა გამოყოფის თანამიმდევრობა. არის საბუთი ვიფიქროთ, რომ იონურ ფორმაში მყოფი ელემენტები უფრო ადრე გადადიან მაგარ ფაზაში, ვიდრე მოლეკულარულ მდგომარეობაში მყოფი იგივე ელემენტები. სამწუხაროდ, ბუნებრივ ხსნარებში და განსაკუთრებით მდნარებში ნივთიერების იონიზაციის ხარისხის საკითხი ჯერ თითქმის სრულებით არ არის გაშუქებული.

5. და მქ ა ნ გ ვ ე ლ - ა ლ მ დ გ ე ნ ე ლ ი პ ო ტ ე ნ ც ი ა ლ ე ბ ი. თუ ატომი (იონი) კარგავს ელექტრონებს, ის იქანგება, თუ იძენს—აღდგება. მაგალითად, $F^+ + e \rightarrow Fe^{2+}$ არის აღდგენის რეაქცია: რკინის სამვალენტოვანი იონი გადადის ორვალენტოვანში.

დაქანგეას მუდამ თან ახლავს აღდგენა, რამდენად ერთი ატომის (იონის) მიერ დაკარგული ელექტრონები შეიძინება იმავე სისტემაში მყოფი მეორე ატომის, აღმდგენელის მიერ.

დამქანგველ-აღმდგენელი პროცესები ხასიათდებიან პოტენციალების სხვაობით დამქანგველ-აღმდგენელ ჯაჭვში. ამ პოტენციალების სხვაობა, რომელიც

ქიმიური რეაქციის თავისუფალი ენერჯის შეცვლის პროპორციულია, დამოკიდებულია იონიზაციის პოტენციალზე. ზოგიერთ იონთა წყვილის და შენაერთების პოტენციალების მნიშვნელობა (ვოლტებში) 18°-ის ტემპერატურის და დეცინორმალური კონცენტრაციის დროს ასეთია:



ყოველი ამ წყვილთაგანი წარმოადგენს დამენაგველს ზემოთ მდებარე იონის მიმართ და აღმდგენელს—ქვემოთ მდებარე იონის მიმართ. პოტენციალები დამოკიდებულია კონცენტრაციაზე, რაც გამოიხატება ფორმულით:

$$E_1 = E_0 + \frac{0,058}{n} \lg \frac{C_1}{C_0}$$

სადაც E_1 და E_0 —პოტენციალებია მოცემული და ნორმალური კონცენტრაციის დროს;

C_1 და C_0 —შესაბამისი კონცენტრაციები;

n —რეაქციაში მონაწილე ელექტრონების რიცხვი.

ე. ვ. შჩერბინა, სწავლობდა რა დამენაგველ-აღმდგენელი პოტენციალის როლს მინერალთა პარაგენეზის ასახსნელად, მივიდა მთელ რიგ საინტერესო დასკვნამდე. კერძოდ ამ თვალსაზრისით მან განიხილა სხვადასხვა იონების შესაძლებელი და აკრძალული ასოციაციები, რკინის ორ და სამეალენტოვანი იონების თანაარსებობის დროს (ნეიტრალურ ან სუსტად მჟავე გარემოში) და ასეთი შედეგები მიიღო (31-ე ცხრილი—ფრჩხილებში ნაჩვენებია ეალენტოვნება).

ც ხ რ ი ლ ი 31

თანაარსებობის დროს	შეიძლება იყვნენ	არ შეიძლება იყვნენ
Fe^{2+}	Ti (3; 4), V (3; 4), Cr (3), Mo (5; 6), Mn (2), Co (2), Ni(2), W (6), Pb (2)	V (5), Cr (6), Mn (4), Co (3), Ni (3), Pb (4), (NO_2) ¹⁻
Fe^{3+}	Ti (4), V (4; 5), Cr (3; 6), Mo (5; 6), Mn (2; 4), Co (2; 3), Ni (2; 3), Pb (2; 4), (NO_2) ¹⁻	Ti(3), V (3), U (4)

ასეთივე ცხრილები შესაძლებელია იონების სხვა ასოციაციებისათვისაც. დამენაგველ-აღმდგენელი პოტენციალებიდან გამომდინარე ჰიპოგენულ-პირობებისათვის შჩერბინა გამოყოფს ხუთ ფაციებს: 1) რკინის ქვეენჯის, 2) რკინის ქვეენჯის და ეანჯის, 3) რკინის ეანჯის, 4) ქრომატებისა და ვანდატების, 5) უმაღლესი ეანჯების (მინგანუმი მთლიანად Mn^{3+} სახით).

6. pH სიდიდე. წყალბადის იონების კონცენტრაციის, ე. ი. ხსნარის ჰევალობის ან ტუტეობის ხარისხის მნიშვნელობა ამჟამად ხაზგასმულია ზედაპირული პროცესების შემსწავლელი ყველა მკვლევარის და განსაკუთრებით ნიადაგთმცოდნეების მიერ. ბუნებრივი ჰიდროთერმალური წყლებისათვის საკითხი ნაკლებად ნათელია, მაგრამ რიგ შემთხვევაში აქაც შეიძლება სავსებით გარკვეულად ითქვას ამა თუ იმ საბადოს მეჯე (ჩვეულებრივ ჰიპოთერმალური საბადოები) ან ტუტე ხსნარობიდან (სტიმიუმის და ვერცხლისწყლის ეპითერმული საბადოები) წარმოშობის შესახებ.

რიგი მკვლევარების აზრით, საერთოდ ჰიდროთერმალური ხსნარების ევოლუციის პროცესში, შესაძლებელია მეჯე ხსნარებიდან ტუტე ხსნარებისაკენ გადასვლა, რაც ძირითადად განისაზღვრება გარემოს, განსაკუთრებით გარშემო მყოფი ქანების ნეიტრალიზაციის როლით.

pH-ის სხვადასხვა სიდიდის დროს ხსნარებიდან გამოიყოფიან განსხვავებული შენაერთები. მოგვყავს ატკინის მიერ მიღებული დასკვნები, რომლებიც მან გააკეთა ჰიდრატების გამოყოფის შესწავლის დროს (ცხრილი 32).

ცხრილი 32

pH	გამოიყოფიან ქანგულების ჰიდრატები	წყლების ბუნება
11	Mg	ნიადაგის ტუტე ზღვის მდინარეული
10		
9		
8		
7		
6	Fe ³⁺ Cu Al	წყიმის ტორფის
5		
4		
3	Fe ²⁺	
2		
1-0		

გოგირდმეჯე (უდაბნოს ნიადაგებში)

ზედაპირული ძალები. საბოლოო ანგარიშში ეს ელექტრული ძალებია, რომლებიც მელანდებიან მაგარი ნივთიერების ზედაპირზე. ისინი იზრდებიან ხედიერთი მოცულობის ზრდასთან ერთად, ამის გამო დიდია მალაღლისპერსიულ სისტემებში, განსაკუთრებით კოლოიდებში. ამ ფაქტს განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს ჰიპერგენეზის გეოქიმიისათვის (დაწვრილებით ამის შესახებ იხ. სპეციალური ნაწილი „ზედაპირული (ჰიპერგენული) პროცესები“), მაგრამ კოლოიდების როლი უფრო და უფრო ირკვევა სხვა, და მათ რიცხვში ჰიდროთერმალური პროცესებისათვის.

მეჯათა კანონი. ბუნებრივი პროცესებისათვის ჩვეულებრივია ჰეტეროგენული წონასწორობა, ანუ სხვადასხვა ფაზათა წონასწორობა. მეჯათა, ეს სისტემის შემადგენელი ნაწილია, რომელიც გამოყოფილი არის მკვეთრ საზღვრებით გარშემომყოფი სივრცეიდან. ასეთებია, მაგალითად, ერთი და იგივე ნივთიერების მაგარი, თხიერი და აირადი ფაზები და აგრეთვე მისი პოლიმორფული სახეები.

სისტემის ქიმიური შემადგენლობა შეიძლება გამოსახული იქნეს კომპონენტების რიცხვით, ე. ი. ქიმიური შემადგენელი ნაწილების უმცირესი რიცხვით, რომელიც საჭიროა სისტემის შემადგენლობის განსასაზღვრავად.

ჯიბსმა დაგვანახა, რომ კომპონენტების და ფაზების რიცხვს და ტემპერატურაში წნევასა და წონასწორობაში მონაწილე ნივთიერების კონცენტრაციის შეცვლას შორის არსებობს შეფარდება, რომელიც გამოიხატება ფაზათა კანონით:

$$F = K - P + 2,$$

სადაც F —თავისუფლების ხარისხის რიცხვია, ე. ი. სისტემაში შესაძლებელი შეცვლის რიცხვი.

K —კომპონენტების რიცხვი; P —ფაზათა რიცხვი.

სისტემაში კომპონენტების რიცხვი შესაძლებელია იყოს ნაირგვარი. ამასთან დაკავშირებით გამოყოფენ სისტემებს: ერთკომპონენტიანს, ორკომპონენტიანს, სამკომპონენტიანს და ა. შ.

თავისუფლების ხარისხის რიცხვიც აგრეთვე შესაძლებელია იყოს სხვადასხვა. თუ $F=0$ —სისტემას ეწოდება ინვარიანტული, ასეთი სისტემისათვის დაუშვებელია ტემპერატურის, წნევის შეცვლა ისე, რომ არ დაირღვეს წონასწორობა.

თუ $F=1$ —სისტემა მონოვარიანტულია. აქ წონასწორობის დაურღვევლად შეიძლება შეიცვალოს თავისუფლების ერთი ხარისხი (ტემპერატურა ან წნევა), მეორე ამ დროს უცვლელი უნდა დარჩეს.

თუ $F=2$ —სისტემა ბივარიანტულია; მასში წონასწორობა უცვლელი რჩება, ტემპერატურის და წნევის ერთდროული შეცვლის დროს.

ყველაზე მარტივია ნათქვამის გამორკვევა ერთკომპონენტიან სისტემაზე—წყალზე. ერთი ფაზის შემთხვევაში, მაგალითად, ორთქლისებრში $K=1$, $P=1$ და $F=1-1+2=2$. ამრიგად სისტემა ბივარიანტული იქნება, რომელშიაც (განსაზღვრულ საზღვარამდე) შეიძლება (t და p -ს) შეცვლა: ორთქლი დარჩება ორთქლად, შეიცვლება მხოლოდ მისი მოცულობა.

თუ თხევადი წყალი წონასწორობაშია თავის ორთქლთან, მაშინ $P=2$ და $F=1-2+2=1$. წარმოიშვება მონოვარიანტული სისტემა. წონასწორობა ამ სისტემაში შენარჩუნებული იქნება, თუ ორი ცვლადიდან (p, t) ერთის ნებისმიერად შეცვლასთან ერთად პირველის შესაბამისად შეიცვლება მეორე, ე. ი. თუ ყოველ ტემპერატურას უპასუხებს გარკვეული წნევა. მხოლოდ თუ, მაგალითად, უცვლელი წნევის დროს ტემპერატურის გაზრდას ექნა ადგილი, თხევადი ფაზა გადავა აირადში და დამყარდება ახალი წონასწორობა, რომელიც ბივარიანტულ სისტემას უპასუხებს.

წონასწორობა ყინული—წყალი—ორთქლის შემთხვევაში, $P=3$ და $F=1-3+2=0$ —სისტემა ინვარიანტულია. ამ შემთხვევაში ჩვენ არ შეგვიძლია არც ერთი ცვლადი შევცვალოთ ნებისმიერად: თითოეული შეცვლა გამოიწვევს ერთი ფაზის მეორეში გადასვლას, და სისტემა გადავა მონოვარიანტულში.

ერთკომპონენტიანი სისტემის: მაგალითად შეიძლება აგრეთვე გამოდგეს პოლიმორფიზმის ზოგიერთი შემთხვევა, ე. ი. შემთხვევები, როდესაც ერთი

ნივთიერება გვხვდება რამდენიმე მოდიფიკაციის სახით, სადაც თითოეული მოდიფიკაცია უპასუხებს ფაზას.

ცნობილია, რომ მოდიფიკაციები მდგრადია განსაზღვრული ტემპერატურისა და წნევის პირობების დროს. ასე, მაგალითად, α -კვარცი მდგრადია 575°-მდე და ამ ტემპერატურაზე გადადის β -კვარცში.

ორი მოდიფიკაციის წონასწორობის შემთხვევაში ჩვენ გვაქვს: $K=1$ (მოცემულ მაგალითში ეს იქნება SiO_2); $P=3$ (ორი მოდიფიკაცია+ორთქლი).

$F=K-P+2=1-3+2=0$. სისტემა ინვარიანტულია, რომელიც ორი ცვლადიდან ერთის (t ან p) ან ორივეს შეცვლის დროს დაირღვევა და ერთი მოდიფიკაცია მეორეში გადასვლას დაიწყებს. რასაკვირველია, ასეთი გადასვლა ორთქლის მცირე ღრეკადობის გამო იქნება მეტისმეტად ნელი და ჩვენ კიდევ შეიძლება ორივე მოდიფიკაცია ერთად შეგვხვდეს, მაგრამ ზუსტად რომ ვთქვათ, ეს არ იქნება წონასწორობა.

ერთი მოდიფიკაციის მეორეში გადასვლა იხსნება იმით, რომ თითოეულ მათგანზე მოცემულ პირობებში ორთქლის ღრეკადობა იქნება ნაირგვარი: ის მოდიფიკაცია, რომელიც უფრო სწრაფად ორთქლდება მეორე მოდიფიკაციასთან შედარებით გამოიწვევს ორთქლის მეტ ღრეკადობას, და ამიტომ უკანასკნელი გაიზრდება პირველის ხარჯზე.

აქედან ცხადია, რომ გადასვლის სისწრაფე, საერთოდ რომ ვთქვათ; დამოკიდებულია სხვადასხვა მოდიფიკაციაზე, ორთქლის ღრეკადობის ნაირგვარობაზე და იზრდება კომპონენტის ქროლადობის ზრდასთან ერთად. ამის გამო, მაგალითად, გოგირდში გადასვლა შედარებით სწრაფად ხდება, ნახშირბაღში (გრაფიტი—ალმასი)—მეტისმეტად ნელა.

ანალოგიურად შეიძლება დამტკიცდეს, რომ იმ შემთხვევაში, როდესაც წონასწორობაში მონაწილეობს წყალი, მოცემულ პირობებში მოდიფიკაცია მეტი ხსნადობით ნაკლებ მდგრადი იქნება შედარებით ნაკლები ხსნადობის მოდიფიკაციასთან და პირველი თანდათან გადავა მეორეში.

უზბრუნდებით რა ფაზათა კანონის გამომხატველ ფორმულას: $F=K-P+2$, შეგვიძლია ის გადავწეროთ შემდეგნაირად: $P=K+2-F$. საერთოდ, როგორც ამ ფორმულებიდან ჩანს, ფაზების რიცხვი იზრდება კომპონენტების ზრდასთან ერთად. მაქსიმალურად შესაძლებელი ფაზათა რიცხვი ინვარიანტულ სისტემაში იქნება ($F=0$), სადაც $P=K+2$. მხოლოდ ბუნებაში ისეთი შემთხვევა, რომლის დროსაც p და t წარმოადგენენ სავსებით გარკვეულს და მუდმივს, შეუძლებელია. ეს ფაქტორები იცვლებიან ფართო საზღვრებში, ასე რომ, პრაქტიკულად გვაქვს ბივარიანტული სისტემები ($F=2$).

ჩავსვათ რა ფორმულაში $F=2$ მნიშვნელობას, საბოლოო სახით ვღებულობთ: $P=K+2-2$ ან $P=K$.

ეს გოლდშმიდტის მიერ დადგენილი მინერალოგიურ ფაზათა კანონია, საიდანაც გამომდინარეობს, რომ „მაგარი მინერალების n მაქსიმალური რიცხვი, რომლებიც ერთდროულად მდგრადად არსებობენ ნებისმიერი წნევის და ტემპერატურის დროს, უდრის ამ მინერალების შემადგენელი n კომპონენტების რიცხვს“.

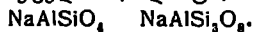
განვიხილოთ რამდენიმე მაგალითი.

სისტემა $n=1$. ამას ეკუთვნის, მაგალითად, ზემოთ განხილული SiO_2 -ის შემთხვევა. ყოველი l და p დროს წონასწორობაში ნაჯერი ხსნარით იქნება მხოლოდ ერთი მოდიფიკაცია (ატმოსფერული წნევის პირობებში: 75° —მდე ტემპერატურის დროს α -კვარცი, 575 — 870° — β -კვარცი; 870 — 1470° —ტრილიმიტი, 1470 — 1710° —ქრისტობალიტი, ამის ზევით—მდნარი).

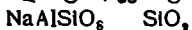
სისტემა $n=2$. მაგალითად შეიძლება განვიხილოთ SiO_2 — Al_2O_3 . შესაძლებელია: კორუნდი (Al_2O_3), კვარცი (ნაირგვარ მოდიფიკაციებში). Al_2SiO_5 (ნაირგვარ მოდიფიკაციებში). სინამდვილეში გვხვდება კომბინაციები: ა) $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{SiO}_5$; ბ) $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{SiO}_5$.

მეორე მაგალითი: სისტემა ნეფელინი-კვარცი. ცნობილია კომბინაციები:

ა) ნეფელინი+ალბიტი;



ბ) ალბიტი+კვარცი;



სისტემა $n=3$ -ის მაგალითად შეიძლება იყოს MgO — Al_2O_3 — SiO_2 სისტემა. ამ სისტემაში შესაძლებელია ათი მინერალი, მაგრამ სინამდვილეში ამათგან ასოციაციაში მუდამ მხოლოდ სამია. ცნობილია კომბინაციები:

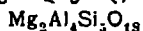
ა) ფორსტერიტი+შპინელი+პერიკლაზი (მონტე-სომის ეფუზივებში)



ბ) ფორსტერიტი+შპინელი+ენსტატიტი (ოლივინის ბომბები ბაზალტებში)



გ) კორუნდი+შპინელი+კორდიერაიტი (კორუნდის რქაულები)



და სხვ.

ფერსმანმა დაგვანახა, რომ მინერალოგიურ ფაზათა კანონი შეიძლება გამოვიყენოთ უფრო რთული სისტემებისათვის—სუფთა ხაზის პეგმატიტებისათვის.

ფაზათა კანონის გამოყენებისას ჩვეულებრივ გულისხმობენ სრულ წონასწორობას ფაზებს შორის. მაგრამ ბუნებაში ეს ყოველთვის შესაძლებელი არ არის. მაგალითად, ბლანტ სილიკატურ სისტემებში, რომლებიც სწრაფად მყარდებიან ეფუზური ქანების წარმოშობის დროს, ზოგჯერ დიდი ხნის განმავლობაშია ც მდგრად ფაზებთან ერთად, არსებობენ არამდგრადებიც.

მ ბოლო ხანებში დ. ს. კორჟინსკიმ დაგვანახა, რომ ფაზათა კანონი შეიძლება გამოყენებულ იქნას არა მარტო ჩაკეტულ, არამედ ღია სისტემაშიც, რასაც ბუნებრივი პროცესებისათვის, რასაკვირველია, განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს.

აქამდე უმთავრესად ჩვენ ვლაპარაკობდით დამყარებული წონასწორობის შემთხვევებზე და ვეცნობოდით ამა თუ იმ რეაქციის საბოლოო პროდუქტებს, რომლებიც უპასუხებდნენ გარკვეულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებს.

სინამდვილეში პირობები შეიძლება გაცილებით უფრო სწრაფად შეიცვალოს, ვიდრე ერთი თაზის (ჩვეულებრივ მინერალების) გეორეზი გადასვლა ხდება. შედეგად ჩვენ მრავალი ფაქტი ვიცით, მაგალითად, როდესაც მინერალი გვხვდება ისეთ პირობებში, რომლებიც არ უპასუხებენ მისი მდგრადობის არეს. ჩვენ უკვე შევხვდით ასეთ შემთხვევას, როდესაც ვლამპარაკობდით მინერალთა პოლიმორფიზმზე.

ამასვე ეკუთვნიან, მაგალითად, ისეთი შემთხვევები, როგორც სილრმის ქანები ან სულფიდური მადნები, რომლებიც გეოლოგიური პროცესებით გამოყვანილი არიან იმ გარემოდან, სადაც ისინი წარმოიშვნენ და მოხვედრილი არიან დედამიწის ზედაპირზე, ე. ი. სხვა ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში.

ბუნებრივია, რომ ასეთი მინერალები და მათი კომპლექსები, ისეთ პირობებში, რომლებიც არ უპასუხებენ მათი წარმოშობის პირობებს, არამდგრადები ხდებიან და გადასვლას იწყებენ სხვა მინერალებსა და მათ კომპლექსებში, რომლებიც, პირიქით, შექმნილ პირობებში მდგრადებიან.

სინამდვილეში, მინერალების და ქანების გამოფიტვის, მეტამორფიზმის, სულფიდური მადნების დაქანავის და სხვა პროცესები წარმოადგენენ მხოლოდ ნივთიერების არსებობის არამდგრადი ფორმიდან მდგრადში გადასვლას.

მაგრამ ამავე დროს, როგორც დაკვირვებები გვიჩვენებენ, არამდგრადი (ლაბილური) მინერალის მდგრადში (სტაბილური) გადასვლა ხდება თანდათან—მთელი რიგი გარდამავალი მდგომარეობის გამოვლით. ეს გათვალისწინებულია პრინციპით, რომელიც ჩამოაყალიბა ოსტვალდმა. არამდგრადი მდგომარეობიდან სტაბილურში გადასვლისას შეიმჩნევა მისწრაფება მოცემული პირობებისათვის არა ყველაზე მდგრადი მდგომარეობისადმი, არამედ უახლოესისადმი, ე. ი. ისეთისადმი, რომელიც შეიძლება მიღწეულიქნას თავისუფალი ენერჯიის უმცირესი დაკარგვით*.

განვმარტოთ ეს პრინციპი მაგალითებით.

ორთოკლაზი დედამიწის პირობებში გადადის კაოლინიში, მაგრამ ეს გადასვლა სრულდება რიგი სტადიების გამოვლით. დასაწყისში ჯერ შთარინთქმება წყლის რალაც რაოდენობა, მაგრამ საწყისში მინერალის ფიზიკური თვისება იცვლება ისე, რომ მის კრისტალურ მესერს შეეცლა არ ემჩნევა შემდეგ ხდება ტურტების და ტურტ მიწების გამოტანა და მათი ჩანაცვლება წყალბადით და ერთდროულად SiO_2 -ის ნაწილის მოშორება.

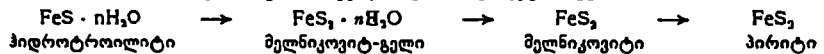
ამრიგად, საწყის მინერალს—ორთოკლაზს ($K_2Al_2Si_6O_{16}$) და საბოლოო—კაოლინს ($H_2Al_2Si_2O_6 \cdot H_2O$) შორის შეიძლება ამოვარჩიოთ გარდამავალი, ფერსმანის მიხედვით, მუტაბილური შენაერთები, ე. ი. შენაერთები, რომლებიც უწყვეტოვ იცვლიან თავიანთ შემადგენლობას. პეტროგრაფიაში მინდვრის შპატების ასეთი თანდათანობითი გადასვლა კაოლინიში პელიტიზაციის სახელს ატარებს (ფ. ი. ლევისონ-ლესინგის მიხედვით). მიკროსკოპის ქვეშ ასეთი პროდუქტები მოგვეგვენ კაოლინიზაციის სურათს, მაგრამ ეს ჯერ კიდევ კაოლინი არ არის.

ზოგიერთი პირობების დროს ალბიტი, კარგავს რა ნატრიუმს, გადადის მუსკოვატის წვრილ ქერცლოვან აგრეგატში—სერიციტში. ეს პროცესი იწყება ტექნადობის ბზარებში, მაგრამ თანდათან მთელი მინერალი ხდება მღვრიე,

იძენს სანთლისებრ ელვარებას, ხდება მოყვითალო, ამასთანავე სიმაგრე კლებულობს; მიკროსკოპში ჩანს ქარსის უწყრილესი ქერცლების აგრეგატი. მთელი ეს შეცვლა აგრეთვე მიმდინარეობს გარდამავალი (მუტაბილური) შენაერთების გამოვლით. მუსკოვატი, როგორც ეს დეტალურად შეისწავლა პ. ზემიატჩენსკიმ, დედამიწის ზედაპირზე ცვლადი შემადგენლობის შქონე პროლექტების გამოვლით, აგრეთვე თანდათანობით კაოლინიში გადადის.

სრულიად ასევე პირიტი დედამიწის ზედაპირის დამენაგველ გარემოში არამდგრადია და რიგი გარდამავალი პროლექტების გამოვლით გადადის მურა რკინაქვაში: გარდამავალი აქ იქნება ორვალენტოვანი რკინის სულფატი და სამვალენტოვანი რკინის სულფატი, ზოგჯერ იაროზიტი. სქემაში ასეთი რიგი გვექნება: $FeS_2 \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow KFe_3(OH)_6(SO_4)_2 \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. ამ შენაერთებს შორის შესაძლებელია სხვებიც, მათ შორის მუტაბილურიც.

მსგავსი შენაერთების მნიშვნელობა განსაკუთრებით დიდია მინერალთა წარმოშობის ამ პროცესებისათვის, რომლებიც დაკავშირებულია კოლოიდური სტადიების გამოვლასთან. ასე, მაგალითად, ჰიპერგენიზის ზონაში პირიტი შეიძლება წარმოიშვას რკინის გელისაგან, შემდეგი სქემით:



ამავე დროს მელნიკოვიტი წარმოადგენს ლაბილურ ფორმას, პირიტი — სტაბილურს.

მსგავსად ოსტვალდის კანონისა, შეიძლება მოველოდეთ იმას, რომ მდნარიდან ან ხსნარიდან კრისტალიზაციის დროსაც პროცესის პირველ სტადიებზე წარმოიშებიან არამდგრადი, ლაბილური მინერალები, რომლებიც მხოლოდ რამდენიმე ხნის შემდეგ გადავლენ სტაბილურ ფორმებში. ამის გამო, თუ ქანის გამყარება მიმდინარეობს ნელა, შედეგად ძირითადად გვექნება მდგრადი ფორმები, ხოლო თუ გადავლენ სწრაფად მიმდინარეობს (მაგალითად, ლავებში) შეიძლება შეგვხვდეს არამდგრადი მოლიფიკაციები, თუგინდ მინების სახით, რომლებიც მხოლოდ შემდეგ კრისტალდებიან.

ელემენტების მიგრაციის ზემოთ ჩამოთვლილი ფაქტორები, რომლებიც ფერსმანის მიხედვით მხოლოდ პირობით იყო დაყოფილი შინაგან და გარეგან ფაქტორებად, ბუნებრივ პროცესებში ერთად მოქმედებენ და ურთიერთკავშირში არიან. მათი მნიშვნელობა სხვადასხვა გეოქიმიურ პროცესში ერთგვარი არ არის: ამა თუ იმ გეოქიმიურ პროცესში, მიგრაციის ყველა ფაქტორის როლის, მათი მნიშვნელობის და ურთიერთკავშირის შეფასება — გეოქიმიის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ამოცანაა.

დასასრულ, დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების მიგრაციის ამ ნაწილში შევჩერდეთ ზოგიერთ თავისებურებაზე, რომლებიც განასხვავებს ბუნებრივ პირობებს ქიმიურ ლაბორატორიებში შექმნილი პირობებისაგან.

ქიმიურ რეაქციებში, რომლებიც სრულდებიან ლაბორატორიებში, პრაქტიკულად საქმე გვაქვს ელემენტების ყოველგვარ კონცენტრაციებთან (0-დან 100%-მდე), ამავე დროს ეს კონცენტრაციები ყოველი ელემენტისათვის ან მისი შენაერთებისათვის შეგვიძლია სურვილისამებრ შევცვალოთ. სულ სხვაგვარადაა საქმე ბუნებრივ პირობებში: თუ ზოგიერთი ელემენტისათვის ეს

კონცენტრაციები, ზოგჯერ კიდევაც იცვლება ფართო შუალედებში და თითქმის 100%-ის აღწევს (თვითნაბადი ელემენტები), უფრო ხშირად საქმე გვაქვს ისეთ ელემენტებთან, რომელთა კონცენტრაცია ყოველთვის ძალიან დაბალია, ასეთებია, მაგალითად, ჩვეულებრივ იშვიათი და გაფანტული ელემენტები. ამით აიხსნება ის მნიშვნელოვანი გარემოება, რომ რიგი ელემენტებისა ან არასოდეს არ იძლევა დამოუკიდებელ მინერალებს (გალიუმი, რენიუმი, რადიუმი და სხვ.), ან ძალიან ცოტა მინერალებს იძლევა, ისიც განსაკუთრებული პირობების შემთხვევაში (სკანდიუმი, ცეზიუმი, კადმიუმი, გერმანიუმი და სხვები).

ამასთან დაკავშირებით, საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ ამა თუ იმ ელემენტისათვის ცნობილი მინერალების რიცხვი იმყოფება განსაზღვრულ დამოკიდებულებაში ამ ელემენტის კლარკისაგან დედამიწის ქერქში. ეს ილუსტრირებულია 33-ე ცხრილში.

ცხრილი 33

ელ ე მ ე ნ ტ ი	ატომური კლარკი	მინერალების რიცხვი
ჟანგბადი	53,30	1221
წყალბადი	17,25	798
სილიციუმი	16,11	377
ალუმინი	4,80	268
ნატრიუმი	1,82	140
კალიუმი	1,05	43
ტიტანი	0,22	30

ლაბორატორიულ პირობებში ჩვენ შეგვიძლია შევქმნათ და შევინახოთ მრავალი ენდოთერმული და სხვა არამდგრადი შენაერთი. ასეთებია, მაგალითად, სილიციუმის მრავალი შენაერთი წყალბადთან, ჰალოიდებთან და მათ მარილებთან, ნახშირბადთან, ბორთან, აზოტთან და სხვა მრავალ ელემენტთან. ბუნებრივ პირობებში ეკზოთერმული რეაქციების დროს ჟანგბადთან და მის შენაერთებთან ასეთი შენაერთები, რასაკვირველია, არ შეიძლება შენახულიყვნენ.

ამავე მიზეზთან არის დაკავშირებული ის გარემოებაც, რომ ბუნებრივ შენაერთებში არ გვხვდებიან ის ვალენტოვნებები, რომლებიც ცნობილია ხელოვნური შენაერთებისათვის. ასე, მაგალითად, ლაბორატორიებში ცნობილია ფოსფორის 1, 3, 4, 5 ვალენტოვანი შენაერთები, ბუნებაში კი ცნობილია მხოლოდ 5 ვალენტოვანი. შესაბამისად ქლორის ვალენტოვნება (ხელოვნურ შენაერთებში) არის—1, +1, 3, 4, 7 და მხოლოდ—1 (მინერალებისათვის). ასეთივე მდგომარეობაა აზოტის, გოგირდის, ვანადიუმის, რკინის, მოლიბდენის, პლატინის, იოდის და სხვა მრავალი ელემენტის ვალენტოვნებაში. ეს გარემოება აგრეთვე ძალიან ზღუდავს ბუნებრივი შენაერთების (მინერალების) შესაძლებელ რიცხვს: რჩებიან მხოლოდ ისეთი ვალენტოვნების შენაერთები, რომლებიც დედამიწის ქერქის რთულ პირობებში მდგრადი არიან.

ლაბორატორიებში შეგვიძლია იზოლირებულად მოვათავსოთ სისტემები ყველა სხვა ელემენტისაგან ან მათ შენაერთისაგან, რომელთა რიცხვშია წყა-

ლი, ჟანგბადი, ნახშირენაგა აირი და სხვ., რომლებსაც შეუძლიათ იმოქმედონ მიღებულ პროდუქტზე. ასეთი იზოლირებული პირობები ბუნებრივ პირობებში შეუძლებელია, მაშასადამე, შეუძლებელია მინერალების სხვა ნივთიერებებთან ურთიერთქმედების რეაქციები არ წარმოებდნენ.

გარდა ამისა, ლაბორატორიებში რეაქციების წარმოება შესაძლებელია ნაირგვარი წნევის (მათ რიცხვში თითქმის სრული ვაკუუმის პირობებში) და ტემპერატურის პირობებში (მათ რიცხვში შესაძლებლად დაბალის დროს); დედამიწის ქერქის პირობებში, როგორც ცნობილია, დაბალი წნევა და განსაკუთრებით დაბალი ტემპერატურა არ არსებობს.

ყველა ეს მიზეზი, განსაკუთრებით პირველი ორი (ბუნებრივი კონცენტრაციების შეზღუდულობა და მრავალი შენაერთის არამდგრადობა ბუნებრივ პირობებში) იმას იწვევს, რომ მინერალთა რიცხვი გაცილებით ნაკლებია (სულ ორი ათასამდე), ვიდრე იგივე ელემენტების ხელოვნურად მიღებული შენაერთების რიცხვი (საერთოდ ამჟამად ყველა ელემენტისათვის ითვლება ათეული ათასი ასეთი ხელოვნური შენაერთი, ხოლო ორჯანულთან ერთად კი ასეული ათასი). დროთა მსვლელობაში ეს ხარვეზი სულ უფრო და უფრო იზრდება, რადგან ყოველწლიურად აღმოჩენილი მინერალების რიცხვი (საშუალოდ, ყოველწლიურად 20—30) გაცილებით ნაკლებია ლაბორატორიაში მიღებული ქიმიური ნაერთების რიცხვზე.

დაბოლოს, აღამიანმა ამ უკანასკნელ ხანებში ისწავლა ენერჯის კონცენტრირება იმ ზომამდე, რომ შეძლო არა თუ ახალი; ბუნებაში უცნობი, შენაერთების მიღება, არამედ იზოტოპების დაშლის გზით ახალი ელემენტების მიღებაც. ამით მომზადებულია საფუძველი იმისათვის, რომ მივიღოთ დიდი რიცხვი დღემდე სრულიად უცნობი შენაერთებისა.

მინერალთა ასოციაცია ღელამიწის ძირაში

ქანების და სასარგებლო ნამარხების შესწავლამ დიდი ხანია მიიყვანა მკვლევარები იმ დასკვნამდე, რომ მინერალები ბუნებაში კანონზომიერ... ასოციაციებს ქმნიან, გვხვდებიან განსაზღვრული ჯგუფებით. ამ ასოციაციების მუდმივობაზე დამყარებულია ქანების და მინერალური ბუდობების მინერალოგიური კლასიფიკაცია.

იღუა ბუნებაში მინერალთა თანაარსებობის კანონზომიერების შესახებ იქმნებოდა მრავალი საუკუნის განმავლობაში სამთო, ძებნის და ძიების საქმეში კაცობრიობის მოღვაწეობით.

პირველად ეს იღუა წარმოიშვა მრავალი ემპირიული განზოგადების შედეგად. ის შეველოდა ადამიანს ძვირფასი ქვების, კეთილშობილი მეტალების და სხვა სასარგებლო ნამარხების ძებნის დროს.

მინერალოგიურ ლიტერატურაში მინერალთა ბუნებრივი ჯგუფების კანონზომიერების იღუა და ამ ჯგუფების შესწავლის მნიშვნელობა ძიებისათვის პირველად, სავსებით გარკვეულად ფორმულირებული იყო 150 წლის წინათ რუსი აკადემიკოსი ვ. მ. სევერგინის მიერ მის წიგნში „Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел“.

1798 წ. სევერგინმა შემოიტანა „მინერალთა მოსაზღვრების“ ცნება, რომლის ქვეშ იგულისხმებოდა „რომელიმე ადგილას ორი ან რამდენიმე მინერალის ერთად არსებობა, რომელიც განსაკუთრებულ ყურადღებას მოითხოვს“. მოჰყავდა რა „მინერალთა მოსაზღვრების“ მაგალითები, დასასრულ წერდა: „ასეთი ნიშნების სრულყოფა, თუ როგორია ქანი, რა პირობებშია, როგორი სხეულებია და რა სახით გვხვდება, უფრო გაგვიადვილებდა მადნების და ფერადი ქვების ძებნის საქმეს“.

50 წლის შემდეგ (1849 წ.) ბრეიტჰაუპტმა შემოიღო „მინერალთა პარაგენეზისის“ ცნება, რომელიც ბრეიტჰაუპტის ფორმულირებაში თითქმის ანალოგიურია სევერგინის „მინერალთა მოსაზღვრების“ ცნების. ტერმინმა „პარაგენეზისი“, როგორც ცნობილია, ფართო გავრცელება მოიპოვა, მაგრამ ამავე დროს ბრეიტჰაუპტს არასწორად თვლიან მინერალთა ასოციაციის სწავლების მამამთავრად.

სევერგინის და ბრეიტჰაუპტის შემდგომ, სამთო საქმის დიდი მიღწევების შედეგად და მინერალოგების მუშაობით, მიღებული იყო მრავალი ახალი

ფაქტი, რომლებიც ეხებოდა მინერალთა ბუნებრივ ასოციაციებს. ეს ფაქტები, ნაწილობრივ მოთავსებულია ძველ სქემებში, ნაწილობრივ კი აესებენ და სცვლიან მათ, ხოლო ამჟამად ისინი განზოგადებული არიან მინერალოგიის და გეოქიმიის, პეტროგრაფიის და მადნეულ ბუნდობთა მონოგრაფიებში.

თავდაპირველად ტერმინი „პარაგენეზისი“ ეხებოდა მხოლოდ მინერალებს, და ამ თვალსაზრისით ხმარობენ მას ჩვეულებრივ დღესაც. მაგრამ ჯერ კიდევ 1909 წელს ვერნადსკიმ შემოიღო „ელემენტების პარაგენეზისის“ ცნება და დაგვანახა მისი მნიშვნელობა მინერალოგიისა და გეოქიმიისთვის. ბუნებრივია, რომ მინერალთა პარაგენეზისი შეიცავს ამ მინერალების შემქმნელი ელემენტების პარაგენეზისსაც. მხოლოდ ეს უკანასკნელი გაცილებით უფრო ფართოა, ვიდრე პირველი, ვინაიდან განიხილავს ელემენტების ასოციაციას, არა მარტო მინერალებისაგან შემდგარ დედამიწის ქერქის მყარ ნაწილს, არამედ ჰიდროსფეროს და ატმოსფეროსაც. გარდა ამისა გეოქიმიას არ შეუძლია შეიზღუდოს იმ ელემენტების ასოციაციის შესწავლით, რომლებიც მინერალის ქიმიურ ფორმულაში შედიან, ე. ი. იმ ასოციაციით, რომელნიც ავტომატურად გამოიძინარეობენ მინერალთა პარაგენეზისის შესწავლიდან. ის ვალდებულია შეისწავლოს ელემენტების ის მინარევები, რომლებიც მინერალში შედიან და რომლებიც არ შედიან მათ ჩვეულებრივ ფორმულებში. როგორც წესი, ეს ელემენტები შედიან უმნიშვნელო რაოდენობით და ხშირად მინერალების და ქანების ჩვეულებრივი ქიმიური ანალიზების მეთოდებით არ განისაზღვრებიან; რის გამო გაფანტული ელემენტების სახელს ატარებენ.

წარმოდგენა გაფანტული ელემენტების შესახებ მეცნიერებაში ყალიბდებოდა ახალი და უფრო სრულყოფილი კვლევითი მეთოდების განვითარებასთან დაკავშირებით. მათ რიცხვში სპექტრალურის, რადიოქიმიურის, პოლაროგრაფიულის, ლუმინესცენტური და ა. შ., და გარდა ამისა ჩვეულებრივი ქიმიური ანალიზის განვითარებასთან ერთად.

ვერნადსკი ჯერ კიდევ 1909 წელს ამბობდა: „წყლის ყოველ წვეთში და დედამიწის ქერქის ნივთიერების მტვრისებრ ნამცეცში—ჩვენი კვლევითი მეთოდების ზრდასთან ერთად—ჩვენ ვადგენთ სულ ახალ და ახალ ელემენტებს... ნამცეცში ან წვეთში—როგორც მიკროკოსმოსში გამოხატულია კოსმოსის საერთო შემადგენლობა“.

შემდეგმა 40 წლის დამატულმა მეცნიერულმა კვლევამ ვერ უარყო ვერნადსკის ეს აზრი, არამედ, პირიქით, უფრო დაადასტურა მისი სისწორე. დამტკიცებული იყო, რომ ელემენტების გაფანტული მდგომარეობა არის მათი საერთო თვისება. ზოგიერთი ელემენტის ყველა ატომი არის გაფანტულ მდგომარეობაში და ეს ელემენტები არ იძლევიან დამოუკიდებელ მინერალებს (გალიუმი, ინდიუმი, რადიუმი და სხვ.). ზოგიერთ ელემენტთა ატომების მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი გროვდება დამოუკიდებელი მინერალების სახით და იძლევა დამოუკიდებელ მინერალებს და შესაბამის საბადოებს, ატომების უდიდესი ნაწილი კი აგრეთვე იმყოფება გაფანტულ მდგომარეობაში სხვა უფრო გავრცელებულ ელემენტებს შორის (ვერცხლისწყალი, სკანდიუმი, იოდი, ბრომი, კალა, ვანადიუმი და სხვ. მრავალი). უფრო გავრცელებულ ელემენტებში ატომების რიცხვი, რომლებიც დაგროვებას იძლევიან, მეტია, ვიდრე

გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ატომების ეანგბადი, წყალბადი, ალუმინი, რკინა და სხვ.).

ოდენობითი შეფარდება გაფანტულ და დაგროვებულ მდგომარეობაში მყოფ ატომებს შორის რამდენიმედ პირდაპირ დამოკიდებულებით არის დაკავშირებული დედამიწის ქერქში ელემენტების საშუალო შემადგენლობასთან. ასეთი დამოკიდებულების ილუსტრაციის ერთ-ერთ მაგალითად შეიძლება გამოდგეს მოცემული ელემენტის შემცველი მინერალების რიცხვის დამოკიდებულება დედამიწის ქერქში ამ ელემენტის გაერცელებასთან. (რაც უფრო გაერცელებულია ელემენტი, მით უფრო მეტია მინერალების რიცხვი, რომლებიც შეიცავენ მას მნიშვნელოვანი რაოდენობით და პირიქით. |

განვიხილოთ რა ელემენტების ასოციაციის პრობლემას მთლიანი დედამიწისათვის, ჩვენ, არსებული ფაქტების საფუძველზე, უნდა გამოვყოთ ამ ასოციაციების ორი დიდი ჯგუფი: ერთი მხრივ. იმ ელემენტებისათვის, რომლებიც გაფანტულ მდგომარეობაში არიან, და მეორე მხრივ, იმ ელემენტებისათვის, რომლებიც გვხვდებიან კონცენტრაციის მდგომარეობაში.

ლითოსფეროსა და ჰიდროსფეროსათვის გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტები, როგორც ჩანს, თვისობრივად ერთგვაროვან ასოციაციას ქმნიან, რომელიც ორივე გეოსფეროს მოიცავს: ყოველ მათ ნაწილაკში თანამედროვე ზუსტი ანალიზებით შეიძლება დადგენილ იქნას მენდელეევის ცხრილში შემაჯავალი ყველა ან თითქმის ყველა ქიმიური ელემენტი. ეს ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს თავისებური „ნატურალური ფონია“, რომელიც ყველა ცნობილ ელემენტს შეიცავს, ე. ი. თვისებრივად მთლიანია, თუმც ოდენობით არაერთგვაროვანია.

ამ თვისებრივად მთლიან და ერთგვაროვან ფონზე, რომელმაც შედარებით დიდი ხანი არ არის, რაც გამოვლინება იწყო, კონცენტრაციის მდგომარეობაში ეხვდებით ატომების თვისებრივად და ოდენობით სხვადასხვა ასოციაციის სიმრავლეს, რომლებიც საკმაოდ კარგად არიან შესწავლილი, რადგან მათ პირველ რიგში მიიპყრეს მკვლევარების ყურადღება და შესასწავლად უფრო ხელმისაწვდომი აღმოჩნდნენ.

განვიხილოთ ცალ-ცალკე დედამიწის ქერქში ელემენტების ასოციაციების აღნიშნული ორი დიდი ჯგუფი.

გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების ასოციაცია, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, მოიცავს მთელ ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს და აქ, ალბათ, წარმოდგენილია მენდელეევის ცხრილის ყველა ელემენტით. ატმოსფეროში ამ ელემენტების სია გაცილებით მცირეა: აქ მუდმივად არიან მხოლოდ ის ელემენტები, რომლებიც წარმოდგენენ აირებს ან შედიან აირადი შენაერთების შემადგენლობაში. ატმოსფეროს მხოლოდ ქვედა ნაწილებში, რომლებიც უშუალოდ იშეოვება ლითოსფეროს და ჰიდროსფეროს ზედაფენებთან მატერიალურ ცვლაში, გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების რაოდენობა შეიძლება დროდადრო იზრდებოდეს და უახლოვდებოდეს გეოსფეროში აღნიშნულ რაოდენობას. მაგრამ ამ ატომების საერთო რიცხვი ატმოსფეროში შედარებით ლითოსფეროსთან და ატმოსფეროსთან, უმნიშვნელო რჩება და ამიტომ პირველი მიახლოებით შეიძლება მათი უგულვებელყოფა.

მიემართავთ რა ლითოსფეროში და ჰიდროსფეროში გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების ასოციაციას, ამგვარად შეგვიძლია აღვნიშნოთ ამ ასოციაციების რამდენიმე მიზეზი. ამ ელემენტების ჰიდროსფეროში მოპოვების მთავარი მიზეზი, ალბათ, იმაში მდგომარეობს, რომ ყველა ისინი ხსნადები არიან ზღვების, ოკეანეების, მდინარეების და ტბების წყლებში. გამოხდის წყალშიც ამსოლუტურად უხსნადი მინერალები არ არსებობენ, მით უმეტეს არ შეიძლება იყოს ბუნებრივ წყლებში. ჰიდროსფერო უწყვეტი მატერიის ცვალებადობაშია ლითოსფეროსთან და ატმოსფეროსთან; მისი წყლები ამათუ იმ რაოდენობით ხსნიან ყველა—როგორც მყარ, ისე აირადი შენაერთების ელემენტებს.

ბუნებრივი წყლების მინერალებზე მოქმედების მექანიზმი ყველა დეტალში ჯერ შესწავლილი არ არის, მაგრამ ამ მოქმედების საბოლოო შედეგი—სხვადასხვა ელემენტის გადასვლა ხსნარში ხან მოლეკულების და ხან იონების სახით არავითარ ექვს არ იწვევს. ასე წარმოიშვება თვისებრივად ერთგვაროვანი, მაგრამ შესაძლებელია, ოდენობით რამდენიმედ განსხვავებული ჰიდროსფეროს სხვადასხვა ნაწილისათვის გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების პარაგენეზისი, რომელიც მოიცავს წყლის მასების უდიდეს მოცულობას. ჰიდროსფეროში გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების ასოციაციის ასახსნელი სხვა მიზეზები, როგორც ჩანს, უკანა პლანზე გადადიან. უფრო რთულ სურათს იძლევა ლითოსფეროში გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტთა ასოციაცია. აქაც გვხვდება ანგარიშის გაწევა ელემენტების ხსნადობასთან იმ წყლებში, რომლებიც იმყოფებიან ყველა ქანსა და მინერალში და, ალბათ, წარმოადგენენ ყველა ელემენტის ხსნარებს, იმ ელემენტების რომლებიც იმყოფებიან ნივთიერების მაგარ ფაზაში, ყველა ეს ხსნარი სივრცობრივად დაკავშირებული და მოძრავი არიან. მათში გახსნილ ელემენტებსაც შეუძლია გადაადგილება, რის მეოხებით ხსნარის კონცენტრაცია თანაბრდება.

ამ ხსნარებში ზოგიერთი ელემენტების შემცველობა, რომლებიც მათ უწვრილესი ნაპრალებით და ფორებით აღწევენ, დამტკიცებულია წვრილად დანაყილი ქანის წყლით დამუშავების გზით. მიღებულ ხსნარში წყლით ამოღებული ელემენტების განსაზღვრა შესაბამისი მგრძნობიარე ანალიტიკური გზით წარმოებს. ეს ელემენტები, რომლებიც მობილურ ფორმაში იმყოფებიან, ადვილად ჩადიან მიწისქვეშ მოძრავ წყლებში, სადაც მათი დადგენა ასევე შეიძლება.

ლითოსფეროში გაფანტული ელემენტების ერთიანი ასოციაციის წარმოშობის მეორე, კიდევ უფრო მნიშვნელოვანი მიზეზი დაკავშირებულია თვით ქანების და მინერალების წარმოშობასთან. საბოლოო ანგარიშში, ყველა ისინი თხევადი მაგმური მდნარიდან ან უშუალოდ (მაგმური ქანები), ან რიგი გარდამავალი სტადიების გამოვლით (ჰიდროთერმალური ძარღვები, დანალექი ქანები და სხვ.) წარმოიშენენ.

ყველა წარმოდგენა ლედამიწის ქერქის წარმოშობის შესახებ, ლედავიწის არსებობის ისტორიაში უშვებს ისეთი მომენტების არსებობას, როდესაც ლედამიწის ქერქის ნივთიერება მთლიანად ან ნაწილობრივ გამლვალ მდგომარე-

რეობაში იყო. ამასთან, ყველა ელემენტი შერეული იყო იმ რაოდენობით, რომელიც ახლოა დედამიწაში მათი საშუალო რაოდენობის, მათი კლარკების, დიფერენციაციის შემდგომი პროცესების დროს, რომლებიც ძირითადად დაკავშირებული იყო ტემპერატურის დაწვეასთან, ხდებოდა ელემენტების დანაწილება, მაგრამ, რასაკვირველია, ეს არ შეიძლებოდა სრული ყოფილიყო, მსგავსად იმისა, როგორც ტექნოლოგიური პროცესის და ქიმიური ანალიზების დროსაც კი არ არის სრულყოფილი ელემენტების დახარისხება, როდესაც ნივთიერის უფრო სრული დანაწილებისათვის, როგორც ცნობილია, გამოყენებულია სხვადასხვა ტექნიკური მეთოდი, რომლებიც ბუნებაში არ არიან.

არსებითად ბუნებაში ნივთიერების ასეთი არასრული დანაწილების შედეგად ყოველი ქანი, ყოველი მინერალი, წარმოადგენს ატომების კონცენტრაციას, რომელიც წარმოადგენს მინერალის საფუძველს და, გარდა ამისა. ის შეიცავს ყველა ატომს, რომელნიც შედიოდნენ საწყის სუბსტრატში—მაგმურ მდნარში, ფლუიდში ან ხსარში. პრაქტიკულად ეს იქნება ბუნებაში არსებული ყველა ქიმიური ელემენტის ატომები. მინერალებში ამ გაფანტული ელემენტების მოპოვების ფორმები სავსებით ნათელი არაა, მაგრამ თხევადი ხსნარების ანალოგიურად. შეგვიძლია დავუშვათ, რომ მათი უმეტესი ნაწილი მინერალში შედის მასში გახსნილი კომპონენტების სახით, და ქმნის მაგარ ხსნარებს, რაც იზომორფიზმის თანანედროვე გაგებით ახსნილია, ხოლო ნაწილი კი, ალბათ, კოლორიდურ-დისპერსიულ მდგომარეობაში იმყოფება.

ელემენტთა მოპოვების სხვადასხვა ფორმა ზოგჯერ შეიძლება დამტკიცდეს, მაგალითად, ქანების და მინერალების ფხვნილის ამა თუ იმ ქიმიური რეაგენტების საშუალებით დამუშავების გზით. მინერალების კრისტალური მესრის დაუშლელად ამ რეაგენტებს შესასწავლი ელემენტი, რომელიც მინერალში იზომორფული მინარევის სახითაა, შეუძლია გადაიყვანოს ხსნარში მისი კოლორიდურ-დისპერსიული მინერალები, თუ ისინი ხსნადებია ამ რეაგენტებში.

ასე, მაგალითად, სუსტი სიმჟავის მოქმედებით ჩვენ არ შეგვიძლია ზოგიერთ სილიკატში იზომორფულად შემავალი რკინის გამოყოფა, ვინაიდან ამ დროს ამ მინერალების მესრები არ იშლებიან; მაგრამ ხსნარში გადავა რკინა, რომელიც გაფანტულია ქანში, მაგალითად, ჰემატიტის ან ლიმონიტის სახით.

ელემენტთა მდგომარეობის ამ ფორმას შეიძლება მოძრავი ელფოდოთ, განსხვავებით უძრავი ფორმისა, რომელზედაც ჩვეულებრივი სუსტი რეაგენტები არ მოქმედებენ.

განსაკუთრებულ გეოქიმიურ ინტერესს წარმოადგენს საკითხი იმის შესახებ, თუ როგორია მინერალებში და ქანებში გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების მოპოვების ფორმები; საშუალოდ, ეს საკითხი თითქმის სრულებით შეუსწავლელია.

ამ გზით წარმართული დაკვირვებანი უდავოდ მრავალ ახალს და მნიშვნელოვანს მოგვცემს.

ჩვენ განვიხილეთ გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფ ელემენტთა ასოციაციების წარმომშობი ორი ძირითადი მიზეზი. გარდა ამ ორი მნიშვნელოვანი მიზეზისა, არსებობენ სხვებიც, რომლებიც ლითონფეროში ელემენტების გაფანტვას იწვევენ. სხვა მიზეზებს შორის შეგვიძლია აღვნიშნოთ ელემენტების

გაფანტვა მიკროორგანიზმების მიერ ბიოსფეროში, საიდანაც ამ გაფანტულ ელემენტებს, შესაფერისი გეოლოგიური პირობების დროს, შეუძლიათ მოხვდნენ ლიოთსფეროს უფრო ღრმა ზონებში. ორგანიზმებში საერთოდ და მიკროორგანიზმებში კერძოდ მრავალი ელემენტი მეტად გაფანტულ მდგომარეობაში იმყოფება; ორგანიზმებს, რასაც არაერთხელ აქცევდა ყურადღებას ვერნადსკი, შეუძლია ზოგიერთი ელემენტის ატომების არა მარტო კონცენტრაცია, არამედ ზოგიერთი ელემენტის ატომების გაფანტვაც.

გაფანტვის ერთ-ერთი მიზეზის სახით შეიძლება ჩათვალოს ზოგიერთი ელემენტის და მათი შენაერთების ორთქლის ღრეკადობა; აირებს, მათი განსაკუთრებული მოძრაობის გამო, შეუძლიათ დედამიწის ქერქში-ფართოდ გავრცელდნენ და გაიფანტონ. ასეთებია, მაგალითად, ვერცხლისწყალი, კეთილშობილი აირები, ნახშირორთქანი და სხვ.

გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების მთლიანი ასოციაციის წარმოშობის განხილული მიზეზები დაკავშირებულია ატომების მიგრაციასთან, რომელიც უკვე არსებობდა თავის მასაში, ალბათ, ჯერ კიდევ დედამიწის ქერქის წარმოშობამდე, ან შესაძლებელია, ჩვენი პლანეტის წარმოშობამდეც.

მაგრამ ახლა შეგვიძლია ვილაპარაკოთ სხვა სახის მიზეზებზე, რომლებიც პრინციპულად განსხვავდებიან ზემოთ განხილულებისაგან. აქ მხედველობაში გვაქვს ერთი ელემენტის ატომის ატომგულური გარდაქმნებით სხვა-ელემენტის ატომში გადასვლა. ეს გარდაქმნები უფრო კარგად არის შესწავლილი ძლიერ რადიოაქტიურ ელემენტებში: ურანში, თორიუმსა და აქტინიუმში. უფრო ნაკლებადაა შესწავლილი გარდაქმნები ნეპტუნის რიგში და სუსტად რადიოაქტიური კალიუმის, რუბიდიუმის და სამარიუმის გარდაქმნები. იშლებიან და თავისთავად ამ ელემენტების ატომები იძლევიან დაშლის ნახევარპროდუქტს და მდგრად საბოლოო პროდუქტების რიგს (მაგალითად, ურანის და თორიუმის ტყვიას, ჰელიუმს). ამ გარდაქმნების დროს საბოლოო პროდუქტების რიცხვი თანდათან იზრდება. ნახევარპროდუქტების რაოდენობა ყოველი განსაზღვრული ატომისათვის არ შეიძლება აღემატებოდეს განსაზღვრულ სიდიდეს, რომელიც დაკავშირებულია მის მდგრადობასთან, ე. ი. სიცოცხლის ხანგრძლიობასთან. საწყის ელემენტთან შედარებით, ამ ნახევარპროდუქტების სიცოცხლის ხანგრძლიობა ჩვეულებრივ ძალიან მცირეა და ამ უკანასკნელების რაოდენობა შესაბამისად უმნიშვნელოა.

ამგვარად, ურანის მილიონ გრამზე (წონასწორობის მდგომარეობაში) მოდის, მაგალითად, რადიუმის მხოლოდ 0,34 გრამი; სხვა ნახევარპროდუქტების რაოდენობა, რომელთა სიცოცხლის ხანგრძლიობა კიდევ უფრო მცირეა, შესაბამისად უფრო ნაკლები იქნება. ამრიგად, ურანის დაშლის ნახევარპროდუქტები იმყოფებიან ნორმალურად დიდი გაფანტვის მდგომარეობაში. იგივე ეხება რადიოაქტიური ელემენტების სხვა რიგებსაც.

მძლავრი რადიოაქტიური ელემენტების დაშლის შედეგად წარმოიქმნება ბუნებრივი ასოციაციები იმ ქიმიური ელემენტების იზოტოპებისა, რომლებსაც, უკანასკნელი ადგილები უკავიათ პერიოდულ სისტემაში—№ 81-დან (ტალიუმი)—№ 92-მდე (ურანი), და გარდა ამისა წარმოიშვება ჰელიუმი. კალიუმის იზოტოპის დაშლის შედეგად წარმოიშვება კალციუმის იზოტოპი, რუბიდიუმთან წარმოიშვება სტრონციუმის იზოტოპი.

თუ პელიუმს ყურადღება არ მივაქციეთ, მაშინ დავინახავთ, რომ ჩვეულებრივი რადიოაქტიური დაშლის შედეგად წარმოიქმნებიან ელემენტების იზოტოპები, რომლებიც თავისი მდებარეობით პერიოდულ სისტემაში ახლოს არიან საწყის რადიოაქტიურ ელემენტთან.

ატომური ფიზიკის უკანასკნელი მიღწევები საფუძველს გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ დედამიწის ქერქში შესაძლებელია სხვა ელემენტების ატომგულური გარდაქმნაც წარმოებდეს, მათ რიცხვში გარდაქმნები, როდესაც მძიმე ატომში შეიძლება საწყისი გახდეს პერიოდული სისტემის შუა მდებარე ელემენტების ატომებისათვისაც (მაგალითად, ნეიტრონებით ურანის დაშლის დროს.)

ლაბორატორიებში მიღებული ყველა ამ დასკვნის ბუნებრივ ობიექტებზე გადატანა არ შეიძლება: ექსპერიმენტების პირობები და ბუნებრივი პირობები შეიძლება მნიშვნელოვნად განსხვავდებოდნენ ერთმანეთისაგან. მაგრამ ელემენტების ამგვარი გარდაქმნების შესაძლებლობის მთლიანად უარყოფა დედამიწის ქერქში, აგრეთვე არასწორი იქნებოდა. უახლოესი მომავლის ამოცანაა, გამოიკვლიოს ამ გარდაქმნების შესაძლებლობა ბუნებაში და განისაზღვროს მათი მასშტაბი და როლი გეოქიმიში.

როგორც თვით საქმის არსიდან გამომდინარეობს, ამ გარდაქმნების პროდუქტები იქნებიან წმინდა იზოტოპები, ამიტომაც გაფანტული ელემენტების იზოტოპური შემადგენლობის შესწავლა განსაკუთრებული დიდი მნიშვნელობის ამოცანაა. რა თქმა უნდა, ეს იქნება ძალიან რთული ამოცანა. წმინდა ტექნიკური სიძნელეების გარდა, რომლებიც დაკავშირებულია ამგვარ გამოკვლევებთან, მხედველობაში უნდა ვიქონიოთ, რომ გაფანტვის მდგომარეობაში მყოფი ელემენტები სხვადასხვა ბუნებრივ ასოციაციებში, როგორც ნაჩვენებია იყო, შეიძლება სხვა წარმოშობისაც იყვნენ, რაც დაკავშირებულია მათ მიგრაციასთან, და ამ შემთხვევაში მათი იზოტოპური შემადგენლობა, ცხადია, სხვაგვარი იქნება. მაგრამ რიგ შემთხვევაში, რა თქმა უნდა, ამ სიძნელეების გადალახვა შესაძლებელია.

ასეთია ლითოსფეროსა და ჰიდროსფეროში გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფი ელემენტების ხარისხობრივად ერთგვაროვანი ასოციაციების მიზეზები. თუ წარმოდგენით უარყოფთ ამ ასოციაციას, რომელიც ერთგვაროვანია მიწის ყველა გარსისათვის და ქმნის ხარისხობრივად თავისებურ ნატურალურ ფონს, მაშინ დაგვრჩება მრავალრიცხოვანი ხარისხობრივად და ოდენობით კონცენტრაციაში მყოფი ელემენტების ნაირგვარი ასოციაციები.

უფრო ნათლად რომ განვიხილოთ ეს ასოციაციები, საჭიროა მათი კლასიფიცირება, გაერთიანება ერთგვარ ჯგუფებში. ამ კლასიფიკაციისათვის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი პრინციპის სახით ავიღოთ ნივთიერების: მყარი, თხევადი და აირადი აგრეგატული მდგომარეობა. ამისდა მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ:

1. ელემენტთა ასოციაციები ლითოსფეროში;
2. ელემენტთა ასოციაციები ჰიდროსფეროში;
3. ელემენტთა ასოციაციები ატმოსფეროში

უკანასკნელი ორი ჯგუფის ასოციაციები ატომების უმეტესი ნაწილისათვის მეტად თუ ნაკლებად მუდმივი და განსაზღვრულია.

გაცილებით უფრო მრავალფეროვანია ელემენტების ასოციაციები ლითონფეროში—დედამიწის მაგარ გარსში. აქ შეიძლება გამოვყოთ ელემენტთა პარაგენეზისები: ა) ქანების; ბ) დანალექი ქანების; გ) პეგმატიტური ძარღვების; დ) პნეემატოლიტური და ჰიდროთერმალური ბუდობების; ე) ჰიპერგენული წარმონაქმნების.

ეს ქვეჯგუფები თავის მხრივ შეიძლება დანაწილებული იყვნენ უფრო წილად ქვერიგებად, რაც ნაწილობრივ გაკეთებულია მაგმურ, მეტამორფული და დანალექი ქანებისა და მადნეული და არამადნეული საბადოების შესაბამის ქიმიურ კლასიფიკაციებში.

აღნიშნული ჯგუფები და ქვეჯგუფები, ბუნებაში შესაძლებელ კონცენტრაციაში მყოფ ელემენტთა ყველა შესაძლებელ ასოციაციებს თუ არა, ყოველ შემთხვევაში ამ ელემენტთა უმრავლესობას მაინც მოიცავს. მიუხედავად თავისი სქემატურობისა, მოყვანილი კლასიფიკაცია მაინც მოსახერხებელია ელემენტთა პარაგენეზისის მიზეზის საკითხის გამოსარკვევად, რომელიც წარმოშობის ამა თუ იმ საერთო მიზეზთან დაკავშირებით ასოციაციათა ცალკეულ ჯგუფებად ან ქვეჯგუფებად აერთიანებს.

მაშ როგორია კონცენტრაციულ მდგომარეობაში ელემენტთა ასოციაციების უმთავრესი წარმომშობი მიზეზები?

ასეთი მიზეზი რამდენიმეა. ყველა ისინი დაკავშირებული არიან ელემენტთა თვისებებთან, რომლებიც გამოვლინდებიან დედამიწის ქერქის კონკრეტულ თერმოდინამიკურ და ფიზიკურ-ქიმიურ გარემოში. ასეთი მიზეზები ორგვარია: ერთნი დაკავშირებულნი არიან ატომების მიგრაციასთან, ანუ ატომების გარეგანი ელექტრული გარსების თვისებებთან; მეორენი დაკავშირებულია ელემენტთა გარდაქმნასთან, ანუ მათი ატომგულების მდგრადობასთან.

ელემენტთა თვისებები განსაზღვრულ ფუნქციონალურ დამოკიდებულებაში იმყოფება პერიოდულ სისტემაში მათ ადგილმდებარეობასთან დაკავშირებით. გაშლილ პერიოდულ ცხრილში მისი განსაზღვრული ველების ფარგლებში, ადგილმდებარეობით მეზობელი ელემენტები ქიმიურად და ფიზიკურად ახლო არიან ერთმანეთთან და, მაშასადამე, გეოქიმიური თვისებებითაც დარივ შემთხვევაში ერთად მიგრირებენ. ეს, ეგრეთ წოდებული ელემენტთა გეოქიმიური ველები, რომლებიც გამოყოფილი არიან პერიოდულ ცხრილში სხვადასხვა მეცნიერის მიერ, აერთიანებენ ელემენტებს ჯგუფად, რომლებიც სინამდვილეში იძლევიან დედამიწაზე ელემენტთა დიდ ბუნებრივ ასოციაციებს.

ამის შესახებ ა. ნ. ზაგარიცკი წერს: „ამრიგად, ცხრილი თვალსაჩინოდ გამოხატავს ძირითად გეოქიმიურ კანონს, რომელიც ამჟამად თითქმის აქსიომად გახდა და რომლის ფორმულირება შეიძლება ამნაირად: დედამიწის ქერქში ქიმიური ელემენტების მოპოვება დამოკიდებული არის ამ ელემენტების ატომთა აღნაგობაზე“.

პერიოდული ცხრილის გეოქიმიურ ველებად დანაწილების რამდენიმე ხერხი არსებობს, რომლებიც არსებითად მხოლოდ დანაწილებით განსხვავ-

დებიან. ასე, მაგალითად, ფერსმანი გამოჰყოფს სამ ველს: 1) ჩვეულებრივი ველი, რომელიც შეიცავს ქანების უფრო მეტად გავრცელებულ ელემენტებს, 2) სულფიდური ველი—ჰიდროთერმალური საბადოების დამახასიათებელი ელემენტებით; 3) ნარჩენი მყავე მაგმისათვის და პეგმატური ძარღვებისათვის დამახასიათებელი ელემენტთა ველი.

ა. ნ. ზავარიცკი მენდელეევის პერიოდულ ცხრილს ჰყოფს ათ ბლოკად: 1) კეთილშობილი აირები; 2) ქანების ელემენტები; 3) მაგმური ემანაციები; 4) რკინის ჯგუფი; 5) იშვიათი ელემენტები; 6) რადიაქტიური; 7) მეტალური მადნეული; 8) მეტალურ მეტალოგენური; 9) პლატინის ჯგუფი; 10) მძიმე ჰალოიდები.

ჩვეულებრივ, კონცენტრაციის მდგომარეობაში მყოფ ელემენტთა რეალური ასოციაციები უფრო შეზღუდულნი არიან, ვიდრე პერიოდული ველების მიერ არის დასახული. ასე, მაგალითად, ბუნებაში ჩვენ არ გვხვდება ჰიდროთერმალური საბადოების ყველა ელემენტის მქონე ასოციაციები, არამედ გვხვდებიან მათგან მხოლოდ ისინი, რომლებიც დამახასიათებელი არიან განსაზღვრული მადნეული საბადოებისათვის. მეორე მხრივ, ელემენტთა ბუნებრივი ასოციაციები შეიძლება გაცილებით უფრო ვრცელი იყვნენ, ვიდრე პერიოდული ცხრილის ველები. ამგვარად, ჰიდროსფეროში მნიშვნელოვან კონცენტრაციებში გვხვდებიან, ერთი მხრივ, ისეთი ელემენტები, როგორც Cl და S, მეორე მხრივ Na და Mg; რადიაქტიური ელემენტები შეიძლება შეგვხვდნენ ხან იშვიათ ელემენტებთან ერთად, ხან მეტალურ მადნეულებთან და ა. შ. გეოქიმიის ამ ძირითადი კანონის დარღვევა გამოწვეული არის რიგი მიზეზებით.

ელემენტთა ასოციაციები ატომთა მიგრაციის შედეგს წარმოადგენენ. ატომების მიგრაციის გზები განისაზღვრებიან ელემენტების და მათი შენაერთების ქიმიური და ფიზიკური თვისებებით. მიგრაციული თვისებებით ახლო მდგომ ელემენტებს და მათ შენაერთებს, დედაშიწის ქერქის კონკრეტულ გეოქიმიურ პირობებში, შეუძლია ერთად კონცენტრირება. ატომების მიგრაცია წარმოადგენს ელემენტების და მათი შენაერთების რიგი ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებების რთულ ფუნქციას; ერთ შემთხვევაში მთავარი მნიშვნელობა აქვს ერთ თვისებებს, მეორე შემთხვევაში—სხვებს. ყოველივე ამას შესწორება შეაქვს გეოქიმიის ძირითად კანონში.

იმ თვისებებიდან, რომელთა სიახლოვე სხვადასხვა ელემენტში და მათ შენაერთებში ხელს უწყობს ასოციაციების შექმნას, უმნიშვნელოვანესია: ა) ხსნადობა; ბ) ხვედრითი წონა; გ) მინერალთა კრისტალური მესრების ენერჯიის სიდიდე; დ) შენაერთთა ორთქლის დრეკადობა (აქროლადობა).

შენაერთთა მყარ, თხევად და აირად მდგომარეობაში ხსნადობა ელემენტთა ასოციაციის და პირველ რიგში იზომორფიზმის მოვლენების ერთ-ერთ მნიშვნელოვან მიზეზთაგანს წარმოადგენს. ვ. ი. ვერნადსკი განსაკუთრებულ მნიშვნელობას ანიჭებდა ამ მიზეზს. 1910 წელს ის წერდა: „უფრო ღრმად და უფრო სრულად ელემენტთა პარაგენეზის მოიცავს სწავლება იზომორფული რიგების შესახებ“. მის მიერ დადგენილი იყო ელემენტთა 18 ბუნებრივი იზომორფული რიგი და ნაჩვენები იყო, რომ ამ რიგების სიდიდე

იცვლება მაგმური პირობებიდან მეტამორფულისა და ზედაპირულისკენ გადასვლის დროს (იხ. ცხრილი 26). ვერნადსკი ჩვეულებრივ თხევად ხსნარებთან შედარების საფუძველზე, შენაერთების ურთიერთხსნადობის ცვალებადობას ტემპერატურის და წნევის ცვალებადობასთან აკავშირებდა.

ვერნადსკის ძირითადი დასკვნა იზომორფიზმის, როგორც ელემენტთა ასოციაციის მიზეზის განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობის შესახებ, იზომორფიზმის არსის შეცვლის მიუხედავად, დღესაც ძალაში რჩება. მინერალებში იზომორფული მინარევების რაოდენობა საწყის მაგმას ან ხსნარებში ელემენტების კონცენტრაციასთან და იზომორფული ხსნადობის ხარისხთან დაკავშირებით შეიძლება დიდ ფარგლებში მერყეობდეს. ამ მინარევებს შეუძლია წარმოშვან ელემენტთა ასოციაციები როგორც გაფანტულ მდგომარეობაში, ასევე კონცენტრაციის მდგომარეობაში, ამასთანავე ხარისხობრივად პირველი მუდამ გაცილებით მრავალფეროვანი იქნება, ვიდრე უკანასკნელი. მაგრამ იზომორფიზმი განმარტავს ელემენტთა ასოციაციებს, მხოლოდ მინერალთა კრისტალური მესრების შიგნით: ის არ ხსნის თვით მინერალთა ასოციაციებს და, მაშასადამე, მეზობელი მინერალებისათვის დამახასიათებელ ელემენტთა ასოციაციებს.

წყალში სხვადასხვა შენაერთის ხსნადობით აიხსნება ელემენტთა პარაგენეზისი ჰიდროსფეროში. მოძრაობის დიდი უნარი, როგორც თვით გამხსნელის—წყლის, ასევე მასში გახსნილი ნივთიერების ელემენტთა საკვირველად ერთგვაროვან ასოციაციებს ქმნის, არა მარტო თვისობრივად, არამედ რაოდენობრივადაც. ყველა ოქენის და ღია ზღვის წყლების შემადგენლობა მთავარი ელემენტების მხრივ დაახლოებით ერთნაირია. ამაში მდგომარეობს არსებითი განსხვავება ჰიდროსფეროს წყლის ხსნარებსა და ლითოსფეროს მაგარ ხსნარებს შორის, სადაც იზომორფულ ნარევებში ელემენტთა ოდენობითი ფარდობა ერთი მინერალიდან მეორე მინერალზე გადასვლისას დიდ ფარგლებში იცვლება.

ჰიდროსფეროს პარაგენეზისზე არის დამოკიდებული ნალექების პარაგენეზისიც, რომლებიც ზოგჯერ მნიშვნელოვნად ანალოგიური არიან ჰიდროსფეროს საერთო ასოციაციის.

წყლის იზოლირებულ აუზებში, რომელთა ხსნარებმა მეტამორფიზმი განიცადეს, პარაგენეზისები ზოგჯერ არსებითად განსხვავდებიან ჰიდროსფეროს ერთგვაროვანი ასოციაციისაგან. თუმცა, ამ წყლის აუზების მასშტაბი ჰიდროსფეროსთან შედარებით დიდი არ არის, მაგრამ ზოგიერთი მათგანის როლი ცალკეული ელემენტების გეოქიმიისაში მეტად დიდია.

არ შეიძლება არ მოვიხსენიოთ წყლის ხსნარების ისეთი ჯგუფი, როგორც გოგირდწყალბადოვანი ტუტე ხსნარები, რომლებსაც მოაქვს რიგი ქალკოფილური ელემენტები და გამომჟღავნებს ეპითერმალური საბადოებისათვის დამახასიათებელ სტიბიუმის, დარიშხანის და ვერცხლისწყლის სულფიდებს. ამ შემთხვევაში ელემენტთა პარაგენეზისის მიზეზად უდევს მათი სულფიდების ხსნადობა გოგირდოვანი ნატრიუმის ხსნარებში, რომელთანაც ისინი იძლევიან $\text{MeS} \cdot n \cdot \text{Na}_2\text{S}$ -ის ტიპის ხსნად კომპლექსებს, ხსნარების ნეიტრალიზაციით

ან ჰაერის ეანგზადით დაეანგვის დროს ეს კომპლექსური შენაერთები იშლებიან და იძლევიან აღნიშნული მეტალების თავისუფალ სულფიდებს.

შესაძლებელია, რომ იმავე მიზეზით აიხსნება სხვა ქალკოფილური ელემენტების (ტყვიის, თუთიის, სპილენძის და სხვ.) პარაგენეზისი, რომლებიც გამოიყოფიან მადნეულ ჰიდროთერმალურ ძარღვებში. იმავე ტუტუნსნარებში სილიციუმის, კალციუმის, ბიკარბონატის და ნატრიუმის ფტორიდის ხსნადობით აიხსნება აღნიშნულ სულფიდებთან კვარცის, კალციტის და ფლუორიტის პარაგენეზისი.

აირების ურთიერთხსნადობა განუსაზღვრელია. ამის გამო ატმოსფეროში, რომელიც აირადი მოლეკულებისაგან შედგება, გვაქვს რიგი ელემენტთა (ეანგზადის, აზოტის, ნახშირბადის, არგონის და სხვ.) ასოციაცია, რომელიც გვაოცებს თავისა მუდმივობით. ასეთი მუდმივობა განსაკუთრებით დამახასიათებელია ტროპოსფეროსათვის, მიუხედავად იმისა, რომ ის უწყვეტ მატერიალურ გაცვლა-გამოცვლაში იმყოფება ლითოსფეროსა და ჰიდროსფეროსთან. ასეთი მუდმივობის მიზეზია ერთი მხრივ ჰაერის მასების მოძრაობა, მეორე მხრივ კი ყოველი აირის მისწრაფება დაიკავოს მისთვის განკუთვნილი მოცულობა.

ტროპოსფეროს ზევით, სადაც ვერტიკალურ კონვექციურ დენს არა აქვს ადგილი, სიმძიმის ძალის ზეგავლენით წარმოებს ვერტიკალური მიმართულებით აირების დიფერენციაცია და წარმოიქმნებიან ისეთი ელემენტთა ასოციაციები, რომლებიც არსებითად განსხვავდებიან ტროპოსფეროს ასოციაციისაგან.

მეტად თავისებურია ელემენტთა ასოციაციები მიწისქვეშა ატმოსფეროში, რაც დაკავშირებულია ამ ასოციაციათა წარმოშობასთან (ბიოქიმიურთან, ქიმიურთან, რადიაქტიურთან) და მათი ადგილმდებარეობის იზოლირებით ტროპოსფეროსაგან.

კონცენტრაციის მდგომარეობაში ელემენტთა ასოციაციების წარმოშობის მეორე მიზეზი—ელემენტების და მათი შენაერთების ხვედრითი წონები და მათთან დაკავშირებული ატომური მოცულობები ჩვენი პლანეტის გრავიტაციულ არეში წარმოებს ელემენტებისა და მათი შენაერთების დანაწილება მათი ხვედრითი წონის მიხედვით. დედამიწის მთელი ისტორიის მანძილზე ერთი მხრივ მიმართული სიმძიმის ძალის ზეგავლენით, მათი აგრეგატული მდგომარეობის და ხვედრითი წონის მიხედვით მოხდა დანაწილება ატმოსფეროდ, ჰიდროსფეროდ და ლითოსფეროდ. გოლდშმიდტმა ელემენტთა ატომური მოცულობანი საფუძვლად დაუდო თავის ჰიპოთეზას, რომ დედამიწის ფარგლებში ნივთიერების პირველად დანაწილების დროს მოხდა სიდეროფილური ბირთვის და ქალკოფილური, ლიტოფილური და ატმოფილური ელემენტებიდან შემდგარი გარსების გამოყოფა. ხვედრით წონებს დიდ მნიშვნელობას ანიჭებენ მაგმის დიფერენციაციის საკითხებში, პნემვატოლიტებში ძნელად აქროლადი და ადვილად აქროლადი შენაერთების დანაწილების და წყლიდან სხვადასხვა ნალექების წარმოშობის ახსნის დროს. ეს უდავოდ ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მიზეზთაგანია როგორც რიგ ელემენტთა დიფერენციაციის, ასევე ელემენტთა ასოციაციის.

ელემენტთა ასოციაციის წარმოშობის მნიშვნელოვან მიზეზს ეკუთვნის გეოქიმიური სისტემის ენერგეტიკა. მინერალების უმრავლესობა წარმოიშვება მდნარიდან და ხსნარებიდან ტემპერატურის დაწვეის დროს. ამ დროს თავისუფალი ენერჯიის დიდი მარაგის მქონე ელემენტთა ატომები (იონები) ადვილად მოძრავ მდგომარეობიდან გადადიან კრისტალურ მესრებში და გამოიყოფა ენერჯია, რომლის სიდიდე მეტწილად განისაზღვრება მინერალის კრისტალური მესრის ენერჯიით. ფერსმანის მიხედვით, მაგმური მდნარების და ჰიდროთერმალური ხსნარების გაცივების დროს გამოყოფილი მინერალების კრისტალური მესრების ენერჯია წარმოადგენს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან კონსტანტას, რომელიც განსაზღვრავს დახშულ გეოქიმიურ სისტემაში მათი გამოყოფის დროს და ადგილს. კრისტალური მესრის დიდი ენერჯიის მქონე მინერალები, იმ შემთხვევაში, როდესაც დანარჩენი პირობებმა მსგავსია, გამოიყოფიან უფრო ადრე, ვიდრე ის მინერალები, რომელთა ეს ენერჯია უფრო მცირე სიდიდის არის. აქედან, უშუალოდ გამომდინარეობს, რომ სიდიდით ახლო მდგომი მესრების ენერჯიის მქონე მინერალები დროში და, მაშასადამე, სივრცეშიც წარმოიშებიან დაახლოებით ერთდროულად. ამგვარად, წარმოიშებიან სხვადასხვა ქანის და მინერალური საბადოების მინერალთა მრავალრიცხოვანი ასოციაციები და, მაშასადამე, მათი შესაბამისი ელემენტთა ასოციაციები.

ამასთანავე საერთო შემთხვევაში აუცილებელია მხედველობაში იქნას მიღებული სხვა პირობებიც, პირველ რიგში კომპონენტთა კონცენტრაცია. ყოველივე ეს ართულებს აღნიშნული მიზეზის გამოვლინებას, მაგრამ საერთო თეორიული მოსაზრებანი და მრავალრიცხოვანი ბუნებრივი ფაქტები გვაძლუბენ ეს მიზეზი (მესრის ენერჯია) ჩაითვალოს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან მიზეზად დედამიწის ქერქში ელემენტთა ასოციაციების ასახსნელად.

რიგ შემთხვევაში დიდი მნიშვნელობა აქვს შენაერთის ორთქლის დრეკადობას (აქროლადობას), რომელიც, როგორც ცნობილია, წარმოადგენს ტემპერატურის ფუნქციას. მთელი რიგი ელემენტები ან შენაერთები უკვე ჩვეულებრივი ტემპერატურის დროს აირად მდგომარეობაში იმყოფება; აირების უსაზღვროდ ურთიერთხსნადობის გარდა, ამ მიზეზით აიხსნება მიწისზედა ატმოსფეროების ერთგვაროვანი ასოციაცია და მიწისქვეშა ატმოსფეროების თავისებური მრავალრიცხოვანი პარაგენეზისები. მაღალი ტემპერატურის დროს მრავალი შენაერთისათვის ორთქლის დრეკადობა მეტად მაღალი ხდება, იმ შემთხვევაში, თუ ის უფრო მაღალია, ვიდრე გარეგანი წნევა, მაშინ წარმოებს აქროლადი შენაერთების დაცილება ნაკლებად აქროლადი ნაშთისაგან. ამრიგად, მაგმის „ადულება“ იძლევა აქროლად გამონახადს, რომელსაც შემდეგ შეუძლია წარმოშვას პნევმატოლიტური და ჰიდროთერმალური საბადოები, მათი ელემენტთა თავისებური ასოციაციით.

ელემენტთა ასოციაციების წარმოშობი ყველა ზემოთ განხილული მიზეზი დაკავშირებულია ელემენტების და მათი შენაერთების ამა თუ იმ ფიზიკურ-ქიმიური თვისებების მსგავსობასთან.

მაგრამ ელემენტთა ასოციაციები წარმოიშებიან იმ შემთხვევაშიც, როდესაც მათი თვისებები გარკვეული თვალსაზრისით ურთიერთსაწინააღმდეგოა.

სახელდობრ ასეთია მეტალების მეტალოიდებთან, კათიონების ანიონებთან შეერთების ყველა შემთხვევა. აქედან ნათელი ხდება ქიმიური მონათესაობის დიდი მნიშვნელობა, როგორც ელემენტთა ასოციაციების ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მიზეზთაგანის. ქიმიური მონათესაობის საზომს წარმოადგენს მაქსიმალური შუშაობა ან რეაქციის თავისუფალი ენერგია.

კეთილშობილი აირების გარდა ყველა ელემენტს შეუძლია წარმოშვას ამა თუ იმ ქიმიურელემენტიანი ესა თუ ის ქიმიური შენაერთები. ელემენტების ქიმიური მონათესაობით აიხსნება ელემენტთა მჭიდრო ასოციაციები დედამიწის ქერქის ყველა ბუნებრივი შენაერთის ფარგლებში: მინერალების, წყლის, ნახშირბადისა და ა. შ. ელემენტთა ქიმიური მონათესაობას საფუძვლად უდევს სხვადასხვაგვარად დამუხტული იონების—კათიონების და ანიონების ურთიერთქმედება.

მეორე მიზეზი, აგრეთვე ელექტროსტატიკური ბუნებისა, მდგომარეობს მაღალდისპერსიული კოლოიდური სისტემების მიერ ელემენტთა სორბირებაში. ესეც აგრეთვე იწვევს ელემენტთა ზოგიერთი თავისებური ასოციაციების შექმნას. მაღალდისპერსიული სისტემები განსაკუთრებით ფართოდ არიან გაერთელებული ლითონფეროს ზედა ნაწილებში, ჰაპერგენეზისის ზონაში, სადაც განსაკუთრებით ხელსაყრელი პირობებია მათ წარმოსაშობად. კოლოიდური ნაწილაკების მათ დამუხტეასთან დაკავშირებით ხსნარებიდან კათიონების ან ანიონების სორბირებას ახდენენ. ასეთი ასოციაციების მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ მანგანუმის დანალექი მადნები, რომლებშიაც ქიმიური ელემენტების (ბარიუმი, ნიკელი, კობალტი, სპილენძი და სხვ.) დიდი რაოდენობა გროვდება; რკინის დანალექი საბადოები, რომლებიც აგროვებენ დარიშხანს, ფოსფორს, ვანადიუმს და სხვ.; ნიადაგები, რომლებიც აგროვებენ ვანადიუმს, ფოსფორს, აზოტს და ა. შ.

სორბიციული პროცესების დიდი გეოქიმიური როლით, რომელიც იწვევს ელემენტების დიდი რაოდენობის მოცილებას ბუნებრივი ხსნარებიდან, შეიძლება აიხსნას ჰიდროსფეროში მრავალი ქიმიური ელემენტის, მათ რიცხვში ნიკელის, ვანადიუმის, დარიშხანის, ვერცხლისწყლის და სხვების ნაკლვანება.

ელემენტთა ასოციაციების წარმოსაშობად დიდი მნიშვნელობა აქვს მათ შეფარდებით კონცენტრაციას მოცემულ გეოქიმიურ სისტემაში. ამრიგად, მოცემული მდნარიდან ან ხსნარიდან ერთდროულად, ან დროში ახლო და, მაშასადამე, სივრცეშიაც, რომ გამოიყოს ორი ან რამდენიმე მინერალი, ყველა დანარჩენი ხელსაყრელი პირობების შემთხვევაში საჭიროა, რომ მათი შემქმნელი კომპონენტების კონცენტრაცია იყოს მეტი ან ტოლი ამ მინერალების ხსნადობის. წინააღმდეგ შემთხვევაში ელემენტები დარჩებიან გახსნილ მდგომარეობაში და მონაწილეობას მიიღებენ შემდგომ მიგრაციაში.

ფიზიკურმა ქიმიამ მათემატიკური სიზუსტით გამოარკვეა ამ მიზეზის როლი სხვადასხვა როგორც ხელოვნური, ასევე ბუნებრივი შენაერთების წარმოშობის დროს. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით ბევრია გაკეთებული ბუნებრივი მლაშე ხსნარებიდან გამოყოფილ მინერალთა პარაგენეზისის ასახსნელად (ვანდ-ჰოფის და კურნაკოვის და მისი სკოლის შრომებში).

აქამდე ჩვენ ვიხილავდით ელემენტთა ასოციაციებს არაორგანულ ბუნე-
ბრივ ობიექტებში. განსაკუთრებული ადგილი უჭირავს ასოციაციებს, რომლე-
ბიც წარმოშობილი არიან ბიოქიმიური. პროცესების შედეგად.

ქიმიური შემადგენლობა ორგანიზმების დამახასიათებელ ტიპური ნიშნე-
ბის რიცხვს ეკუთვნის. ორგანიზმების მთავარი განსხვავება ხდება მიკრო-
ელემენტების ხაზით. მთელი ბიოსფეროსათვის ტიპური ელემენტებია: O, H,
C, N, S, P, K, Fe. მრავალ ორგანიზმში აღნიშნული რვა ელემენტის გარდა
მნიშვნელოვანი რაოდენობით შედის ზოგიერთი სხვა ელემენტი, რომლებიც
აგრეთვე მნიშვნელოვან ფიზიოლოგიურ როლს ასრულებენ (Ca, S, I, Mn, Cu
და სხვ.). უდავოდ ბიოგენურ ელემენტებთან ერთად, ნიადაგის ხსნარებიდან
მცენარეებში, ხოლო მცენარეებიდან ცხოველების ორგანიზმებში ხვდებიან
ამა თუ იმ რაოდენობით ყველა დანარჩენი ელემენტებიც, რომელთა ფიზიო-
ლოგიური როლი გამოურკვეველია.

ამრიგად, ცოცხალ ორგანიზმებშიაც და მათი გახრწნის პროდუქტებ-
შიაც (ნახშირებში, ტორფებში, ნავთობში და ა. შ.) წარმოიქმნებიან ელემენტ-
თა თავისებური ასოციაციები, რომლებიც ზოგჯერ ხარისხობრივად განსხვავ-
დებიან სხვა ასოციაციებისაგან. მაგალითად, ქვანახშირის ნაცარში შედის
მნიშვნელოვანი რაოდენობით პროტოკრისტალიზაციისათვის (ნიკელი და კო-
ბალტი), ნარჩენი კრისტალიზაციისათვის (ბერილიუმი და ბორი) და ჰიდრო-
თერმალური ძარღვებისათვის (ტყვია და თუთია) დამახასიათებელი ელემენ-
ტები.

კონცენტრაციის მდგომარეობაში ელემენტთა ასოციაციების წარმოშობი
ყველა განხილული მიზეზი დაკავშირებულია არსებული ატომების მიგრაციასა
და გადანაწილებასთან. მაგრამ ელემენტთა ზოგიერთი სხვა ასოციაცია
წარმოიშვება პრინციპულად სხვა მიზეზის შედეგად, რომელიც მდგომარეობს
ელემენტთა გარდაქმნაში. როგორც დავინახეთ, ამ მიზეზს განსაკუთრებული
მნიშვნელობა აქვს გაფანტულ ელემენტთა ასოციაციების წარმოშობის დროს.
(ვინაიდან ელემენტთა გარდაქმნა მიმდინარეობს ნელა, ხოლო საწყისი ელე-
მენტების დაშლის უმრავლეს ნახევარპროდუქტებს ნაკლები მდგრადობა
ახასიათებთ), მაგრამ საწყისი ელემენტების და მათი დაშლის საბოლოო
მდგრადი პროდუქტების ასოციაციებს შეუძლიათ წარმოშვან კონცენტრაციები.

ასეთია კარგად ცნობილი ასოციაციები: ურანის, ურანის ტყვიისა და
ჰელიუმის; თორიუმის, თორიუმის ტყვიის და ჰელიუმის.

მაგმური პროცესების გეოქიმია

პროცესები, რომელთა შედეგად წარმოიშვება მაგმური ქანები, უშუალო დაკვირვებისათვის მიუწვდომელია. ამ პროცესებზე მსჯელობა შეიძლება მხოლოდ მათ საბოლოო პროდუქტებზე — ქანებზე დაკვირვებით (მათი შემადგენლობის, გეოლოგიური მდებარეობის, სხვა ქანებთან დამოკიდებულების მიხედვით და ა. შ.), ფიზიკური ქიმიის და თერმოდინამიკის ძირითადი დასკვნებით და ანალოგიით ზოგიერთი ჯერ კიდევ მცირერიცხოვანი ექსპერიმენტული მონაცემების ხელმძღვანელობით და ამასთანავე ჩვენი პლანეტის აგებულების და ევოლუციის შესახებ არსებული ჰაპოთეზების მხედველობაში მიღებით. ცხადია, რომ მეცნიერების თანამედროვე დონეზე, მაგმური ქანების წარმოშობის სრული და ზუსტი სურათის მოცემა ჯერჯერობით შეუძლებელია: შესაძლებელია მხოლოდ ცოტად თუ ბევრად დავნიშნოთ მისი კონტურები. უკანასკნელ წლებში, როგორც ცნობილია, ამ პროცესების შესწავლა გამოიყო როგორც განსაკუთრებული მეცნიერული დისციპლინა — პეტროქიმია, რომელიც საბოლოო ანგარიშში შეგვიძლია განვიხილოთ, როგორც გეოქიმიის ნაწილი, რომელიც შეისწავლის ელემენტების მიგრაციას, მაგმური ნივთიერების გაცივების თავისებურ პირობებში.

პეტროქიმიის ძირითადი ამოცანა რომ დამაკმაყოფილებლად გადაწყდეს, ცხადია, საჭირო იქნება ჩატარდეს მუშაობა როგორც ბუნებრივი და ექსპერიმენტული ფაქტების მოსაგროვებლად, ისე ემპირიულ კანონზომიერებაში მათი განზოგადების მხრივ. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს ა. ნ. ზავარიცკის მიერ დამუშავებული, მაგმური ქანების ქიმიური შემადგენლობის შესაბამისი ვექტორალური დიაგრამების სახით გამოხატვის ახალი მეთოდი. ეს დიაგრამები ქანებში შემავალი შვიდი მნიშვნელოვანი კომპონენტის თვალსაზრისით შედარების საშუალებას იძლევა, რაც წინათ შეუძლებელი იყო. ეს დიაგრამები გამოხატავენ რა გრაფიკულად ქანების ქიმიური შემადგენლობის ოდენობით ცვალებადობაში საერთო კანონზომიერებას, ისინი საშუალებას იძლევიან ქანების ჯგუფებში და შესაბამისად ამისა მათ ბუნებრივ ასოციაციებში გაერთიანებას. ამასთანავე ვექტორების მდებარეობა, მიმართულება და სიგრძე საშუალებას იძლევა შევნიშნოთ ქანების როგორც მსგავსება, ისე ინდივიდუალური თავისებურება. ზავარიცკის მეთოდით შედგენილი სამმაგი სისტემების კრისტალიზაციის დიაგრამებზე, რომლებიც ექ-

სპერიმენტულად არის შესწავლილი, ხაზის მიმართულებაში ჩვენ ვამჩნევთ ქანების ბუნებრივი ასოციაციების ვარიაციულ ხაზებთან მსგავსებას. ეს მიგვითითებს შესაძლებლობაზე, რომ ჩვენ დიაგრამების მიხედვით შეგვიძლია ვიმსჯელოთ მაგმის ევოლუციის პროცესში ქანების ქიმიური შემადგენლობის ცვალებადობაზე, რაც, რასაკვირველია, განსაკუთრებულ ინტერესს წარმოადგენს- მაგმური პროცესის გეოქიმია თანამედროვე შეხედულების მიხედვით შეიძლება წარმოდგენილ იქნას შემდეგი სახით. დედამიწის ნივთიერების პირველადი დანაწილების შედეგად, გოლდშმიდტის და სხვების იდეების თანახმად, წარმოიშვა მეტალური (რკინის) გული, სულფიდურ-ქანგეულების ფენა და სილიკატური გარსი. სილიკატური გარსის—ლითოსფეროს საშუალო შემადგენლობა, ალბათ, უფრო ფუძე იყო, ვიდრე ბაზალტები, უახლოვდება ჰვის მეტეორიტების შემადგენლობას, ე. ი. პერიდოტიტებს.

პეტროლოგების უმრავლესობა მრმზრც არიან. რომ ყველა ქანი ჩაითვალოს ბაზალტური მაგმის წარმოებულებად. ამასთანავე ბევრის შიერ დაშვებულია რაღაც სიღრმეზე ბაზალტური ფენის არსებობა, რომელზეც დაცურავენ უფრო მკაფიე ქანების კუნძულები-მატერიკები. ეს ბაზალტური ფენა, როგორც ჩვეულებრივ თვლიან, იმყოფება მინისებრ ან კრისტალურ მდგომარეობაში და შეუძლია გალღვეს და მოგვეცეს ბაზალტური მაგმა. მაგალითად, წნევის შემცირებით ან (ჯოლის მიხედვით) სითბოს დაგროვებით, რომელიც დაკავშირებულია რადიაქტიურ პროცესებთან. მაგრამ ზოგიერთი პეტროლოგი უარყოფს ბაზალტური ფენის არსებობას, იმ დროსაც, როდესაც ყველა ქანის საწყისად თვლიან ბაზალტურ მაგმას. ბოუენი საეჭვოდ თვლის, რომ მაგარი ბაზალტური ფენიდან გაღობის შემდეგ შესაძლებელი იყოს ბაზალტური მაგმის წარმოშობა: როგორც ექსპერიმენტები და ბუნებაში დაკვირვება გვიჩვენებს, ამ შემთხვევაში მიღებული იქნება უფრო მკაფიე სიალიტური (Si, Al) მდნარი, რომელიც ზევით შეიქრება და უფრო მძიმე ფუძე ნაშთი—სიმა (Si, Mg) ჩაიძირება ქვევით. ამის გამო ბოუენი 37—60 კმ სიღრმეზე პერიდოტიტული შემადგენლობის ქანების არსებობას უშვებს, რომელთა სელექტური ლობის დროსაც წარმოიშვება ბაზალტური მაგმა.

თავის მსჯელობას ბოუენი ასაბუთებს ასეთი გამოთვლებით. პერიდოტიტული სარტყლის ქანების შემადგენლობა, ვაზინგტონის მიხედვით (მინერალებზე გადაანგარიშების შემდეგ), იქნება (%-ში):

ოლივინი	12,82	ანორთიტი	13,23
ჰიპერსტენი	43,42	ალბიტი	5,83
დიოპსიდი	18,33	ორთოქლაზი	1,69

ამ ქანების ლლობის დროს პირველ რიგში უნდა გალღვეს უფრო ადვილად ლლობადი მინერალები (დაახლოებით 40 %, დიოპსიდის ჩათვლით). ამ დროს ხსნარის შემადგენლობა (მინერალებზე გადაანგარიშების შემდეგ) ახლო იქნება ბაზალტური მაგმის შემადგენლობასთან (%-ში):

ორთოქლაზი	4,5	ანორთიტი	39,5
ალბიტი	15,0	რკინოვანი დიოპსიდი	47,0

საქიროა აღენიშნოთ, რომ საკითხი პირველადი, საწყისი მაგმის შესახებ საბოლოოდ გადაწყვეტილი არ არის, ერთიანი მაგმის მომხრეებთან ერთად არიან ორი მაგმის—მეავე და ფუძის მომხრეებიც. ამ თეორიის წარმომადგენლად დავასახელებთ ფ. ი. ლევენსონ-ლესინგს.

გადავდებთ რა ამა თუ იმ თვალსაზრისის სისწორეზე მსჯელობას, შემდგომ თხრობაში ჩვენ დასკვნებს გამოვიტანთ ერთიანი ბაზალტური მაგმის წარმოდგენებიდან და უპირველეს ყოვლისა შევეცადოთ განვიხილოთ მისი დიფერენციაციის საკითხი. ცხადია, რომ საწყისი მაგმის დიფერენციაციის გარეშე ჩვენ არ გვექნებოდა ქანების ის მრავალფეროვნება, რომელიც სინამდვილეში არის, არამედ მხოლოდ მივიღებდით ინტრუზული ფაციესისათვის გაბროს და ეფუზურისათვის—ბაზალტს.

საბოლოო ანგარიშში მაგმის დიფერენციაცია იწვევს ნივთიერების დაწინააღმდეგებას, რაც სპეციფიკურ გარემოში—მაგმური აუზის გაციებისას, ატომების მიგრაციის გამოხატულებას წარმოადგენს. აქ მიგრაციის მთავარი ფაქტორები, ალბათ, იქნება: გრაფიტაცია, ნივთიერების კონცენტრაცია მდნარში, ტემპერატურა და წნევა.

გრაფიტაციის ძალა მუდმივს და უნივერსალურს წარმოადგენს; მაგმის ტემპერატურა თანდათან კლებულობს; ნივთიერებების კონცენტრაცია მაგმაში, ზოგიერთი მათგანის მაგარ ფაზაში გამოყოფის გამო, გამოიკვლება, ამასთანავე შეცვლის სვლა ძირითადად განისაზღვრება მოქმედი მასების კანონით; წნევა დასაწყისში იცვლება, ალბათ, უმნიშვნელოდ, შემდეგ კი მდნარში აირისებრ ნივთიერებთან დაგროვების გამო შეუძლია ძალიან გაიზარდოს და ხელშემწყობი ტექტონიკური პირობების (ღრმა რღვევები) დროს შეუძლია ძალიან დაიწიოს. მაშასადამე, აქ, მიგრაციის ცვლადი ფაქტორები იქნება: ტემპერატურა, კონცენტრაცია და წნევა. მაგმის ყოველი წონასწორობითი მდგომარეობა დახასიათდება ამ ფაქტორების განსაზღვრული სიდიდეებით: თითოეული მათგანის შეცვლა გამოიწვევს წონასწორობის დარღვევას, ე. ი. გამოიწვევს დიფერენციაციას. ამრიგად, მაგმის დიფერენციაციის მიზეზები იქნება: გაცივება (ტემპერატურის შეცვლა), ასიმილაცია (კონცენტრაციის შეცვლა), დესტილაცია (წნევის შეცვლა), უფრო მეტად უნივერსალური მიზეზი, რასაკვირველია, იქნება გაცივება; სხვა მიზეზებს ხშირად მეორეხარისხოვანი მნიშვნელობა აქვს.

ატომების მიგრაციის ფაქტორების ურთიერთქმედების შედეგად მაგმაში წარმოიშვებიან დიფერენციაციის ესა თუ ის პროცესები, რომელთაგან მთავარი, ფ. ი. ლევენსონ-ლესინგის კლასიფიკაციის თანახმად, იქნება კრისტალიზაციური დიფერენციაცია, ლიკვაცია, გაწურვა, ასიმილაცია, მაგმების შერევა. უდავოა, უფრო დიდი მნიშვნელობა კრისტალიზაციურ დიფერენციაციას აქვს, რომელიც სხვებზე უფრო თეორიულად დასაბუთებული და ექსპერიმენტულად დადასტურებულია. შემდეგში ჩვენ უმთავრესად ამ პროცესზე შევჩერდებით.

ლიკვაციის მნიშვნელოვანი როლი მიღებულია რიგი მკვლევარების მიერ. თითქმის ყველას მიერ მიღებულ იქნა, რომ ყველა სულფიდურ-სილიკატურ მდნარებს შეუძლიათ დაიშალონ ორ შეურეველ ან თითქმის შეურე-

ველ სითხეებად: სულფიდურად და სილიკატურად. ამის დასამტკიცებლად მოყვანილია მეტალურგიულ პროცესებში წილის და შტეინის ლიკვაციის ფაქტები, და აგრეთვე მრავალრიცხოვანი ექსპერიმენტული კვლევები, ჩატარებული როგორც ჩვენში, ისე საზღვარგარეთ. მართალია ამ ბოლო დროს ი. ი. ოლშანსკიმ უჩრადღებმა მიაქცია იმ გარემოებას, რომ ამგვარი ექსპერიმენტული გამოკვლევების დროს სინამდვილეში ადვილი ჰქონდა არა ორმაგ სისტემებს: სილიკატი + სულფიდი, არამედ სამმაგ სისტემებს, ვინაიდან ტიგელების (ნახშირის ან რკინის) კედლებთან მდნარის ურთიერთქმედების გამო მდნარში შედიოდა აგრეთვე მეტალიც. ამის გამო ორმაგი სისტემების სულფიდი + სილიკატი ლიკვაციის საკითხი მოითხოვს განსაზღვრულ დაზუსტებას, თუმცა მეტალურგიული პრაქტიკის და მრავალი გეოლოგიური ფაქტორის მხედველობაში მიღებით, უკვე შესაძლებელია დავინახოთ, რომ საბოლოო დასკვნები, რომლებიც მიიღეს წინა მკვლევარებმა, — დასკვნა ბუნებაში სილიკატური და სულფიდური მაგმის გაცივებისას განაწილების შესაძლებლობის შესახებ, თითქმის არ იცვლება.

თუ ამჟამად ტემპერატურის დაწვევისას სილიკატური და სულფიდური მდნარის შეურევლობა და ლიკვაცია ექსპერიმენტულად დამტკიცებულია და მნიშვნელოვან ექვს არ იწვევს, სულ სხვაგვარად არის თვით სილიკატური სისტემების დიფერენციაციის საკითხის საქმე. დიდი ხნის განმავლობაში ამ სისტემების დიფერენციაციის ასახვა ექსპერიმენტულად არ ხერხდებოდა. ამის შესრულება მოახერხა 1935—1937 წ. წ. დ. პ. გრიგორიევმა სილიკატური მდნარისათვის; რომელიც შეიცავდა SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2CO_3 და CaF_2 შესაბამისი ნაზავის ნახშირის ტიგელებში 1250° ტემპერატურამდე გახურების და შემდგომი გაცივების გზით.

ამ ცდების დროს წარმოიშევა ორი სითხე, ერთი შედარებით გამდიდრებული SiO_2 , K_2O და F , მეორე MgO , CaO და Al_2O_3 -ით გამდიდრებული. პირველი სითხე — უფრო მჟავა და მჩატე — ქმნის ზედა ფენას; მეორე — უფრო ფუჭე და მძიმე — გროვდება ქვევით. დამტკიცებული იყო, რომ ამ შემთხვევაში მათი შეურევლობა დამოკიდებულია ფტორზე: თუ ფტორი არ მონაწილეობს, ასეთივე შემადგენლობის მდნარი ცივდება სავსებით ერთგვაროვან მასად, ყოველგვარი დიფერენციაციის ნაკვალევის გარეშე. როგორც დ. პ. გრიგორიევი ვარაუდობს, სილიკატური მდნარის ლიკვაციისათვის აუცილებელია ადვილად აქროლადი კომპონენტების არსებობა; გარდა ფტორისა, ასეთები შეიძლება იყოს ბორი და წყალი. ბორის მიმართ ეს დამტკიცებული იყო ექსპერიმენტულად ო. ნ. დმიტრიევსკის მიერ, რომელმაც ბორის შემცველ სილიკატურ მდნარში მიიღო ორი შეურეველი თხევადი ფაზა.

აღნიშნული მოსაზრება, როგორც ჩანს, საკმაოდ მართებულია: იმ კერძოდ ხსნის წინა ექსპერიმენტატორების წარუმატებელ ცდებს, რომლებსაც საქმე ჰქონდათ მშრალ სილიკატურ მდნარებთან, სადაც არ შედიოდა ადვილად აქროლადი შენაერთები. მაგრამ ამ საკითხის, რომელიც მაგმური პროცესის გეოქიმიისათვის მეტად მნიშვნელოვანია, გადასაწყვეტად, რასაკვირველია, საჭიროა დამატებითი ექსპერიმენტები, კერძოდ იმისთვის, რომ ვაჩვენოთ-

წყლის, როგორც სილიკატური მაგმის ლიკვაციის, ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაქტორის ნაგვარაუდვეი როლი.

ფ. ი. ლევისონ-ლესინგი უკვე დიდი ხანია განსაკუთრებულ მნიშვნელობას ანიჭებდა სილიკატური მაგმების ლიკვაციის საკითხს: კერძოდ ის თვლიდა, რომ ვარიოლითური ქანები ასეთი დიფერენციაციის მაგალითს წარმოადგენენ; ამასთანავე ის ყოველთვის ხაზს უსვამდა ადვილად აქროლადი შენაერთების, განსაკუთრებით წყლის როლს. დ. პ. გრიგორიევის ექსპერიმენტები ამ მოსაზრებებს ადასტურებენ.

ლიკვაციის გარდა, თხევადი ფაზების დაყოფა შეიძლება სხვა გზითაც წარმოებდეს—კონცენტრაციული დიფერენციაციის გზით, მაგალითად, წარმოშობილი თერმული დინების ზეგავლენით ან სორეს წყის მიხედვით (კონცენტრაციის გაზრდა ხსნარის უფრო ცივ ნაწილებში). შესაძლებელია, რომ რიგ შემთხვევაში ზოგიერთი ინტრუზიული სხეულების განაპირა დიფერენციაცია სწორედ ამ გზით აიხსნება.

მრავალი მეცნიერი, მათ რიცხვში ბოუენი, პარკერი, დელი და სხვები, დიდ მნიშვნელობას აწერენ ჯერ კიდევ თხევადი მაგმის გამოწურვას უკვე გამოყოფილი კრისტალებისაგან (ფილტრ-პრესინგი). ფ. ი. ლევისონ-ლესინგი თვლის, რომ დიფერენციაციის ამ ხერხის როლს ზედმეტად აფასებენ, ეინაიდან, როგორც ექსპერიმენტები ქვიშასა და წყალთან გვიჩვენებენ, კრისტალებისაგან ინტერსტიციალური სითხის, რომელიც მათ შორის არის მოთავსებული, გამოწურვა შეუძლებელია კრისტალების დაუმსხვრევლად; ქანების სტრუქტურაში კი ასეთი დამსხვრევა შემჩნეული არ არის.

გაცილებით უფრო უდავოა ასიმილაციის როლი, ვინაიდან უკანასკნელი სისტემის წონსწორობის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ფაქტორის შეცვლას იწვევს. ასიმილაციის როლს ყურადღება პირველად მიაქცია ლევისონ-ლესინგმა 1897 წ. მაგრამ თავდაპირველად ამ საკითხში მან ცოტა მომხრეები ჰპოვა. ამ ბოლო ხანებში ასიმილაცია სულ მეტო და მეტი აღიარებით სარგებლობდა დადასტურებულია მრავალი მაგალითით. ასე ხ. მ. აბდულაევი ვადამ-წყვეტ მნიშვნელობას ანიჭებს გრანიტული ინტრუზიებით გამოწვეული კალციუმით, მაგნიუმით და რკინით მდიდარი ქანების ასიმილაციის პოვლენებს მაგმის შემდგომ ევოლუციაში. იგი თვლის, რომ ამ დროს წარმოიშვება მთავე მაგმის სხვადასხვა რთული ინტრუზიული კომპლექსები, რომლებთანაც შეიძლება დაკავშირებული იყოს თავისებური პოსტმაგმატური საბადოების გენეტიკური რიგები. იგი აგრეთვე უშვებს, რომ რიგ შემთხვევებში გრანიტული მაგმით ასიმილირებული ქანები შეიძლება იყვნენ ამ მაგმის ზოგიერთი მეტალური ელემენტებით გამდიდრების წყაროდ.

ამ მოსაზრებების საფუძველზე აბდულაევი წამოაყენა ჰიპოთეზა მაგმის მეტალოგენური სპეციალიზაციის ასიმილაციისა და პოსტმაგმატური ხსნარებისა, რომლებშიც განსაკუთრებულ როლს ანიჭებს გარემომცველ ქანებს და სრულიად სამართლიანად აღნიშნავს, რომ ჩვეულებრივად ეს გარემოება სავსებით გათვალისწინებული არ არის.

ზოგიერთ შემთხვევაში მთავე და ფუძე ქანებს შორის გარდამავალი ტიპების წარმოშობა უფრო კარგად, ვიდრე სხვა ხერხებით, შეიძლება აიხსნას ბუნების ძველი თეორიით მაგმების შერევის შესახებ.

ყველა წამოყენებული თეორიიდან თითოეული მათგანი განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევს დიფერენციაციის რთული პროცესის რომელიმე ერთ მხარეს. მაგრამ ამ თეორიათა უნივერსალობის ხარისხი საესებით არ არის ერთგვაროვანი. მეტად უნივერსალურია, როგორც ჩანს, კრისტალიზაციური დიფერენციაციის თეორია, როგორც განზოგადება უდავო ფაქტების—თხევადი ფაზის მაგარში გადასვლა ტემპერატურის დაწვეის დროს; მსგავსი ფაქტები შემჩნეულია მაშინაც კი, თუ პირველადი ნივთიერება რაიმე გზით იყოფოდა ჯერ კიდევ თხევად მდგომარეობაში.

ელემენტთა მიგრაციაზე მსჯელობის დროს ჩვენ უკვე შევეხეთ იმ ძირითად კანონებს, რომლებიც საზღვრავენ ელემენტების გადასვლას მდნარიდან კრისტალურ მდგომარეობაში. ჩვენ ვნახეთ, რომ აქ ძირითად როლს ასრულებს ტემპერატურის დაწვევა, მაგნის გაცივება, სისტემის მისწრაფება უფრო დაბალი თერმოდინამიური პოტენციალისაკენ. მოქმედი მასების კანონის და ფაზათა წესის მიხედვით, ტემპერატურის დაწვევას აუცილებლად თან ახლავს ნივთიერების ნაწილის თხევად მდგომარეობიდან მაგარში გადასვლა. ამასთანავე შემჩნეულია ტენდენცია მაგმიდან ევტექტიკის მიმართ ქარბი კომპონენტების გამოყოფისა. წონასწორობის დიაგრამების განხილვიდან ცნობილია, რომ მეტწილად (მაგრამ არა მუდამ) ასეთი ნივთიერებები იქნებიან უფრო ძნელად ლლობადები.

ევტექტიკური თანაფარდობის გარდა მეტად დიდი მნიშვნელობა აქვს ნივთიერების მიერ მყარი ხსნარების (იზომორფული ნარევების) მოცემის უნარს; თითქმის ყველა სილიკატი, კვარცის გამოკლებით, წარმოადგენს იზომორფული ნარევების მაგალითებს. ამ მხრივ ტიპიურ მაგალითს, როგორც ვნახეთ, წარმოადგენს პლაგიოკლაზების ჯგუფი.

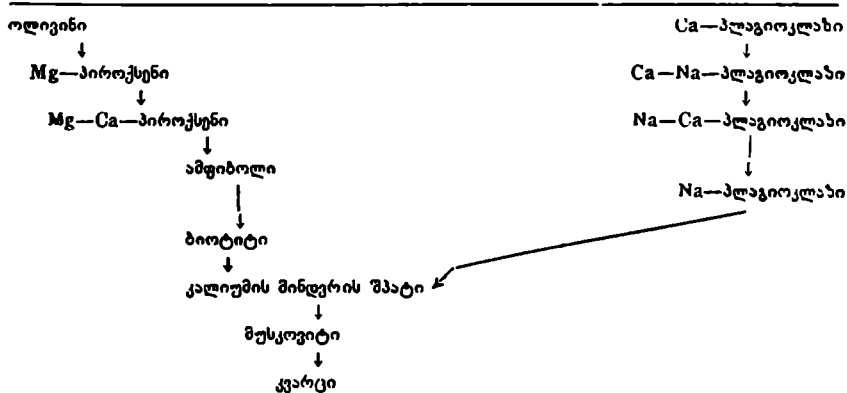
ნათქვამთან დამატებით აუცილებელია შევიჩრდეთ ბოუენის რეაქციულ პრინციპზე, რომელიც დადასტურებულია ექსპერიმენტულად და რომელიც დამაკმაყოფილებლად განმარტავს ქანებში მინერალების მრავალ თანაფარდობას.

ალბიტ-ანორთიტის დიაგრამის განხილვისას, როგორც მინერალების სრული შერევის მაგალითი, შეგვიძლია დავინახოთ, რომ, მიუხედავად მდნარის პირვანდელი შემადგენლობისა, ნორმალური გაცივების დროს პირველად მუდამ გამოიყოფა კალციუმით უფრო მდიდარი პლაგიოკლაზი და შემდეგ კი—ნატრიუმით უფრო მდიდარი. ამრიგად, აქ ევტექტიკური თანაფარდობა დაცული არ არის. აღმოჩნდა, რომ უმეტესი სხვა ბუნებრივი თანაფარდობა ხშირად ძალიან დარღვეულია და დამახინჯებულიც კი არის. ეს იმით აიხსნება, რომ პირველად გამოყოფილი მინერალები თხევად მდნართან მოძრავ წონასწორობაში იმყოფებიან, უკუქმედებაში არიან მასთან და შედეგად სხვა მინერალებს იძლევიან. ამრიგად, მინერალის წარმოშობის მომენტი მათი დალუპვის მომენტსაც წარმოადგენს.

ამრიგად, თუ მდნარიდან გამოიყოფა ფორსტერიტი, ის უკუქმედებაში შედის ნარჩენ ხსნართან, ამასთანავე ფორსტერიტის მარცვლების ირგვლივ შეიძლება წარმოაშვას კლინოენსტატიტის რეაქციული არშია. ფორსტერიტის და კლინოენსტატიტის რა რაოდენობაც უნდა იყოს საწყის მდნარში, პირ-

ველ რიგში მუდამ გამოიყოფა ფორსტერიტი. ამავთა რეაქციული სისტემის მნიშვნელოვანი განსხვავება ევტექტიკისაგან.

რეაქციული თანაფარდობა შემჩნეულია მინერალთა შრავალი სხვა წყვილისთვის, მათ რიცხვში პიროქსენი-ამფიბოლისთვის, ამფიბოლი-ბიოტიტისთვის, მიკროკლინი-მუსკოვიტისთვის და სხვ. ყველა ამ შემთხვევას ბოუენი აერთიანებს შემდეგ სქემაში:



ექსპერიმენტული გამოკვლევების და ბუნებაში დაკვირვების საფუძველზე ბოუენმა დაადგინა, რომ ყველა ზემოთ მდგომი მინერალი გამოიყოფა მდნარადან ქვემოთ მდგარზე ადრე, რომელიც შეიძლება წარმოიშვას პირველისა და ნარჩენი მდნარის ურთიერთქმედებით. მარჯვენა შტო წარმოადგენს პლაგიოკლასების უწყვეტ რეაქციულ რიგს, მარცხენა შტო — ოლივინების, პიროქსენების, ამფიბოლების და ბიოტიტების უწყვეტილ რეაქციულ რიგს.

ზემოთ ნათქვამიდან გამომდინარეობს, რომ ჯერ ერთი, მაგმების კრისტალიზაციის დროს შემჩნეულია განსაზღვრული თანმიმდევრობით მინერალების გამოყოფის ტენდენცია რეაქციული რიგის თანახმად და მეორე ის, რომ მინერალები ისპობიან იმავე თანმიმდევრობით, რა თანმიმდევრობითაც წარმოიშებიან (ამით განსხვავდებიან რეაქციული სისტემები ევტექტიკურისაგან, სადაც ადრეოთი მინერალი არ ისპობა).

ადვილია დანახვა, რომ ბოუენის რეაქციულ პრინციპში გამოსახულებას პოულობს ოსტეალის კანონი: დასაწყისში გამოიყოფა მინერალები, რომლებიც ტემპერატურის და წნევის დაწევის დროს არამდგრადები ხდებიან და მდნართან შემდგომი რეაქციების გზით ისინი თანდათან გადადიან მოცემული ფიზიკურ-ქიმიური პირობებისათვის სტაბილურ მინერალებში. გადასვლა შეიძლება იყოს ან მხოლოდ ნაწილობრივი, ან სრული. ამის გამო ზოგჯერ გაბროში და ბაზალტებში შეიძლება კიდევ შეგვხვდეს ოლივინი, მაგრამ ის არასოდეს არ არის უფრო მეტე ქანებში, მაგალითად, გრანიტებში, სადაც დიფერენციაციის პროცესი გაცილებით უფრო შორს წავიდა და, მაშასადამე, სადაც საკმარისი დრო იყო, რომ ოლივინი სავსებით ამქრალიყო. ამრიგად,

ბაზალტური მაგმის ყველა ქანისათვის საწყისად მიღებით და იმის ჩათვლით, რომ ძირითად როლს კრისტალიზაციური დიფერენციაცია ასრულებდა, ბოუენის, გოლდშმიდტის და ფერსმანის შეხედულებათა მიხედვით დიფერენციაციის ასეთ სქემას მივიღებთ:

გაბროული მაგმა —> დიორიტული მაგმა —> გრანიტული მაგმა —> წყლის ხსნარები



ნარჩენი გრანიტული
პეგმატიტები

✓ ჩვეულებრივ კრისტალიზაციის სამ ეტაპს გამოყოფენ: პირველადს, მთავარს და ნარჩენს (პროტო, მეზო და ტელოკრისტალიზაციას).

უპირველეს ყოვლისა მდნარიდან გამოკრისტალდებიან მადნეული მინერალები: მაგნეტიტი, მაგნიტური კოლჩედანი, აპატიტი, ილმენიტი, ტიტანიტი და სხვ., შემდეგ—მაგნიუმის და რკინის ორთოსილიკატები (ოლივინი). შედეგად დარჩენილი მაგმა მდიდრდება SiO_2 -ით, ტუტეებით, Ca, Al-ით, პირველადი (პროტო) კრისტალიზაციის ელემენტებთან, ე. ი. Fe, Mg, Si, Ti-თან ერთად გამოიყოფიან ზოგიერთი სხვა, უფრო იშვიათი ელემენტები, როგორცაა, მაგალითად, Cr, Ni, Pt და მისი ჯგუფის ელემენტები, S და სხვ. ამასთანავე Cr თითქმის მთლიანად გამოიყოფა ქრომიტის სახით. Ni გოგირდის სიჭარბის დროს შედის მაგნიტურ კოლჩედანში, გოგირდის ნაკლებობის დროს ენდოკრისტალურ შეიტაცება მაგნიუმში და რკინის ორთოსილიკატების შესრებით, Pt გოგირდის და დარიშხანის რაოდენობასთან დაკავშირებით იძლევა სპერლიტს (PtAs_2) ან ციფელიტს ხალასი სახით.

მთავარ (მეზო) კრისტალიზაციის დროს მაგმიდან გამოიყოფიან ისეთი სილიკატები, რომლებიც უფრო ხშირად გვხვდება ბუნებაში: მინდერის შპატები, ქარსები, მეტასილიკატები და ა. შ. ამასთან, როგორც ბინარული დიავრამიდან (ალბიტ-ანორთიტი) გამომდინარეობს, კალციუმში ნატრიუმზე უფრო ჩქარა გადადის მაგარფაზაში და პლაგიოკლაზები სულ უფრო და უფრო მრავლები ხდება. კალიუმის მინდერის შპატები საერთოდ უფრო გვიან გამოიყოფიან, ვიდრე პლაგიოკლაზების ძირითადი მასა. როგორც ცნობილია, მაღალი ტემპერატურების დროს შესაძლებელია კალიუმის და ნატრიუმის იზომორფიზმი, ამის გამო ორთოკლაზში შესაძლებელია ალბიტის იზომორფული მინარევი, რომელიც შემდეგ, უფრო დაბალი ტემპერატურის დროს, გამოიყოფა; ასე მიიღება ორთოკლაზში ალბიტის პერტიტული ჩანაზრდები.

იზომორფული ნარევების (მაგარი ხსნარების) ამგვარ დაშლას დისტექტიკა ეწოდება.

პირველად კრისტალიზაციიდან დარჩენილი მაგნიუმი მთავარ კრისტალიზაციაში უმთავრესად გამოიყოფა დიოპსიდის, ავგიტის და სხვა პიროქსენების სახით. ალუმინი ნაწილობრივ პიროქსენებში და ამფიბოლებში შედის, უმთავრესად კი ალუმოსილიკატებში. ალუმინის ნაკლებობის დროს წარმოიშვება მელილიტბ, ტუტეების დიდი რაოდენობის დროს—ტუტე პიროქსენებში, სადაც ალუმინი ჩანაცვლებულია რკინით, მაგალითად ევირინი.

კრისტალიზაციის პროცესის მსვლელობასთან ერთად SiO_2 , რაოდენობა

მდნარში უფრო და უფრო მატულობს, ვინაიდან საწყის მაგმაში ის საერთოდ მეტია, ვიდრე ეს საჭიროა უკვე გამოყოფილი კათიონების შესაქვეშებლად, ამის გამო დროის მიხედვით შემდგომ გამოყოფილი მინერალები უფრო და უფრო მდიდრდებიან SiO_2 -ით (რაც განსაკუთრებით ნათელია პლაგიოკლაზების ჯგუფზე). საერთოდ, თუ SiO_2 გაცილებით უფრო მეტია, ვიდრე ეს საჭიროა ყველა კათიონის შესაქვეშებლად, მაშინ ბოლოს გამოიყოფა თავისუფალი სილიციუმის მთავი კვარცის სახით. SiO_2 -ის ნაკლებობის დროს ტუტე მინდვრის შპატების ნაცვლად წარმოიშვება ლეიციტი (KAlSi_3O_8) და ნეფელინი ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$); შესაბამისად SiO_2 -ის სიჭარბის დროს უნდა წარმოშობილიყო ორთოკლაზი (KAlSi_2O_6) და ალბიტი ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$).

მოქმედი მისების კანონი მელავენდება არა მარტო ერთი მინერალების მეორე მინერალების მაგივრად წარმოშობაში, დაკავშირებით ელემენტების შემადგენლობასთან მდნარში, არამედ მაგარ ფაზებში გამოყოფილ მინერალებსა და თხევად მდნარს შორის არსებულ წონასწორობაშიაც. მაგმის კრისტალიზაციის ამა თუ იმ განსაზღვრულ ეტაპზე ამა თუ იმ ელემენტის სრული გამოყოფა არ ხდება, არამედ მხოლოდ ხდება ცოტად თუ ბევრად მისი მომეტებული გამოყოფა, ამავდროს ამ ელემენტების ატომების რაღაც ნაწილი მუდამ რჩება მდნარში, სანამ თვით ხსნარი განაგრძობს არსებობას. ამით აიხსნება ამჟამად ის კარგად ცნობილი ფაქტი, რომ ყველა ქანში შესაძლებელია პერიოდული სისტემის ყველა ელემენტის აღმოჩენა, რასაკვირველია სხვადასხვა რაოდენობით.

პირველადი და მთავარი კრისტალიზაციის პროცესებში ფართო გავრცელება აქვს იზომორფიზმის მოვლენებს. ასეთია, მაგალითად, Na და Ca-ის (პლაგიოკლაზებში) განუსაზღვრელი იზომორფიზმი, Mg და Fe-ის იზომორფიზმი (ოლივინებში), K და Na-ის იზომორფიზმი მაღალი ტემპერატურების დროს (პერტიტები). კალიუმის მინდვრის შპატებში ცნობილია Ba-ის და K-ის იზომორფიზმი; აქვე ანაცვლებს რა კალიუმს, ხშირად მცირე რაოდენობით შედის Rb და Cs. ავგიტებში რკინა ხშირად ჩანაცვლებულია მანგანუმით და ა. შ.

მაგმურ ქანებში უფრო გავრცელებული მინერალების—სილიკატების განხილვით, შეიძლება შევნიშნოთ სილიციუმ-ფანგბადოვანი ტეტრაედრების შეკავშირების თანდათანობითი გართულება მდნარიდან მათი კრისტალიზაციის თანმიმდევრობით მსვლელობაში. დასაწყისში გამოიყოფიან მინერალები იზოლირებული ტეტრაედრებით (ოლივინი და სხვ.), შემდეგ—მინერალები, რომლებშიც ტეტრაედრები შეკავშირებულია ძეწყვებად (პიროქსენები) და ბაფთებად (ამფიბოლები); შემდეგ მოდიან—ფენობრივი სილიკატები (ქარსები და სხვ.); პროცესის დასასრულისაკენ იზრდება „შეკავშირებული“ სტრუქტურები, სადაც ტეტრაედრები დაახლოებით თანაბრად ავსებენ მოცულობას (მინდვრის შპატები, კვარცი და სხვ.).

მაშასადამე, სქემაში ჩვენ ასეთი თანმიმდევრობა გვაქვს:

იზოლირებული	SiO_2
ძეწყვი	$\text{SiO}_2 - \text{Si}_2\text{O}_6$
ბაფთა	Si_4O_{11}
ფენა	$\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Si}_4\text{O}_{10}$
მოცულობა	SiO_2

იმასთან დაკავშირებით, რომ კრისტალიზაციის მსვლელობაში ტეტრაედრებში ეანგბადის ოინების სულ მეტი და მეტი რაოდენობა ხდება საერთო, სილიციუმის ატომების (+ ალუმინის და სხვა ელემენტების ატომები, რომელნიც იზომორფულად ანაცვლებენ სილიციუმს) რიცხვის ეანგბადის ატომების რიცხვთან შეფარდება თანმიმდევრობით იზრდება (1:4-დან 1:2-მდე).

თუ ვიგულისხმებთ, რომ მაგური ქანების საშუალო შემადგენლობა უახლოვდება დედამიწის ქერქის შემადგენლობას და მხედველობაში მივიღებთ, რომ უფრო მეტად გავრცელებულ სილიკატებში—სახელობა, მინდვრის შპატებში — ალუმინს კოორდინაციული რიცხვი აქვს 4, ე. ი. იზომორფულია სილიციუმთან, მაშინ შესაძლებელია აქედან გამოვიანგარიშოთ Si+Al ატომთა რიცხვის ეანგბადის ატომთა რიცხვის მიმართ შეფარდება საწყისი პირველადი მაგმისათვის. შესაბამისი ატომური კლარკები (ფერსმანის მიხედვით) დედამიწის ქერქისათვის—იქნება $O = 53,30\%$; $Si = 17,25\%$; $Al = 4,80\%$. საძებნი შეფარდება $\frac{Si+Al}{O} = \frac{17,25+4,80}{53,30} = 0,41$, ე. ი. თითქმის ზუსტად 2:5 შეფარდების ტოლია.

აქედან გამომდინარე ყველა სილიკატი შეიძლება დავეუთო სილიციუმით უჯერ სილიკატებად, სადაც ეს შეფარდება საშუალოზე ნაკლებია (მაგალითად, ოლივინები) და სილიციუმით ნაჯერ სილიკატებად, სადაც ის მეტია (მაგალითად, მინდვრის შპატები, კვარცი და სხვ.) და გარდა მათგან სილიკატებად, სადაც ის თითქმის ზუსტად საშუალოდ 2:5 უდრის (ქარსები, სერპენტინები, კაოლინი და ა. შ.).

ამასთან დაკავშირებით საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ როგორც ფუძე, ისე მთავე ქანების გამოფიტვის დროს შესაბამისი სილიკატები (სილიციუმით როგორც უჯერი, ისე ზენაჯერები) გადადიან ისეთი მინერალების სტადიაზე, რომლებშიაც $Si:O = 2:5$, ე. ი. რომლებიც აგებული არიან ფენის ტიპის მიხედვით. ასეთებია, მაგალითად, მინდვრის შპატების ფართოდ გავრცელებული მუსკოვიტიზაციის და კაოლინიზაციის პროცესები და ფუძე ქანების გასერპენტინების და გატალკების პროცესები. როგორც ჩანს, აქ ჩვენ გვაქვს მოქმედი ძალების თავისებური გამოვლინება. იგი ისეთ ცვალებადობას კარნახობს, რომელიც უფრო გავრცელებულ ელემენტთა რიცხვის ისეთი შეფარდების მქონე პროდუქტების წარმოშობას იწვევს, როგორიც დამახასიათებელია მთლიანად დედამიწის ქერქისათვის.

ზემოთ აღნიშნული მინერალების (ოლივინი, პიროქსენი, ამფიბოლი, ბიოტატი, მინდვრის შპატი და კვარცი) რიგი, რომელიც ბოუენის რეაქციული პრინციპიდან გამომდინარეობს, ამავე დროს როზენბუშის წესის საილუსტრაციოდ გამოიყენება.

ატომები, რომლებიც არ გამოიყო კრისტალიზაციის პირველ და მეორე ეტაპზე (პროტო—და მეზოკრისტალიზაციის პერიოდებში), რჩებიან მდნარში და მონაწილეობენ საბოლოო კრისტალიზაციაში (ტელოკრისტალიზაცია). ამავე დროს მაგმაში სილიციუმის, კალიუმისა და ნატრიუმის გარდა გროვდება მნიშვნელოვანი რაოდენობა წყლის, ფტორის, ქლორის, ბორის, იშვიათი მიწების და აგრეთვე რიგი სხვა იშვიათი ელემენტები, რომლებსაც ჩვეულებ-

როგ აკავშირებენ მჟავე მაგმებთან (Li, Be, Ta, Nb, Rb, Cs და სხვა). ასეთი იშვიათი ელემენტების კონცენტრაცია მეტად დამახასიათებელია გრანიტული პეგმატიტებისათვის, რომლებიც სწორედ საბოლოო კრისტალიზაციის პროდუქტს წარმოადგენენ.

აღნიშნოთ, რომ იშვიათი ელემენტების კონცენტრაცია ნარჩენ მაგმებში ძირითადად დაკავშირებულია მათი იონების რადიუსების სიდიდესთან ან ძალიან დიდებთან ან, პირიქით, მეტად პატარებთან, რათა ამ იონებმა შეძლონ უფრო გაურკველებული და ადრე გამოყოფილი მინერალების მესერაში შესვლა.

აღნიშნული მინერალების კრისტალურ მესერაში, რომლებიც შედგენილი არიან ძირითადად ლითოფილური და სიდეროფილური ელემენტებით, ზოგიერთი ელემენტის და მათ რიცხვში ქალკოთილური ელემენტების იზომორფული შესვლის დაბრკოლებას წარმოადგენს აგრეთვე მათი იონების პოლარიზაციული თვისებები, რის შესახებაც ნათქვამი იყო თავში იზომორფიზმის შესახებ. ეს გარემოება, იონთა რადიუსების სიახლოვის მიუხედავად, გამოირჩევა, მაგალითად, სპილენძის ნატრიუმის ადგილას, კალის და მოლიბდენის მაგნიუმის ადგილას, კადმიუმის კალციუმის ადგილას და ა. შ. შესვლის შესაძლებლობას.

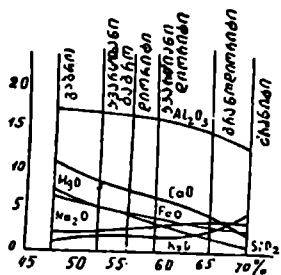
აღნიშნული მიზეზების შედეგად ბევრი იშვიათი ელემენტი მაგმის ევოლუციის პროცესში სულ უფრო და უფრო გროვდება თხილ მდნარაში, რომელიც მთავარი მინერალების კრისტალიზაციის შემდეგ რჩება.

ცხადია, რომ ეს დაგროვება გაგრძელდება მანამ, სანამ ამ ელემენტების კონცენტრაცია მდნარაში არ მიაღწევს რაღაც ზღვარს, რომელიც ამ ელემენტების ხსნადობით ისახლვრება: ამ ზღვარის მიღწევისას დაიწყება იშვიათი ელემენტებისაგან შემდგარი მინერალების კრისტალიზაცია. მაგალითად, ამ გზით ადვილი ასახსნელია მჟავე დიფერენციატებიდან ბევრი აქცესორატი მინერალების, მათ რიცხვში კასიტერიტის, ორთიტის, მონაციტის, ცირკონის, ტანტალ-ნიობატების და სხვათა წარმოშობა. უფრო მოგვიანებით დიფერენციატებში—გრანიტულ პეგმატიტებში—ამ მინერალების რაოდენობა კიდევ უფრო იზრდება.

ამგვარად, ამა თუ იმ აღნიშნული აქცესორული მინერალის გამოყოფის დასაწყისი მაგმის დიფერენციაციის სტადიის ერთგვარ მაჩვენებელს წარმოადგენს. მაგმის დიფერენციაციის სტადიის სხვა მაჩვენებლად შეიძლება იყოს, მაგალითად, ქანში მაგნიუმის ან რკინის შემცველობა, ე. ი. იმ ელემენტებისა, რომელთა რაოდენობა მაგმაში მისი კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პროცესში თანმიმდევრობით მცირდება, ასე მაგალითად, ს. დ. პოპოვმა დიდი ფაქტიური მასალის საფუძველზე გვიჩვენა, რომ გრანიტები კასიტერიტს მხოლოდ იმ შემთხვევაში შეიცავენ, როდესაც მაგნიუმის თანგის რაოდენობა მათში $0,3\%$ -ზე ქვევით ეშვება, ე. ი. როდესაც მაგმის დიფერენციაცია ძალიან შორს წასულა (დელის მიხედვით MgO -ს საშუალო შემცველობა გაბროში უდრის $7,51\%$; დიორიტებში $3,57\%$; გრანიტებში $0,88\%$). ამგვარი დაპირისპირებები აუცილებელია მოვხდინოთ სხვა აქცესორული მინერალებისათვისაც: ისინი, ალბათ, დაგვეხმარებოდნენ ქანების წარმოშობის რთული საკითხის გადაწყვეტაში და შეიძლება ჰქონდეთ პრაქტიკული მნიშვნელობა ამა თუ იმ ინტრუზივის ან მისი წარმოებულების (პეგმატიტების, გრეიზენე-

ბის, სკარნების) შესაძლებელი მეტალშემცველობის შეფასების დროს. საკი-
როა მოგონება იმისა, რომ ხანდახან აღნიშნული ქანების ნგრევის შედეგად
წარმოიშვება ქვიშრობები, რომლებშიც აქცესორულ მინერალებს სერიოზული
პრაქტიკული ინტერესი გააჩნიათ: ასეთებია მონაციტის, კასიტერიტის, ტან-
ტალო-ნიობატების და სხვათა ქვიშრობები.

ამრიგად, ჩვენ ვხედავთ, რომ საწყისი ბაზალტური მაგმის დიფერენცია-
ციის პროცესში წარმოიშვებიან პროდუქტები, რომლებიც განსხვავებული არიან
მათი შემადგენელი ქიმიური ელემენტების ოდენობითი შემადგენლობის მხრივ.
იმისათვის, რომ დავსახოთ დიფერენციაციის პროცესის გეოქიმიური
ტენდენციები. ვისარგებლოთ გ. ვ. ტირელის ვარიაციული დიაგრამით, რო-
მელიც შედგენილია გაბროს, დიორიტების, კვარციანი დიორიტების, გრანო
დიორიტების და გრანიტების საშუალო ანალიზების საფუძველზე (ნახ. 21).
დიაგრამის აბციისთა ღერძზე ნაჩვენებია SiO_2 -ის რაოდენობა შესაბამისი ქანები-
სათვის, ორდინატთა ღერძზე—სხვა ეანგეულების (Al_2O_3 , CaO , FeO , MgO ,
 Na_2O , K_2O) შემადგენლობა. ამ დიაგრამიდან ნათლად ჩანს, რომ დიფერენ-
ციაციის მსვლელობაში SiO_2 , K_2O და Na_2O -ს რაოდენობა იზრდება. პირიქით,
 FeO , MgO , CaO და Al_2O_3 -ის შემცველობა
საგრძობლად კლებულობს.



ნახ. 21. ვარიაციული დიაგრამა ტირელის მიხედვით.

იყო: უმეტესად ეს იქნება პერიოდული ცხრილის კენტი რიგითი ნომრების და
კენტი ვალენტობის ელემენტები.

ასეთი დაგროვების საბოლოო პროდუქტი ჩვენ გვაქვს გრანიტულ პეგ-
მატიტში.

დაახლოებით ასეთი სქემით მიმდინარეობს პირველადი მაგმის დანაწილე-
ბა პროტო—, მეზო-და ტელოკრისტალიზაციის პროდუქტებს შორის. მაგრამ,
მაინც აუცილებელია ამ სქემის შევსება სამი მნიშვნელოვანი მუხლით.

1. პროტოკრისტალიზაციის პროცესში ან, უფრო სწორად, ცოტა უფრო
აღრე ლიკვაციის მეშვეობით საერთო სილიკატურ მაგმას შეიძლება გამოეყონ
ცალკე სულფიდური მაგმები (მაგური სულფიდები), რომლებიც წარმოშობენ
კოლჩედანურ საბადოებს (სელბერი კანადაში, ბუშველი აფრიკაში და სხვ.).
ჩვეულებრივ, ამასთანავე სულფიდური მაგმები იჭრებიან მათზე აღრე წარმო-

შობილ სილიკატურ ქანებში ან დანალექ წყებაში, რაც ზოგიერთ მეცნიერს საბაზს აძლევს ამ მაგმების გამოყოფა შეცდომით არ დააკავშიროს პროტოკრისტალიზაციასთან. ამ შემთხვევაში სილიკატური და სულფიდური მაგმის განცალკევება ხდება, ალბათ, იმავე მიზეზების გამო, როგორც ნიეთიერებათა პირველადი განაწილების დროს ან ისე, როგორც მეტალურგიულ ლუმელებში სულფიდების და სილიკატური წილის განცალკევების დროს; ტემპერატურის დაწვევასთან დაკავშირებით სილიკატურ მდნარში სულფიდების ხსნადობის შემცირების და სულფიდების და სილიკატების ხვედრითი წონის განსხვავების გამო.

2. პირველადი და მთავარი კრისტალიზაციის შედეგად მდნარი მდიდრდება ეგრეთ წოდებული აქროლადი კომპონენტებით: H_2O , F, Cl, B და სხვ. ეს ელემენტები არა მარტო თვით არიან აქროლადები, მაგრამ, რაც უფრო მთავარია, ისინი რიგ სხვა ელემენტებთან და მათ რიცხვში მძიმე მეტალბთანაც ასეთივე ადვილად აქროლად მოლეკულარულ შენაერთებს იძლევიან. ამასთანავე მაგმის ევოლუციის ცალკე სტადიებზე შეიძლება ხდებოდეს აქროლადი ფაზის მოშორება ძნელად აქროლადი ნარჩენისაგან (ექსკალაცია), რითაც აიხსნება პნევმატოლიტური და დროის მიხედვით მათი შემდგომი ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობა.

3. მაგმა იმყოფება უშუალოდ მაგმური ქანების ან ზოგჯერ დანალექი გზით წარმოშობილი ქანების კონტაქტში. ერთი მხრივ შეიძლება მასში ჩაღვდეს ქანები (ასიმილაცია) და შეიცვალოს შემადგენლობა: ამან შეიძლება დაარღვიოს დიფერენციაციის ნორმალური მსვლელობა და გამოიწვიოს ჰიბრიდული ქანების წარმოშობა. მეორე მხრივ, მაგმას შეუძლია თავისი სითბოთი და ადვილად მოძრავი კომპონენტებით გავლენა იქონიოს ახლომდებარე ქანებზე, რაც გამოიწვევს ეგრეთ წოდებული კონტაქტ-მეტამორფული ქანების წარმოშობას. ცხადია, მაგმის შემადგენლობასთან დაკავშირებით ეს კონტაქტური ზეგავლენა განსხვავებული იქნება განსაკუთრებით მასში ადვილად აქროლადი და მოძრავი კომპონენტების კონცენტრაციასთან დაკავშირებით. ამის გამო ფუძე და ულტრა-ფუძე ქანების კონტაქტები, როგორც წესი, ნიეთიერი შემადგენლობით განსხვავებული იქნება აქროლადი კომპონენტებით მდიდარ მკავე ქანების კონტაქტებისაგან; ამ უკანასკნელ შემთხვევაში, საერთოდ რომ ვთქვათ, კონტაქტური მოქმედება უფრო ძლიერი იქნება.

ამრიგად, საწყისი პირველადი მაგმის ევოლუციის სხვადასხვა სტადიაზე ჩვენ გვექნება შემდეგი ტიპის კრისტალური ქანები: 1) პროტოკრისტალიზაციის ქანები; 2) მეზოკრისტალიზაციის ქანები; 3) ტელოკრისტალიზაციის ქანები—გრანიტული პეგმატიტები; 4) მაგმური სულფიდები; 5) ჰიდროთერმალური საბადოები; 6) კონტაქტ-მეტამორფული ქანები.

ეს შეიძლება გამოვსახოთ (ბოუენის, გოლდშმიდტის და ფერსმანის შეხედულებების თანახმად) სქემაში, რომელიც მოთავსებულია 254 გვერდზე.

აღვნიშნოთ, რომ ეს სქემა ძირითადად აგებულია ერთიანი მაგმის თეორიის აღიარებით და განსაკუთრებულ როლს აკუთვნებს კრისტალიზაციურ დიფერენციაციას. ის მხედველობის გარეშე ტოვებს რიგ შესაძლებელ გართულებებს ბუნებაში, მათ რიცხვში ასიმილაციის მოვლენებს და მაგმების შერევისაც.

ამის გამო, ამ სქემის მიღებისას, ისევე როგორც ყოველი სხვა სქემის, აუცილებელია გვახსოვდეს რომ „ქვეშარიტება კონკრეტულია“, ე. ი. რომ მაგმის ევოლუცია ხდება კონკრეტულ გეოლოგიურ პირობებში, რომლებსაც შეუძლია ძალიან შეიცვალოს როგორც დროში (მოცემული ადგილისათვის), ასევე სივრცეში (სხვადასხვა ადგილისთვის).

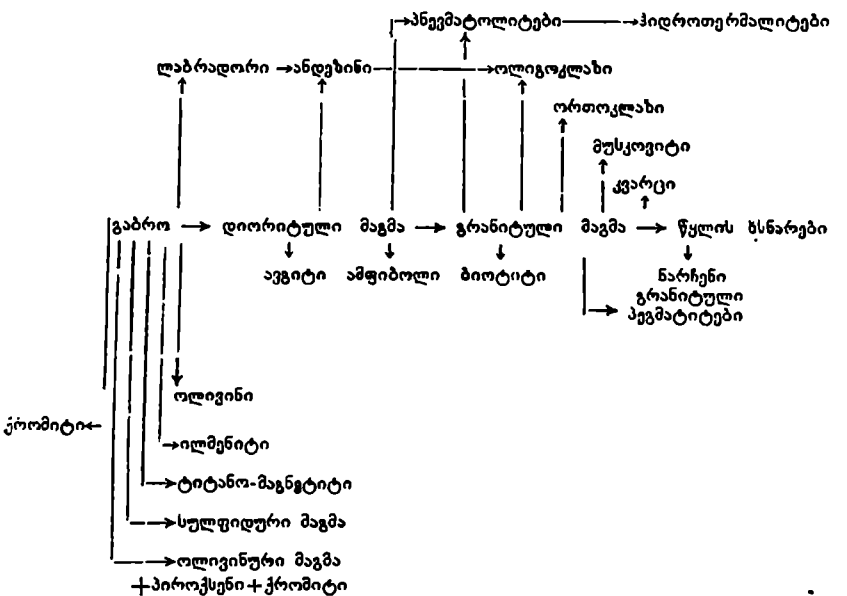
ერთიანი ბაზალტური მაგმიდან მაგმური ქანების ევოლუციის სქემა მთლიანი კრისტალიზაციური დიფერენციაციის საფუძველზე, უდავოა, ხიბლავს თავისი სიმარტივით და ჩამოყალიბებით. მაგრამ ის საფუძვლით არ განმარტავს ყოველივეს. ამგვარად, ლევისონ-ლეისინგს, როგორც ორი მაგმის ყველაზე უფრო თანამდევარ მომხრეს, ამ სქემის წინააღმდეგ მოჰყავს შემდეგი ძირითადი წინააღმდეგობანი:

1. სქემა არ იძლევა ამომწურავ პასუხს ანორთოზიტების და სხვა მონომინერალური მაგმური ქანების წარმოშობის საკითხზე.

2. ფუძე მაგმებიდან შეუძლებელია გრანიტების წარმოშობა; საბოლოო პროდუქტი უფრო შესაძლებელია იქნას სიენიტი, ვიდრე გრანიტი;

3. სქემა საბოლოოდ არც ნეფელინიანი სიენიტების გენეზისის საკითხს წყვეტს;

4. ამ სქემის თვალსაზრისით მუდამ არ არის შესაძლებელი ახვსნათ კომპლექსურ ინტრუზულ მასივებში მთავრე და ფუძე ქანების თანათარობა, და აგრეთვე მთლიანი ევოლუციური პროცესის ჩარჩოში არ თავსდება ამოფრქვევის თანამდევრობა და სხვადასხვა ლავის ასოციაციები მრავალ ვულკანურ ოლქში.



არაერთხელ აღნიშნავდა რა მაგმური ქანების გენეზისის პრობლემის განსაკუთრებულ სიძნელეს, რომელსაც მთლიანად ვერც ერთი არსებული თეორია ვერ ხსნის, ლევისონ-ლესინგი ეკლექტიკური ჰიპოთეზის თვალსაზრისზე ჩერდება, „რომლის მიხედვით, სხვადასხვა შემთხვევისათვის, სხვადასხვა პროცესის და სხვადასხვა ახსნის აუცილებლობაა დასაშვები“. ყველა მაგმური ქანი მათი გენეზისის თვალსაზრისით მას დაჰყავს სამ ტიპზე:

1. მაგმის უშუალო კრისტალიზაციის პროდუქტები—პროტოტექტიტები.
2. დედამიწის ქერქის უფრო ძველი ნაწილების გადაღობის და შემდგომი დიფერენციაციის გზით მიღებული პროდუქტები—ანატექტიტები.
3. მაგმათა შერევის პროდუქტები—სინტექტიტები.

ქანების წარმოშობის პრობლემის სირთულე განსაკუთრებით ნათლად ილუსტრირებული აგრეთვე გრანიტების წარმოშობის საკითხზე დიდხანს წარმოებული დისკუსიით. ორთოდოქსალურ მაგმატისტებთან ერთად, რომლებსაც გრანიტების მხოლოდ მაგმური წარმოშობა სწამთ (ნიგლი, ბოუენი, ლევისონ-ლესინგი და სხვ.), არიან გრანიტიზაციის მომხრეებიც, რომლებიც გრანიტების წარმოშობას ხსნიან დანალექი ქანების გადაღობის, ან მათი განსაკუთრებული ემანაციებით გაფლენთვის გზით, რომლებიც ამ ქანებს გრანიტებად გადააქცევენ. ბევრი მკვლევარი საშუალოდ თვალსაზრისის მიმდევარია. ისინი უშვებენ გრანიტების ერთ შემთხვევაში ორთომამგურ და მეორე შემთხვევაში მეტასომატურ წარმოშობას, სსრ კავშირში გრანიტიზაციის პრობლემების შესახებ საინტერესო მონაცემები აქვთ მიღებული ა. ა. პოლკანოვს, ნ. გ. სუდოვიკოვს, დ. ს. კორეინსკის და რიგ სხვა მკვლევარებს.

ევოლუციური პროცესის საერთო განხილვის შემდეგ, რომლის შედეგად გულისხმობენ მაგმის პირველად არეული ელემენტების დაყოფას მაგარს (ქანები), აირადს (პნევმატოლიტები) და თხევადს (ნარჩენი ხსნარები) შორის, შევჩერდეთ ზოგიერთ უფრო ტიპიურ და უკეთ შესწავლილ პროცესზე, სახელდობრ პროტოკრისტალიზაციის, ტელოკრისტალიზაციის პროცესებზე, იმისთვის, რომ დავინახოთ მათი უფრო მნიშვნელოვანი გეოქიმიური თავისებურება.

პროტოკრისტალიზაციის გეოქიმიური თავისებურებანი

ბაზალტური მაგმის ევოლუციის პირველ სტადიაზე წარმოიშებიან ეგრეთ წოდებული ფუძე და ულტრა-ფუძე ქანები: პერიდოტიტები, დუნიტები, პიროქსენიტები, ამფიბოლიტები, ბაზალტები, გაბრო და ნორიტიტები.

ჩვეულებრივ ელემენტთა ქანგეულების საშუალო შემადგენლობა პროტოკრისტალიზაციის ქანებში იქნება შემდეგი (დელისა და ტრეგერის მიხედვით):

	%		%		%		%
SiO ₂	41,35	MnO	0,25	H ₂ O	3,00	CuO	0,06
TiO ₂	1,10	MgO	32,10	P ₂ O ₅	0,20	BaO	0,01
Al ₂ O ₃	4,90	CaO	4,50	Cr ₂ O ₃	0,25	S	0,25
Fe ₂ O ₃	3,70	Na ₂ O	0,60	V ₂ O ₅	0,02	F	0,01
FeO	7,80	K ₂ O	0,50	NiO	0,10	Cl	0,01

ეს სია სრული არ არის; კერძოდ, აქ აღნიშნული არ არიან პროტოკრისტალიზაციისათვის დამახასიათებელი პლატინის ჯგუფის ელემენტები, ქალკოფილები და რიგი სხვა.

პროტოკრისტალიზაციის ყველა ელემენტი, ფერსმანის მიხედვით, შეიძლება დაეყოთ ოთხ პირობით ჯგუფად:

1. წამყვანი ელემენტები: Mg, Si, O, Ti, Fe, Ni, Cr.
2. მთავარი ელემენტები: C, Na, Al, P, S, (Cl), Ca, V, Mn, Co, Pt, Ru, Rh, Pd, OS, Ir.
3. მეორეხარისხოვანი ელემენტები: (H), Sc, Cu, Zn, Ge, As, Pb, (Sb), (Hg), Tl, Ag, Au.
4. აქცესორული ელემენტები (მეზობელი გეოქიმიური ველებიდან შეტაცებული): K, Sr, Zr, Nb, Ta, W, Re, (Sn), Mo.

ამ რიგებში ხაზგასმულია ლუწი რიგითი ნომრების მქონე ელემენტები; ფრჩხილებში ჩასმულია ელემენტები, რომელნიც მხოლოდ მონაწილეობენ პროცესში და არ გროვდებიან მინერალებში.

ადვილი დასაანახია, რომ პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტებში გროვდებიან სწორედ ლუწი დასახელების ელემენტები: მათ ეკუთვნის ყველა წამყვანი და მთავარი ელემენტის მეტი წილი. პირიქით, მეორეხარისხოვან ელემენტებს შორის, რომლებსაც პროტოკრისტალიზაციაში მაინცდამაინც დიდი მნიშვნელობა არა აქვთ, სქარბობენ კენტი დასახელების ელემენტები. აგრეთვე დამახასიათებელია, რომ პროტოკრისტალიზაციაში სქარბობენ ელემენტები, რომელთა ატომგულები აგებულია 4q ტიპის მიხედვით, ე. ი. ელემენტები, რომელთა ატომური წონა 4-ის ჯერადია, მაქსიმალური მდგრადობით და მაღალი კლარკებით ხასიათდებიან.

მართლაც, პროტოკრისტალიზაციის ქანების წამყვან და მთავარ ელემენტებს შორის ვპოულობთ: O (16), Mg (24), Si (28), S (32), Ca (40), Ti (48), Cr (52), Fe (56). ფრჩხილებში აღნიშნულია გაბატონებული იზოტოპების ატომური წონები.

გამოანგარიშებები გვიჩვენებს, რომ საერთოდ პროტოკრისტალიზაციაში ლუწ ელემენტებზე ატომების რიცხვის 97%-ით მეტი მოდის. ლუწობის როლი განსაკუთრებით დიდია პროტოკრისტალიზაციის დასაწყისში; დასასრულისაკენ რამდენიმედ იზრდება კენტი დასახელების ელემენტები, უმთავრესად Na, Al და K-ის ხარჯზე, რომელნიც ამ დროს გამოყოფილი მინდვრის შპატების შემადგენლობაში შედიან.

პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტებში ძირითადად გროვდებიან ლიტოფილები და სიდეროფილები; სხვა ჯგუფების როლი ნაკლებად დამახასიათებელია.

პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტების ძირითადი ელემენტები ეკუთვნიან მენდლეევის ტაბულის ნეონის და არგონის პერიოდებს, ე. ი. ფერსმანის ჩვეულებრივ ნაწილს, უფრო ზუსტად მის მეორე ნაწილს, რომელიც ნიკელზე წყდება. ამ ელემენტების მდებარეობა პერიოდული სისტემის დასაწყისში, მათ შორის ლუწი ნომრების სიქარბესთან დაკავშირებით, განსაზღვრავს მათ მაღალ კლარკებს დედამიწაზე საერთოდ და კერძოდ დედამიწის ქერქში.

პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტებში ტიპიურია რკინის ოჯახის ელემენტების თანდათან დაგროვება და ზოგჯერ პლატინის ჯგუფის ელემენტების დაგროვებაც.

როგორც ცნობილია, რკინის ჯგუფის ელემენტებისათვის დამახასიათებელია ის, რომ ატომებს, ჟანგბადის პოტენციალის სიდიდესთან დაკავშირებით, სხვადასხვა ხარისხის ვალენტობის მოცემის უნარი აქვთ: Fe^{2+} და Fe^{3+} ; Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+} ; Ni^{2+} , Ni^{3+} და ა. შ. იონების შეფერვა დაკავშირებულია შიგა ფენების ელექტრონებით არასრულ ჩანაცვლებასთან, იონების სათანადო ასიმეტრიულობასთან. იონებზე ასიმეტრიულობასთან დაკავშირებულია რკინის ოჯახის პარამაგნიტული თვისებები. ამ თვისებებს (შეფერვა და პარამაგნიტიზმი), რომელნიც მკიდროდ არიან დაკავშირებული ატომების ბუნებასთან, განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვთ ძებნა და ძიების საქმეში. ნათელი ფერები (ყვითელი და წითელი რკინისთვის, მწვანე ნიკელისთვის, შავი მანგანუმისთვის და ა. შ.) ახასიათებს ჰიპერგენზის ზონაში ელემენტთა დაქანვის მაღალ ხარისხს, და ადვილი შესამჩნევია. ელემენტების მაგნიტური თვისებები გამოყენებულია მაგნიტომეტრიაში.

პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტებში სულფიდების (საშუალო შემადგენლობა $S=0,25\%$) და აგრეთვე ნახშირბადის (ზოგჯერ ალმასის სახით) არსებობა მიგვითითებს ჟანგბადის ნაკლებობაზე, პროტოკრისტალიზაციის პროცესებში. ეს განსაკუთრებით დამახასიათებელია ქვის მეტეორიტებისათვის, რომელნიც შეიძლება განხილულ იქნან, როგორც ძირითადი მაგმის განაპირა ტიპი; მათში გვხვდება მეტალური Fe და Ni და აგრეთვე სილიციდები, კარბიდები და ნახშირწყალბადებიც კი. ყველა კათიონის შესაერთებლად ჟანგბადის და სხვა მარტივი ანიონების ნაკლებობა, ზოგიერთი მკვლევარის აზრით, იწვევს ამფოტერული ელემენტების ნაწილის (მაგალითად, Ti, Cr, Fe) კათიონებიდან კომპლექსურ ანიონებში გადასვლას, რასაც ზოგჯერ მოსდევს ილმენიტის, ქრომიტის და მაგნეტიტის უფრო დაგვიანებული კრისტალიზაცია (ვიდრე ეს მოსალოდნელი იყო როზენბუშის წესის მიხედვით). ბუნებრივია ველოდეთ, რომ კათიონების კომპლექსურ ანიონებში გადასვლა მით უფრო ძლიერად იქნება გამოსახული, რაც უფრო ჭარბი იქნება მაგმაში კათიონების რაოდენობა ანიონებზე, რადგან სისტემას მისწრაფება ექნება დაამყაროს დადებითი და უარყოფითი მუხტების წონასწორობა (ე. ი. პოტენციალური ენერჯიის მინიმუმი). ეს აზრი, ფერსმანის მიერ ძირითადად გამოთქმული აგაიტიური ტუტე მაგმებისათვის (სადაც შეფარდება $\frac{K+Na}{Al} > 1$), გვხიბლავს თავისი სიმარტივით, მაგრამ მნიშვნელოვანი წინააღმდეგობანი იკრება მაგმაში მიმდინარე მოვლენათა თვით მექანიზმის არსში; ის გოლისხმობს Fe, Ti, Al და სხვა ელემენტების ამფოტერული ჟანგეულებისგან შექმნილ კომპლექსური ანიონების არსებობას, რაც არასაკმაოდ მართებულად გვეჩვენება.

პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტების დამახასიათებელ ელემენტებს შორის ჭარბობენ ორი და ოთხვალენტოვანი ელემენტები, ამასთან, როგორც წესი, სჭარბობენ იონთა პატარა რადიუსების მქონე ელემენტები: $Mg^{2+}(0,78\text{Å})$, $Fe^{2+}(0,83\text{Å})$, $Ni^{2+}(0,78\text{Å})$, $Ti^{4+}(0,64\text{Å})$ და ა. შ. ეს მეზო-და ტელოკრისტალიზაციის პროდუქტებთან შედარებით განსაზღვრავს კრისტალური მეს-

რების ენერჯის მაღალ სიდიდეებს, იონთა (ატომთა) რადიუსების სიმცირის გამო, პროტოკრისტალიზაციის სულფიდებში მანძილი $Me-S$ (სადაც $Me=Ni, Co, Cu$ და სხვ.) არ აღემატება 2,45Å; ჰიდროთერმალურ სულფიდებში (FeS, ZnS, HgS და სხვ.) ის 3Å აღწევს.

პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტებში ფართოდ არის განვითარებული იზომორფიზმის მოვლენები.

იზოვალენტურ ჩანაცვლებას ეკუთვნის: ოლივინებში მაგნიუმის რკინით და ავგიტებში რკინის მანგანუმით ჩანაცვლება; ოლივინებში მაგნიუმის და რკინის ჩანაცვლება ნიკელით და კობალტით; პლატინის ჯგუფის ელემენტების ურთიერთჩანაცვლება და ა. შ.

ჰეტეროვალენტურ ჩანაცვლებებს შორის აღენიშნოთ: მაგნეზიალური სილიკატების მესერში სკანდიუმის შესვლა; ტიტანის მინერალებში ტანტალის და ნიობიუმის არსებობა, თვითნაბად პლატინაში რკინის, სპილენძის და ნიკელის არსებობა და ა. შ. მაგმური აუზების მაღალი ტემპერატურის დროს წარმოშობილი მაგარი ხსნარები, პირობების შეცვლისას, არამდგრადები ხდებიან (მაგალითად, ჰიპერგენეზის დროს) და იშლებიან. ნიკელი, კობალტი, რკინა და მანგანუმისათვის ეს დაკავშირებულია უფრო მაღალი ვალენტოვნების და ამის შესაბამისად უფრო მცირე რადიუსების მქონე იონებში გადასვლასთან. ამრიგად, რკინა-მაგნეზიალურ ულტრაფუქე ქანების გამოფიტვისას რკინის განცალკევება ხდება ჰიდროგენების სახით; მაგნიუმის—კარბონატების სახით, ნიკელის—შესაბამისი სილიკატების და სორბციული სისტემების სახით. როგორც ი. ი. გინზბურგმა დაამტკიცა, ამ დროს აგრეთვე ხდება კობალტის და ნიკელის დანაწილება, რომლებიც მაგმური პროცესების პირობებში მკიდროდ იყვნენ დაკავშირებულნი.

გარეგანი პირობების შეცვლასთან დაკავშირებით მაგარი ხსნარების შეზღვევლობის შეცვლის საინტერესო შემთხვევას წარმოადგენს ა. გ. ბეტეხტინის მიერ შესწავლილი თვითნაბადი პლატინის ქიმიური მეტამორფიზმი. ბეტეხტინი ამტკიცებს, რომ სერპენტინიზაციის პროცესი იმდენად აქტიურია, რომ არა თუ მარტო ოლივინს ეხება, არამედ ისეთ მდგრად მინერალებსაც, როგორც არის თვითნაბადი პლატინა. ამ დროს პლატინის მარცვლები გარედან მდიდრდებიან რკინით, სპილენძით და ნიკელით, რომელნიც ხსნარიდან შემოდის და პლატინასთან ქმნიან იზომორფულ ნარეებს და ცვლადი შემადგენლობის ქიმიურ შენაერთებს. ქვიშრობებში, პირიქით, ხდება თვითნაბადი პლატინის გაღარიბება ნიკელით და სპილენძით, ნაწილობრივ გარეგანი არსიების მექანიკური გაცეით, ნაწილობრივ კი, ალბათ, ამ ელემენტების ქიმიური გამოცანით; რასაც, ბუნებრივია, წინ უნდა უსწრებდეს მაგარი ხსნარების დაშლა.

პროტოკრისტალიზაციის მთავარი მინერალებისათვის, მათი წარმოშობის დროის მიხედვით, დადგენილია შემდეგი რიგი: Fe და Ti-ის ჟანგეულები—ოლივინი—პიროქსენი—ამფიბოლი—ქარსები—მინდერის შპატები—ქლორიტების ჯგუფი—ტალკი.

პირველი წევრები უკვე კარგად არიან ცნობილი როგონბუშის რიგის მიხედვით. ამ რიგში თანმიმდევრობით კლებულობს კრისტალური მესრის ენერჯია ჩონჩხის ერთეულზე და სილიციუმ-ჟანგბადოვანი ტეტრაედრების შეკავ-

შირება რთულდება შემდეგი სქემით: წერტილი—ძეწევი—ბაფთა—ფენა—მო-
ცულობა. ორი უკანასკნელი წვერი ამ სქემაში არ თავსდება, მაგრამ ისინი
უკვე წარმოდგენენ შემდგომი პოსტმაგმური პროცესებით პირველადი მინე-
რალების შეცვლის პროდუქტებს.

საინტერესოა აგრეთვე აღენიშნოთ, რომ პროტოკრისტალიზაციის მინე-
რალების თანმიმდევრობითი წარმოშობა ზოგადად მიმდინარეობს სიმაგრის
თანდათანობითი შემცირებით, რომელიც დაწყებული 9—7 (Fe და Ti) უანგე-
ულებისათვის და ოლივინისათვის) საშუალო წვერებისათვის საშუალო მნიშ-
ვნელობიდან ეცემა 2,5—1-მდე (ქლორიტებისა და ტალკისთვის). პროცესის
შსვლელობაში შემჩნეულია აგრეთვე სიმკვრივის შემცირება, ე. ი. მინერალის
საშუალო მოცულობის გადიდება, რაც შეიძლება დაკავშირებულ იქნას წინ-
ვის შემცირებასთან.

მინერალების გამოყოფის თანმიმდევრობა კრისტალური მესრის ენერ-
გიის სიდიდის შეცვლის პარალელურად მიდის, ე. ი. ენერგეტიკული კოეფი-
ციენტის შეცვლის პარალელურად. პროტოკრისტალიზაციის სილიკატების
წამყვანი ელემენტებისათვის ეს ილუსტრირებულია შემდეგი თანმიმდევრობი-
თი რიგით:

პK	Mg	Fe	Ca	Na	K
	2,15	2,12	1,75	0,45	0,36
r_i	0,78	0,83	1,66	0,98	1,33

როგორც ამ მაგალითიდან ჩანს, კათიონების გამოყოფა მდნარიდან მიმ-
დინარეობს ეკების შემცირებისაკენ, ე. ი. ვალენტობის შემცირებისაკენ და
იონების რადიუსების გაზრდისაკენ.

ამრიგად, პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტებში ძირითადად გროვ-
დებიან მაღალი ეკების მქონე იონები და ამის შესაბამისად მაღალი კრის-
ტალური მესრების ენერჯის მქონე მინერალები. პროტოკრისტალიზაციის
პროდუქტები ამით განსხვავდებიან სხვა შემდგომი გეოქიმიური პროცესების,
განსაკუთრებით საბოლოო კრისტალიზაციის და ჰიდროთერმალური პროცესის
სხვა პროდუქტებისაგან. ამასთანავე არის დაკავშირებული პროტოკრისტალი-
ზაციის პროდუქტების განსაკუთრებული ტექნიკური ღირებულება: მათი მა-
ღალი სიმაგრე (ალმასი, შპინელი, ქრომიტი და სხვ.), ქიმიური მდგრადობა
(ალმასი, კორუნდი, პლატინის ჯგუფის ელემენტები, ასბესტი და სხვ.), ცეცხლ-
გამძლეობა (კორუნდი, ქრომიტი, გრაფიტი, ტალკი, მაგნეზიტი და სხვ.).

პროტოკრისტალიზაციის პროცესში, როგორც ვნახეთ, გროვდებიან
რკინის ოჯახის ელემენტებიც. ამ მეტალების ატომური მდგრადობა და შე-
საბამისად ლობის და დუდილის მაღალი ტემპერატურები, სხვა კარგად
ცნობილ თვისებებთან დაკავშირებით. ამ ელემენტებს და მათ შენაღობებს
განსაკუთრებულ ღირებულებას ანიჭებენ ტექნიკაში.

პეგმატიტური პროცესი

(საბოლოო მაგმური კრისტალიზაციის გეოქიმია)

პირველადი მაგმური მდნარის დიფერენციაციის შედეგად შეიძლება
წარმოიშვას სხვადასხვა კერძო მაგმები, და ნათ რიცხვში ნარჩენი გრანიტული

მაგმა. ის პირველადი მაგმისაგან განსხვავებული იქნება სილიციუმის მეაჟის, ტუტეების, აქროლადი კომპონენტების და რიგი იშვიათი ელემენტების მაღალი შემადგენლობით. გრანიტული მაგმიდან გამოიყოფიან აქროლადი ნახალები, რომლებიც საწყისის აძლევენ პნევმატოლიტურ და ჰიდროთერმალურ პროცესებს; მისგან გამოკრისტალდება ელემენტების უმრავლესობა შესაბამისი მინერალების სახით—მინდერის შპატების, ქარსების, კვარცის და სხვა, რომლებიც გრანიტს ქმნიან, მაგრამ, გარდა ამისა, კიდევ რჩება ფლუიდალურ-ზეკრიტიკული ნარჩენი მდნარი. უქანასკნელის კრისტალიზაციის დროს წარმოიშვებიან პეგმატიტური ძარღვები. ფერსმანის განსაზღვრის მიხედვით, გრანიტულ პეგმატიტს ჩვენ ვუწოდებთ ძარღვულ სხეულს, რომელიც დაკავშირებულია მაგმურ გრანიტულ ნარჩენთან, რომლის კრისტალიზაციის მთავარი ნაწილი მოთავსებულია 700—350° ფარგლებში და რომელიც ხასიათდება კრისტალური ინდივიდების მნიშვნელოვანი სიდიდით, ცოტად თუ ბევრად კრისტალიზაციის ერთდროულობით, ზოგიერთი განსაზღვრული ქროლადების და მოძრავი კომპონენტების ამაღლებული შემადგენლობით და გარდა ამისა ნარჩენი მდნარის ვაფანტული ელემენტების დაგროვებით.“

თვით განმარტებიდან გამომდინარეობს, რომ პეგმატიტურ გამონაყოფებს ძარღვული ფორმა ახასიათებთ. ისინი ავსებენ იმ სიციარელებს, რომლებიც ან თვით გრანიტული მასივის გაციების დროს, ან გრანიტული მასივის გარშემოყოფ ქანებში შექრის დროს ტექტონიკური რღვევის შედეგად ჩნდებიან. ზოგჯერ პეგმატიტური გამონაყოფები წარმოშობენ შლირებს. პეგმატიტური ძარღვების სიდიდე ნაირგვარია: სიმძლავრე დაწყებული რამდენიმე სანტიმეტრიდან 30 მეტრამდე, გავრცელება რამდენიმე მეტრიდან 300 და 500 მეტრამდეც კი. მათი ფორმა უსწოროა, ხშირად გამობერილი და გადაკერილი, რომლებიც მძივებს, ლინზებს, გუმბათებს და სხვა მსგავს ფორმებს ქმნიან. კერამიკული ნედლეულისთვის (მინდერის შპატი, კვარცი) ექსპლოატირებული ძარღვებიდან იღებენ რამდენიმე ათას და ათეულ ათას ტონა ნედლეულს.

ჩვეულებრივ პეგმატიტური ძარღვები გვხვდება ჯგუფებად, რომლებიც დაკავშირებული არიან ერთი და იგივე მაგმურ კერასთან და ქმნიან პეგმატიტურ ველებს. ვინაიდან პეგმატიტები გრანიტული მაგმის ლიფერენციაციის შედეგებით მჩატე პროდუქტებს წარმოადგენენ, ისინი უმთავრესად ბათოლითის ზედა ნაწილებში გროვდებიან; ბათოლითის გვერდითი ნაწილები ჩვეულებრივ პეგმატიტებით ღარიბებია. პეგმატიტები შეიძლება მოთავსებულ იქნან როგორც ბათოლითის სახურავში, ისე თვით გრანიტებს შორის. პირველ შემთხვევაში პეგმატიტების კონტაქტი ქანებთან მკვეთრი ზალბანდებით არის გამოსახული (მაგალითად, ბიოტიტური არშიით ამფიბოლიტებს შორის), მეორე შემთხვევაში გრანიტების გადასვლა პეგმატიტებში თანდათან ხდება, რის გამო ზოგჯერ ძნელად შესამჩნევია.

პეგმატიტებში მინერალები ხასიათდებიან დიდი ზომით, რაც აიხსნება დიდი რაოდენობით აქროლადი შენაერთების არსებობის პირობებში მათი მშვიდი კრისტალიზაციით, როგორც ეს ექსპერიმენტულად დამტკიცებული იყო ნიგლის მიერ. ზოგჯერ პეგმატიტებში კრისტალები გვაოცებენ თავისი სიდიდით: ცნობილია ბერილები, რომელთა წონა აღწევს 18 ტ (შტატი მენი)

სპოდუმენები სიგრძით 14 მეტრამდე (სამხრეთ დაკოტა), ბიოტიტი 7 კვადრატული მეტრის ფართობით (სამხრეთ ნორვეგია), ბოლოვანი კვარცი—2 მეტრამდე (ურალი), ცირკონი—6 კილოგრამამდე (ონტარიო) და ა. შ.

გრანიტული პეგმატიტების დამახასიათებელ თავისებურებას წერილობითი სტრუქტურა ეკუთვნის, რომელიც შეიძლება წარმოიშვას მდნარიდან მინდვრის შპატის და კვარცის ერთდროული კრისტალიზაციით (ებრაელთა ქვა), რომელიც წარმოადგენს მათ ეტექტიკას, ან, რაც უფრო იშვიათია, იზომორფული ნარევის განკრისტალების შედეგს (მაგალითად, პერტიტებში ორთოკლაზის და ალბიტის კანონზომიერი შეზრდა).

გრანიტული მდნარის წონასწორობის თეორიულმა ანალიზმა და მრავალრიცხოვანი პეგმატიტური ძარღვების უშუალო შესწავლამ იმ დასკვნამდე მიგვიყვანა, რომ პეგმატიტების კრისტალიზაციის პროცესი რამდენიმე ცალკე სტადიებისაგან შედგება, რაც გამოწვეულია აქროლადი შენაერთებით მდიდარი და ნაწილობრივად გახსნილი ადრე გამოყოფილი კომპონენტების შემცველ არეში ფიზიკურ-ქიმიური წონასწორობის მკვეთრი შეცვლით. ა. ვ. ფერსმანმა პეგმატიტური პროცესი ათ ცალკე გეოფაზად დაჰყო:

გეოფაზა B (800—700°)—კონტაქტური ზონების წარმოშობა, რომელიც პეგმატიტს გამოჰყოფს თვით შემცველი ქანისაგან, დამახასიათებელი აპლიტური სტრუქტურით; შეიცავს გრანატს და მაგნეტიტს.

გეოფაზა C (700—600°)—გრაფიკული (პეგმატიტური) ზონის წარმოშობა; კვარცის და მინდვრის შპატის კანონზომიერი შეზრდა (წერილობითი გრანიტი).

გეოფაზები D—E (600—500°) პეგმატიტური (ფლუიდალურ-აირადი)—პეგმატიტური ძარღვებისათვის დამახასიათებელი მინერალების წარმოშობა: შერლის, მუსკოვიტის, ბერილის, ტოპაზის, ბოლოვანი კვარცის, მინდვრის შპატის და სხვების წარმოშობა.

გეოფაზები E—G (500—400°) ზეკრიტიკული (ფლუიდალურ-ჰიდროთერმალური)—პნევმატოლიტური მინერალების წარმოშობა: მწვანე ქარსების, ალბიტის, ლითიუმის შენაერთების, რუბელიტის და სხვ. ადრე წარმოშობილი მინერალების დამახასიათებელი ჩანაცვლებით.

გეოფაზები H—I—K (400—50°) ჰიდროთერმალური—დასაწყისში დამახასიათებელია მწვანე ქარსები (ეილბერტიტი და კუკეიტი), შემდეგ სულფიდები, დაბოლოს კარბონატები და ცეოლიტები.

გეოფაზა L (50—0°) ჰიპერგენული, თიხოვანი პროდუქტების წარმოშობა, მეორადი კალციტის, ქალცედონის, მეორადი კვარცის და სხვ.

ამ სქემაში, რომელიც აგებულია დიდი ფაქტიური მასალის შესწავლის საფუძველზე, მცირე გამოწვევის გარდა, თავსდება ყველა ცნობილი გრანიტული პეგმატიტი. ამის გამო მან ფართო გავრცელება ჰპოვა, ის საშუალებას იძლევა მოცემული პეგმატიტი მივაკუთვნოთ ამა თუ იმ ტიპს და ხშირად ვივარაუდოთ მასში (ან პეგმატიტური ველის მეზობელ ძარღვებში) ამა თუ იმ სასარგებლო ნამარხების შემცველობა, რომლებიც დაკავშირებულია პეგმატიტური პროცესის მოცემულ ფაზასთან.

კ. ა. ვლასოვმა დაამტკიცა, რომ იშვიათმეტალებიანი მინერალების შემცველი რთული პეგმატიტების წარმოშობის პროცესი მოსახერხებელია დაყოთ ოთხ სტადიად და ამის შესაბამისად შესაძლოა გამოვყოთ პეგმატიტების ოთხი ტიპი.

I ტიპი—წვრილმარცვლოვანი პეგმატიტი, რომლითაც ხასიათდება პეგმატიტური პროცესის დასაწყისი. ეს ტიპი ჩვეულებრივ დამახასიათებელია მცირე სიმძლავრის ძარღვებისათვის, სადაც აქროლადი შენაერთების მცირე რაოდენობისას ტემპერატურა უფრო ჩქარა ეცემა და ამის შესაბამისად უფრო სწრაფად მიდის კრისტალიზაცია. ეს ტიპი გვხვდება აგრეთვე ციკაბო ძარღვების სულ ქვედა ნაწილებში, რამდენადაც აქროლადი შენაერთები ზევით ამოდიან, სადაც იძლევიან შემდეგი ტიპების პეგმატიტებს.

II ტიპი—უბასუხებს პეგმატიტური პროცესის შემდეგ სტადიას, როდესაც ნარჩენ მდნარი-ხსნარიდან კრისტალებიან მინდვრის შპატის დიდი ზომის კრისტალები და აგრეთვე ხდება გამოცალკეება და კონცენტრაცია იშვიათი ელემენტების, რომლებსაც უნარი აქვთ შესაბამისი მინერალების სახით გამოკრისტალდნენ. ვერტიკალური ძარღვის იდეალურ სქემაში მეორე ტიპი მოთავსებულია პირველი ტიპის ზემოთ.

III ტიპი—კიდევ უფრო ზემოთ არის მოთავსებული, სადაც აქროლადი შენაერთების (და მათ რიცხვში იშვიათი ელემენტების) კონცენტრაცია უფრო მნიშვნელოვანია და გამყარება უფრო ნელა წარმოებს. პეგმატიტური პროცესის მესამე სტადიისათვის დამახასიათებელია მინდვრის შპატის მთლიან ზონებთან ერთად კვარცის დიდი ბლოკების და რიგი იშვიათი მინერალების კრისტალების (ბერილის, სპოდუმენის და სხვ.) წარმოშობა.

IV ტიპი—პროცესის უკანასკნელი სტადია, როდესაც აქროლადი შენაერთების კონცენტრაცია მდნარ-ხსნარში კიდევ უფრო იზრდება, ასე რომ, ისინი მოქმედებას იწყებენ მინდვრის შპატზე და სხვა ადრე გამოყოფილ მინერალებზე, ხსნიან და ანაცვლებენ მათ. იდეალურ სქემაში მეოთხე ტიპი მოთავსებულია ვერტიკალური ძარღვის სულ ზედა ნაწილებში, ე. ი. აქროლადი შენაერთების უდიდესი კონცენტრაციის ადგილებში.

ვლასოვის წარმოდგენის თანახმად, ეროზიული მოქმედების სიღრმესთან დაკავშირებით, პეგმატიტური ძარღვის ესა თუ ის ნაწილი შიშვლდება და ამის შესაბამისად მის მიერ გამოყოფილი ესა თუ ის ტიპი: თუ გაშიშვლებულია სულ ქვედა ნაწილები—გვაქვს წვრილმარცვლოვანი, სუსტად დიფერენცირებული პირველი ტიპის პეგმატიტი; თუ ჩვენს წინაშე უფრო ზედა ჰორიზონტებია—ძლიერ დიფერენცირებული მეორე, მესამე ან მეოთხე ტიპებია, უკანასკნელი ტიპები დიდ სამრეწველო ინტერესს წარმოადგენენ, განსაკუთრებით იშვიათი ელემენტების მხრივ.

ვლასოვი დიდ მნიშვნელობას ანიჭებს იმ სიცარიელებების სიდიდეს, ფორმას და წოლას, რომლებიც შემდეგში ამოივსებიან პეგმატიტების მინერალებით, სავსებით სამართლიანად განიხილავს მათ როგორც ნივთიერების (განსაკუთრებით აქროლადი შენაერთების) დიფერენციაციის და მინერალთა კრისტალიზაციის სიჩქარის მნიშვნელოვან ფაქტორებს.

გრანიტული პეგმატიტების მოყვანილი კლასიფიკაცია დაზეარებულია მათი პარაგენეზის შესწავლაზე, იგი ლოგიკურად კარგად არის დადასტურებული და საკმაოდ მარტივია. ის შესაძლებლობას იძლევა უკვე სავსე პირობებში პეგმატიტური ძარღვი ადვილად მიეკუთვნოს ამა თუ იმ ტიპს, და, მაშასადამე, წინასწარ მოცემული იქნას მათი სამრეწველო შეფასება.

პეგმატიტური ძარღვების მინერალები. პეგმატიტური წარმონაქმნები მეტად მდიდარია მინერალებით: ამჟამად ტიპურ გრანიტულ პეგმატიტებში აღრიცხულია 300 ზინერალური სახეობა. ფერსმანის გამოანგარიშების თანახმად, პეგმატიტების მინერალები ჯგუფებად ნაწილდება შემდეგნაირად:

თვითნაბი	4	ალუმოიტოტეროსილიკატები	50
გოგირდოვანი	11	ციტრონოთროსილიკატები	8
უანგეულები	26	ნიობოტანტალატები (U და Ti-ით)	40
პალიოდოვანი შენაერთები	18	ულანატები	4
კარბონატები	14	ბორატები	3
სულფატები და მათი ანალოგები	4	ფოსფატები	5
სილიკატები	7	ნაზირბადის ნაერთები	3

ს უ ლ 278

ეს სია ამჟამად მნიშვნელოვნად შეესებულება; ასე, მაგალითად, ნ. ი. გინზბურგის მონაცემებიდან პეგმატიტებში ცნობილი ფოსფატების რაოდენობა 80 დასახელებას აღემატება.

პეგმატიტებში ისეთი მინერალები სჭარბობენ, რომლებიც სხვა გეოქიმიურ პროცესში არაჩვეულებრივია ან იშვიათად გვხვდებიან განსაკუთრებით იშვიათი მიწის, ტანტალის და ნიობიუმის სილიკატები, ძალიან ფართოდ არიან წარმოდგენილი კენტი ქანგეულები R_2O_3 და R_2O_6 -ს ტიპის. ამ ქანგეულებიდან აქ გვხვდება Al_2O_3 , B_2O_3 , Y_2O_3 , Ce_2O_3 , Mn_2O_3 , Nb_2O_6 , Ta_2O_6 , P_2O_5 . აგრეთვე ერთვალენტოვანი მეტალების: K, Na, Rb, Cs-ის მრავალი შენაერთი.

პროტოკრისტალიზაციის მინერალებისაგან განსხვავებით პეგმატიტური ძარღვების მინერალები საერთოდ გაცილებით ღია ფერისაა. კრისტალიზაციის მსვლელობაში აქ შემჩნეულია გადასვლა მწვანეიდან, ნაწილობრივ შავი და წითელი მინერალებიდან (ჩქატყუარა, ორთიტი, ტანტალ-ნიობატები და ა. შ.) ვარდისფერისკენ, ღია და სრულიად უფერულებისკენ (ლეპიდოლიტი, ფლუორიტი, კარბონატები, ცეოლიტები, კაოლინტი და სხვ.). ყოველივე ეს დაკავშირებულია მდნარის (ხსნარის) განთავისუფლებასთან ძლიერი პოლარიზაციის მქონე იონებისაგან და კეთილშობილი აირების ტიპის სფერული იონებისკენ გადასვლასთან.

როგორც ფერსმანმა დაგვანახა, პეგმატიტური ძარღვებისთვის შეიძლება გამოყენებულ იქნას გოლდშმიდტის მინერალოგიური ფაზათა წესი: „მაქსიმალური რიცხვი n მყარი მინერალების, რომლებიც ერთდროულად შეთავსებულად მდგრადად არსებობენ, უდრის ამ მინერალების შემქმნელი კომპონენტების n რიცხვს“. ამ შემთხვევაში კომპონენტებად მიღებულია ატომები, რომლებიც დამოუკიდებელ კრისტალურ მესერს აშენებენ (მხედველობაში არ მიიღებიან იზომორფული ნარევიები), ამავე დროს, ბუნებრივია, აღირიცხებიან მხოლოდ პირველადი მინერალები.

ამგვარად, ნორვეგიის პეგმატიტებისთვის მინერალური სახეების საშუალო რიცხვი (ერთ ძარღვში) 20—22, ძირითადი ელემენტების 20, ეოლინის პეგმატიტებისთვის მინერალების რიცხვი 19—20, ელემენტების 19, შურზინკის პეგმატიტებისთვის ერთის და მეორეს რიცხვიც 21.

პეგმატიტური პროცესისთვის ფაზათა კანონის გამოყენება ამტკიცებს, რომ პეგმატიტები საკმაოდ დახშულ სისტემას წარმოადგენენ, ე. ი. მათი შემადგენლობა, მათი კრისტალიზაციის თანამიმდევრობა და სხვა თავისებურებანი, ძირითადად განისაზღვრებიან დახშული სისტემების ფიზიკურ-ქიმიური კანონებით, და არა ახალი მდნარების შეერთებით ან ახალი ემანაციების შექრით. ფაზათა წესის თანახმად, მინერალების რიცხვი (პროცესის დასაწყისში მოცემული ელემენტების რიცხვისთვის) იქნება კონსტანტა, მაგრამ სხვადასხვა თერმოდინამიკურ პირობებში მდგრადი იქნება სხვადასხვა მინერალი, ერთნი გაიხსნებიან და მეორენი წარმოიშვებიან.

გრანიტული პეგმატიტების ქიმიური შემადგენლობა. გრანიტული პეგმატიტები საერთოდ გაცილებით უფრო მდიდარი არიან ელემენტებით, ვიდრე პროტოკრისტალიზაციის პროდუქტები. განსაკუთრებით ისინი მდიდარი არიან იშვიათი ელემენტებით, რომლებიც ნაკლებად რჩებიან პირველად და მთავარ კრისტალიზაციაში და გროვდებიან ნარჩენ პეგმატიტურ მდნარში და რიგ შემთხვევაში იძლევიან დამოუკიდებელ მინერალებს.

იშვიათი ელემენტების შედარებითი კონცენტრაცია შეიძლება ილუსტრირებულ იქნას რიგი მაგალითებით: Li-ს შემცველობა გაბროში $1,5 \cdot 10^{-4} \%$, გრანიტულ პეგმატიტებში $0,15 \%$ (გაზრდილია 1000-ჯერ), B პერიოდტიში $4 \cdot 10^{-4} \%$, პეგმატიტში $0,01 \%$ (გაზრდილია 25-ჯერ), Ga პერიოდტიში $1 \cdot 10^{-4} \%$, პეგმატიტში $3 \cdot 10^{-3} \%$ (გაზრდილია 30-ჯერ), Rb გაბროში $2 \cdot 10^{-3} \%$, პეგმატიტში $0,18$ (გაზრდილია 90-ჯერ) და ა. შ. ძლიერად არის აგრეთვე გაზრდილი Ta და განსაკუთრებით Nb-ის რაოდენობა (150-ჯერ დედამიწის ქერქის კლარკთან შედარებით).

მნიშვნელოვანია აღვნიშნოთ, რომ ყველა ჩამოთვლილ ელემენტებს აქვთ კენტი რიგითი ნომერი. პირიქით, ლუწი ელემენტების შემცველობის მხრივ პეგმატიტებში პროტოკრისტალიზაციასთან (და მთლიან დედამიწის ქერქისთვის) შედარებით, მეტწილად შემჩნეულია შემცირება, რომელიც ცალკეულ შემთხვევებში შეიძლება იყოს მეტად მნიშვნელოვანი. ასე, მაგალითად, პერიოდტიტებთან შედარებით Cr შემცველობა პეგმატიტებში შემცირებულია 30-ჯერ ($0,01 \%$), Fe თითქმის 40-ჯერ ($0,35 \%$), S—თითქმის 100-ჯერ ($0,001 \%$). პლატინის ჯგუფის ელემენტების შემცველობა გრანიტულ პეგმატიტებში აგრეთვე ძლიერ ეცემა, მათი რაოდენობა იმდენად უმნიშვნელოა, რომ დღემდე დადგენილიც კი არ არის.

ამრიგად, შეიძლება გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ გრანიტულ პეგმატიტებში უმთავრესად გროვდებიან კენტი ნომრების ელემენტები ლუწი ნომრების ელემენტთა ხარჯზე. ამაშია საბოლოო კრისტალიზაციის მთავარი განსხვავება პირველადი და მთავარი კრისტალიზაციისაგან, რასაკვირველია, ამ დროს ჩვენ მხედველობაში უნდა გვქონდეს O და Si, რომლებიც მიუხედავად იმისა, რომ ლუწები არიან, მაინც გროვდებიან პეგმატიტებში და წარმოშო-

ბენ თავისუფალი კვარცის და რიგი რთული სილიკატების მნიშვნელოვან რაოდენობას.

ფერსმანის თანახმად გრანიტული პეგმატიტების ყველა ელემენტი პირობითად შეიძლება დავეყოთ ხუთ ჯგუფად:

1. წამყვანი ელემენტები: H, Li, Be, O, Si, Al, Na, K, Rb, Cs, TR.
2. მთავარი ელემენტები: B, F, P, Sc, Sn.
3. ნორმალური ელემენტები: He, Cl, Ca, Ti, Mn, Ga, Ge, Y, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, W, Re, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U, Ra.
4. შემთხვევითი ელემენტები: N, C, Mg, S, V, Cr, Fe, Cu, Zn, Sr, Sb, Ba.

5. აკრძალული ელემენტები: Ne, Ar, Co, Ni, As, Se, Br, Kr, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Os, Ir, Pt, Hg, Xe.

ამ რიგებში ხაზგასმულია ელემენტები ლუწი ნომრებით. ადვილი დასანახია, რომ ზემოთ გაკეთებული დასკვნა კენტი ნომრების ქარბობაზე, სრულ დასაბუთებას პოულობს წამყვან და მთავარ ელემენტებში. პირიქით, შემთხვევით და აკრძალულ ელემენტებში ქარბობენ ლუწი ნომრები. ეს იმას ნიშნავს, რომ ისინი პეგმატიტებში ან სულ არ გვხვდებიან („აკრძალულებია“), ან მოხვედრილი არიან პეგმატიტებში შემთხვევით, სხვა გეოქიმიური ველებიდან, მაგალითად, შემკველი ქანებიდან (გადაჯვარდინებული პეგმატიტები), განსაკუთრებული ადგილი უჭირავს სილიციუმს და ქანგბადს: მათი განსაკუთრებით მაღალი კლარკების გამო ისინი დამახასიათებელი არიან მაგმური ციკლის ყველა სტადიისთვის.

თუ განვიხილავთ მენდელეევის ცხრილს (იხ. ნახ. 1), შეგვიძლია შევნიშნოთ, რომ პეგმატიტებისთვის უმთავრესად დამახასიათებელია ამ ცხრილის ქვედა მარჯვენა ნაწილში მოთავსებული ელემენტები.

ცხრილი თვალსაჩინოდ გვიჩვენებს, რომ პეგმატიტებში:

1. სქარბობენ მთავრად არის ელემენტები (მარჯვენა ქვედა);
2. უკიდურესთა შეერთება (უფრო მჩატე ელემენტების უმძიმეს ელემენტებთან, მცირე რიგითი ნომრების ელემენტები, პერიოდული სისტემის ბოლოში მდგარ ელემენტებთან);
3. სქარბობენ კენტი ჯგუფების ელემენტები.

უპირველეს ყოვლისა პეგმატიტურ ძარღვებში გვხვდება მაგმური მდნარის ძირითადი ელემენტები, რომლებიც აქ კონცენტრირებული არიან მინერალთა ევტექტიკური შეფარდების კანონებით (უმთავრესად კვარცის და მინდურის შპატების): O, Si, Al, K, Na.

შემდეგ მცირე რაოდენობით გვხვდება პირველადი და მთავარი კრისტალიზაციის ელემენტები, ვინაიდან წინა პროცესებმა ისინი მთლიანად ვერ მოაშორეს მდნარს: Ca, Mg, Fe, P. აგრეთვე შერჩენილია აქროლადი ელემენტების და შენაერთების ნაწილი, რომლებიც მთლიანად არ გადასულან პნევმატოლიტში: H, B, C, F, S, Sn. რიგმა ელემენტებმა კომპლექსური ანიონების შექმნის უნარის გამო პეგმატიტურ მდნარამდე მიიღწია. ისინი ხასიათდებიან დიდი ზომებით და მცირე ენერგეტიკული კოეფიციენტებით და, მასასადამე, ადვილად ხსნადობით (BO_3^{3-} , $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{PO}_4)^{3-}$).

იშვიათი ელემენტები გროვდებიან ნარჩენ პეგმატიტურ მდნარში, ვინაიდან საწყის მაგმაში ისინი ჭკირე რაოდენობით შედიოდნენ. ანათ ეკუთვნის: Be, Sc, Nb, TR, Zr, Hf, Ta, Rb, Cs, Tl. რის გამო მათ არ შეეძლოთ არც პროტო და არც მეზოკრისტალიზაციაში მინერალთა საკუთარი კრისტალური მესრების შექმნა.

ჩამოთვლილი ელემენტებიდან ზოგიერთებს არც იზომორფული მინარეების სახით შეეძლოთ შესვლა სხვა მინერალებში, ვინაიდან მათი იონების რადიუსები ან მეტად მცირეა (ბერილიუმი) ან, პირიქით, მეტად დიდებია (რუბიდიუმი და ცეზიუმი). პეგმატიტებში დაგროვდნენ აგრეთვე მცირე ენერგეტიკული კოეფიციენტის მქონე ელემენტები, ე. ი. ერთვალენტოვნები Cs, Rb, Na, K და სხვ. დაბოლოს დამახასიათებელია რადიაქტიური ელემენტების: Th, U, Ra, Sm, K, Rb დაგროვება. ამასთანავე ნარჩენ კრისტალიზაციასთან დაკავშირებულია ყველა ცნობილი რადიაქტიური რიგი.

საინტერესოა ელემენტების განაწილება პეგმატიტებში ატომის ტიპების მიხედვით. თუ ყველა იზოტოპს მივიღებთ მხედველობაში, მაშინ მიიღება მონაცემები, რომლებიც წარმოდგენილია 34-ე ცხრილში (ფერხმანის მიხედვით):

ცხრილი 34

ატომთა ტიპი	საშუალო შემადგენლობა %-ში		
	მეტეორიტებში	პერიოდოტიტებში	პეგმატიტებში
4q	96,39	82,79	78,00
4q+1	—	1,67	0,10
4q+2	1,24	1,55	0,01
4q+3	2,35	3,27	9,21
H	—	4,10	12,60

ჩვენ ვხედავთ, რომ 4q ტიპის ატომთა რიცხვი საბოლოო კრისტალიზაციაში კლებულობს (96,39%-დან მეტეორიტებში 78,00%-მდე პეგმატიტებში), პირიქით, ძალიან იზრდება 4q+3 ტიპის ატომები (შესაბამისად 2,35-დან 9,21%-მდე). ამათ ეკუთვნის ისეთი ცალკეული ელემენტები და იზოტოპები, როგორიც არიან Li, B, F, Na, Al, K და სხვ.

აგრეთვე, ჩვენ თუ მხედველობაში მივიღებთ თვითშლადი რადიაქტიური ელემენტების დაგროვების პეგმატიტებში, მაშინ მართებული იქნება ასეთი დასკვნის გამოტანა: გრანიტულ პეგმატიტებში გროვდება ნაკლებად მდგრადი ელემენტები, რომელთა ატომგულები ადვილად იშლებიან (მაგალითად, Li, Be, B და სხვ.) და ისეთებიც კი, რომლებიც თვითშლადი არიან (რადიაქტიური ელემენტები). ანიონებიდან პეგმატიტებში სკარბობენ კომპლექსური ანიონები, მარტივებიდან ცნობილია მხოლოდ O და F. კომპლექსური ანიონები წარმოიქმნებიან მრავალვალენტოვანი კათიონებიდან. ფართოდ არიან წარმოდგენილი პეგმატიტებში $(BO_3)^{3-}$, $(PO_4)^{3-}$, $(NbO_3)^{1-}$, $(CeO_4)^{4-}$ და სხვ.

მარტივი კათიონები, რომლებიც სჭარბობენ პეგმატიტებში, საერთოდ უფრო დიდებია, ვიდრე პროტო- და მეზოკრისტალიზაციის შესაბამისი კათიონები. მაგალითად, პროტოკრისტალიზაციისათვის დამახასიათებელია: Cr ($r=0,68$), Ni ($r=0,78$), Fe ($r=0,83$), Mg ($r=0,78$), Ti ($r=0,64$); საბოლოო კრისტალიზაციისთვის: Na ($r=0,98$), K ($r=1,33$), Ca ($r=1,06$), Rb ($r=1,49$), Cs ($r=1,65$). ეს კანონზომიერება უფრო ნათელი ხდება, თუ მხედველობაში მივიღებთ, რომ პატარარადიუსებიანი მრავალი სხვა კათიონი ქმნის უკვე ზემოთ ნახსენებ დიდ კომპლექსურ ანიონებს. მაგრამ გამოწვევებიც არის. მაგალითად, Be კათიონისთვის, რომლის $r=0,34$.

პეგმატიტებში სჭარბობენ ერთ და სამეფალენტოვანი იონები: H, K, Na, Al, TR, $(BO_3)^{3-}$, $(NbO_3)^{1-}$ და სხვ.; საერთოდ კი, ვინაიდან მრავალვალენტოვანი კათიონებს აქვთ მცირე ვალენტობის მქონე კომპლექსური ანიონების შექმნის ტენდენცია, სჭარბობენ დაბალი ვალენტოვნებანი.

ერთი მხრივ, დიდი რადიუსები, მეორე მხრივ, დაბალი ვალენტოვნებანი, ჯამური ეფექტის სახით საერთოდ იონების დაბალ ენერგეტიკულ კოეფიციენტს იძლევიან.

ფერსმანის გამოანგარიშებით გრანიტული პეგმატიტების მინერალების კრისტალურ მესერში კათიონების ენერგია დაახლოებით ორჯერ უფრო მცირეა, ვიდრე კათიონების ენერგია პროტოკრისტალიზაციის მინერალების მესერში. შეიძლება ითქვას, რომ გრანიტულ პეგმატიტებს გაცილებით უფრო დაბალი ენერგეტიკული ღონე აქვთ, ვიდრე კრისტალიზაციის პირველ ფაზებს. ეს გეოენერგეტიკული თეორიის ერთ-ერთი დამადასტურებელია.

კრისტალიზაციის განსაზღვრულ ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებს უპასუხებენ განსაზღვრული მინერალები ან მათი სახესხვაობები. ასეთ მინერალებს ტიპომორფული ეწოდება. ისინი ახასიათებენ წარმოშობის პირობებს და აქედან გამომდინარე პროცესის ფაზას და დროს, და ამ თვალსაზრისით სახელმძღვანელო მინერალებს წარმოადგენენ, მსგავსად სახელმძღვანელო ნამარხებისა გეოლოგიაში.

ტიპომორფული მინერალების მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ კასიტერიტი, რომელიც E ფაზის დასასრულს და F ფაზის განმავლობაში კრისტალდება და სპოდუმენი—F ფაზის განმავლობაში და G ფაზის დასაწყისში. უფრო ხშირად ტიპომორფულნი არიან არა თვით მინერალები, რომელთა კრისტალიზაცია შეიძლება ძალიან გაგრძელდეს (მაგალითად, კვარცი, აპატიტი და ა. შ.), არამედ მათი სახეობები, რომლებიც ხასიათდებიან რაიმე განსაზღვრული თვისებებით (ქიმიური შემადგენლობით, ფერი, კრისტალოგრაფიული ფორმებით და ა. შ.).

მაგალითად, ტოპაზის შემთხვევაში იცვლება კრისტალოგრაფიული თვისებები: D ფაზისთვის დამახასიათებელი კვადრატული ჰაბიტუსი, E—F ფაზისთვის—ჰექსაგონალური, F და G ფაზისათვის—დომატური. აღნიშნული ფაზის შესაბამისად იცვლება ტოპაზის შეფერვა: ლურჯიდან ყვითელზე და შემდეგ უფეროზე.

გრანატებში, რომლებიც სპესარტინის ($3SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 3MnO$) და ალმანდინის ($3SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 3FeO$), უფრო იშვიათად გროსულარის ($3SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaO$)

მოლეკულათა ნარევების იზომორფულ რიგებს წარმოადგენენ, ტიპომორფულად იცვლება ქიმიური შემადგენლობა: პეგმატიტური პროცესის უფრო ადრე ფაზებში (B—C), ვიდრე რკინა არ არის ამოღებული შავი ტურმალინის (შერლის) მიერ, სპარბობს ალმანდინის მოლეკულა, მოგვიანებით (ფაზა F) სპარბობს სპესარტინის მოლეკულა [რკინის შედარებით მანგანუმთან ადრე გამოყოფას შეესაბამება ის, რომ Fe^{2+} (0,83) იონის რადიუსი Mn^{2+} (0,91) იონის რადიუსთან შედარებით უფრო პატარაა].

პეგმატიტური ძარღვების ტიპომორფული მინერალების შესწავლა ჯერ დასრულებული არ არის და ჯერ კიდევ ბევრია რჩება გაურკვეველი ამ მნიშვნელოვან საკითხში. დეტალებში მინერალთა კრისტალიზაციის თანმიმდევრობაც არ არის ნათელი. სქემატურად სილიკატებისთვის გამოყოფის ასეთი თანმიმდევრობა შეიძლება დავსახოთ:

1. ალუმოსილიკატები და ორთოსილიკატები.
2. მეტასილიკატები.
3. წყლიანი შენაერთები—ეპიდოტი, ქლორიტი, სკაპოლიტი.
4. ცეოლიტები და კალციტი.

ენერგეტიკული ანალიზი აქ გაძნელებულია, განსაკუთრებით იმის გამო, რომ პეგმატიტურ ძარღვებში შემავალი მინერალების მნიშვნელოვანი რიცხვისთვის, რომლებიც ჩვეულებრივ იზომორფულ ნარევებს და კომპლექსური ანიონის მქონე შენაერთებს წარმოადგენენ, მათ კრისტალური მესრის სიდიდეზე ზუსტი მონაცემები არ მოგვეპოვება. მაგრამ კრისტალიზაციის საერთო თანმიმდევრობა კრისტალური მესრების ენერგიის შემცირების წესით, აქაც შემჩნეულია. ეს ჩანს სილიკატების კრისტალიზაციის თანმიმდევრობის სქემიდანაც, მაგრამ განსაკუთრებით კარგად ჩანს მსგავსი შემადგენლობის მინერალთა კრისტალიზაციის კერძო შემთხვევების შესწავლით; სადაც ენერგეტიკული კონსტანტების შედარება შეიძლება ვაწარმოოთ მაშინაც კი, თუ არ ვიცით კრისტალური მესრების ენერგიის ზუსტი აბსოლუტური მნიშვნელობა. ასე, მაგალითად, ეკების სილიდისაგან დამოკიდებულებით Ce-სათვის—3,60, Y-სათვის—3,95 და Ca-სათვის—1,75 ფოსფატების შემთხვევაში მონაციტი ($CePO_4$) და ქსენოტიმი (YPO_4) უფრო ადრე იწყებენ კრისტალიზაციას, ვიდრე აპატიტი. ამგვარადვე იშვიათი მიწების ნიობო-ტანტალატები უფრო ადრე კრისტალდებიან, ვიდრე ამავე ანიონების შენაერთები რკინასა და მანგანუმთან. ესეც ეკების განსხვავებული სიდიდით აიხსნება: TR 3,60, Fe^{2+} —2,12 და Mn^{2+} —1,95. ამასვე ეკუთვნის ზემოთ განხილული გრანატების კრისტალიზაციის თანმიმდევრობის შემთხვევა.

ქიმიური ელემენტების დიდ რიცხვს შორის, რომლებიც პეგმატიტებში გვხვდებიან, როგორც წესი, გამოირჩევიან იონების სიდიდით მსგავსი ჯგუფები. აქ ჩვენ საკმე გვაქვს თითქმის მარტო ჰეტეროპოლარულ იონურ მესრებთან და აღნიშნულის თანახმად უნდა ველოდეთ მესრებში ერთი იონების სხვებით ჩანაცვლებას.

ეს დასტურდება იზომორფული ჩანაცვლების მრავალრიცხოვანი შემთხვევებით: ტიპური მაგალითი—Na—Ca ჩანაცვლება პლაგიოკლაზებში. ჩვეულებრივ ჩანაცვლება წარმოებს დიაგონალურ სწორზე: Ca—Y—TR (მაგალითად,

აპატიტებში), Sc—Zr—Hf (ტორტევიტიტში და ცირკონებში), Ti—Nb—Ta (ტიტანატებში) და ა. შ.

როგორც უკვე აღნიშნული იყო, გრანიტულ პეგმატიტებში განსაკუთრებით ის ელემენტები გროვდებიან, რომელთა იონები დედამიწის ქერქის ჩვეულებრივ ელემენტებთან შედარებით ან მეტად დიდებია, ან პირიქით მეტად პატარებია და გარდა ამისა მათი რაოდენობა პირველად მდნარში საკმარისად არ იყო იმისათვის, რომ შეძლებოდათ დამოუკიდებელი მინერალების მოციმე. ვინაიდან პროტო- და მეზოკრისტალიზაციის სხვა მინერალებით არ იქნენ შეტაცებული, ისინი დაგროვდნენ ნარჩენ პეგმატიტურ მდნარში, მაგრამ ვინაიდან აქაც მცირე რაოდენობის მქონე კათიონები ჩვეულებრივ დამოუკიდებლად არ გამოიყოფიან, არამედ დიდი ზომის კომპლექსურ ანიონებს წარმოშობენ, როგორც ჩანს, ძალაში რჩება ის დებულება, რომ პეგმატიტურ ნარჩენში გროვდებიან მარტივი დიდი იონები და კომპლექსური ანიონები.

აქამდე ჩვენ განვიხილავდით ეგრეთ წოდებულ სუფთა ხაზის პეგმატიტებს—მაგური ნარჩენის კრისტალიზაცია ნივთიერების გატანის და შემოტანის გარეშე. ასეთ, განსაზღვრული შემადგენლობის, დახშულ ფიზიკურ-ქიმიურ სისტემაში მინერალთა გამოყოფა წარმოებს მხოლოდ მდნარის თანდათან გაცივების პროცესში, თანაც მდნარის კონცენტრაციის შეცვლა მხოლოდ ნაწილი კომპონენტების მაგარ ფაზაში გადასვლაზე დამოკიდებული. მაგრამ სუფთა ხაზის პეგმატიტების მომცემი დახშული სისტემა იდეალური სახით საეკვოა რომ როდისმე ვეზვდებოდეს. ნარჩენი მდნარის ევოლუცია ისეთ გეოლოგიურ პირობებში ხდება, რომელშიაც აუცილებელია ნივთიერების როგორც გატანა, ისე განსაკუთრებით შემოტანა. გატანა ხდება შემცველ ქანებში, შემოტანა—როგორც შემცველი ქანებიდან, ასევე სიღრმეებიდან, ზოგჯერ იმავე გზით, რა გზითაც მოძრაობდა თვით პეგმატიტური მდნარი. შემცველი ქანების ბუნების მიხედვით, ე. ი. შთანთქმული და გატანილი კომპონენტების ხარისხის და რაოდენობის მიხედვით, წარმომდგებიან მეტად მრავალგვარი მინერალური ასოციაციები—ჯვარედინი პეგმატიტების ნაირგვარი ტიპები. ასიმბლირებული ნივთიერებათა რაოდენობის მიხედვით შეიძლება ორი სხვადასხვა შემთხვევა იყოს:

1. თუ შთანთქმული გარეშე ნივთიერების რაოდენობა არ არის დიდი—პეგმატიტური მდნარის ევოლუციის მსვლელობა ძირითადად არ ირღვევა; ამ შემთხვევაში პროცესის დასაწყისში გამოიყოფა ზოგიერთი ახალი მინერალი, რომელთა საშუალებით სისტემა თითქოს თავისუფლდება გარეშე ნივთიერებისაგან და კვლავ უბრუნდება სუფთა ხაზს. ასეთ პეგმატიტებს ფერსმანი კონტაქტურს უწოდებს. ელემენტები, რომლებიც კონტაქტურ პროცესში პეგმატიტური ნარჩენით შთანთქმებიან, ძირითადად Ca, Mg, Fe, Al არიან. ისინი საკმაოდ ხდრე, ჩვეულებრივ B—C—D ფაზების განმავლობაში გამოიყოფიან Ca—პლაგიოკლასების, დიოპსიდის, რქატყუარას, ბიოტიტის, კორდიერიტის, შპინელის, დისტენის, სილიმანტის და სხვა მინერალების სახით, და შემდეგში პეგმატიტური მდნარი ისე იქცევა, როგორც სუფთა ხაზის ნორმალური სისტემა.

2. თუ პეგმატიტური მდნარის მიერ ზთანჯკმული გარეშე ნიეთიერების რაოდენობა ძალიან დიდია და მდნარს უკვე არ შეუძლია მათგან განთავისუფლდეს, ისე როგორც პირველ შემთხვევაში,—მაშინ ევოლუციის მთელი მსვლელობა ძლიერ იცვლება; მიიღება სისტემები, რომლებიც სრულიად განსხვავდებიან სუფთა ხაზის პეგმატიტებისაგან. ასეთ პროცესებს მიგმატიტური ეწოდება.

მაგმური კრისტალიზაციის ბოლო სტადიის განხილვისას ძირითადად ჩვენ ვეყრდნობით იმ დასკვნებს, რომლებიც გამოიტანა ა. ე. ფერსმანმა თავისი მრავალწლიანი მუშაობის შედეგად, და რომლებიც საფუძვლად უდევს მის ცნობილ მონოგრაფიას „პეგმატიტები“, მაგრამ, როგორც უკანასკნელ წლებში ა. ნ. ზავარიცკიმ დაამტკიცა, მრავალი თავისებურებანი, და აგრეთვე პეგმატიტების წარმოშობაც შეიძლება სხვა გზით აიხსნას, რომელიც ზემო აღწერილისგან მნიშვნელოვნად განსხვავდება.

ზავარიცკის შეხედულებათა არსი მდგომარეობს შემდეგში.

მთელი რიგი თავისებურების მიხედვით, პეგმატიტებს უპირავეთ გარდა-მავალი მდებარეობა მაგმურ ქანებსა, რომლებთანაც ისინი დაკავშირებული არიან, და მადნეულ ძარღვებს შორის. პეგმატიტებიც და მადნეული ძარღვებიც უფრო გვიან არიან წარმოშობილი, ვიდრე მაგმური ქანები, რომლებთან ისინი გენეტურად არიან დაკავშირებულნი. იქაც და აქაც გროვდებიან სხვადასხვა იშვიათი ელემენტები, ნაწილობრივ ერთი და იგივე; ორთავეს წარმოშობაში, როგორც ყველა მკვლევარი აღიარებს, მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ აქროლადი ნიეთიერებები. თითქმის ყველა წინა მკვლევარის და მათ რიცხვში ფერსმანის სქემები ეყრდნობოდნენ წარმოდგენას, რომ მაღალი წნევის დროს მაგმაში უსაზღვროდ იხსნებიან აქროლადი კომპონენტები. ასე წარმოიშვა წარმოდგენა აქროლადებით მდიდარ „წყალცეცხლოვან“ პეგმატიტურ მაგმაზე. უკანასკნელისგან ნორმალური გზით, როგორც ორმაგი სისტემიდან: არაქროლადი+აქროლადი კომპონენტი, წარმოებდა პეგმატიტების წარმოშობა.

ამჟამად, ჩატარებული ექსპერიმენტების შედეგად, სილიკატურ მაგმურ მდნარში აქროლადების უსაზღვრო ხსნადობა საეჭვო ხდება. მაგალითად, გორანსონმა დაამტკიცა, რომ წყლის ხსნადობა მაგმურ მდნარში მეტად მცირეა. ამას განსაკუთრებულ მნიშვნელობას აწერს ვ. ა. ნიკოლაევი პეგმატიტების გენეზისის ახსნის დროს. ამრიგად, ამჟამად არის საფუძველი ვიფიქროთ, რომ მაგმური სისტემების გაცივებას თან ახლდა აირადი ფაზის მოშორება, რომელიც წარმოადგენს იგივე შემადგენლობის ხსნარს, როგორც წარმოშობილი მინერალები. ამავ დროს ორივე ფაზა უნდა იმყოფებოდეს წონასწორობაში.

ამჟამად მრავალი მკვლევარი იმ აზრისაა, რომ პეგმატიტური ძარღვების რიგი მინერალები, და მათ შორის იშვიათი ელემენტების დამახასიათებელი მინერალები მეტასომატური პროცესების შედეგად წარმოიშვნენ, იმ პროცესების ანალოგიურად, რომლებიც კარგად არიან შესწავლილი მადნეული ძარღვებისათვის. მეტასომატური შეცვლა იწყება არა პეგმატიტური პროცესის დასაწყისიდან, არამედ ამ პროცესის რომელიმე შეპღვამ სტადიაზე, რომელიც ხასიათდება ალბიტის წარმოშობით და გაცივებით უფრო ადვილად აიხ-

სნება, აღრე ჩამოყალიბებულ პეგმატიტურ. ძარღვებზე შესაბამისი ხსნარების მოქმედებით.

აღრე წარმოშობილ მინერალებთან დიდი ხნის განმავლობაში შეხებით და მინერალების კომპონენტებით გაქლენით, ეს აიორისებრი ხსნარები წონასწორობაში უნდა შევიდნენ მათთან. ასეთ შემთხვევაში შესაძლებელია წყრილმარცვლოვანი მინერალები პეგმატიტური ძარღვებისათვის დამახასიათებელი მსხვილმარცვლოვანი მინერალებში გადაკრისტალდნენ. ამგვარი გადაკრისტალება საკმაოდ ხშირია. ის მეტად ტიპურია მთისკიტური შემაღდგენლობის პეგმატიტებისათვის, რომლებიც მოთავსებული არიან მთისკიტურ ქანებს შორის. ურალზე ილმენის ნაკრძალში: იქ შემჩნეულია თანდათანობითი გადასვლა სტრუქტურებში დაწყებული გვერდითი ქანების წვრილმარცვლოვანი სტრუქტურიდან გათავებული მსხვილმარცვლოვანით ძარღვის ცენტრალურ ნაწილში. ძარღვებში მთისკიტების რელიქტები გვხვდება, რომლებსაც შენარჩუნებული აქვთ პირვანდელი წვრილმარცვლოვანი გენისისებრი სტრუქტურა. ხშირად მსგავსი სურათი შემჩნეულია გრანიტულ პეგმატიტებისათვის, როდესაც ისინი მოთავსებული არიან აპლიტებთან ერთად.

გადაკრისტალების აღწერილი მოვლენები, როგორც ზეარციკმი დაგვანახა, საკმაოდ ფართოდ არის გავრცელებული ბუნებაში. სრული სურათის მისაღებად მას მოჰყავს აგრეთვე სხვა მაგალითებიც, როგორც არის მთაროლების ირგვლივ მინერალების გადაკრისტალება, პეგმატიტური შლირები, რომლებიც გავრცელებულია ზოგიერთ გრანიტში, წვრილი განკერძობანი მსხვილმარცვლოვანი მთისკიტისა ნორმალურ მთისკიტებს შორის, მიკროკლინის მსხვილი პორფირობლასტები გრანიტებში.

ა. ნ. ზეარციკი იმ დასკვნამდე მიდის, რომ განსაკუთრებული პეგმატიტური მაგმა ან განსაკუთრებული პეგმატიტური მდნარი არ არსებობს. პეგმატიტური სხეულები წარმოიშებიან არა განსაკუთრებული მაგმიდან კრისტალიზაციით, არამედ დედა ქანის (გრანიტების, აპლიტების, ნეფელინიან სიენიტების, გაბროს და სხვ.) უბნების გადაკრისტალების შედეგად აირადი ხსნარის ზეგაქლენით, რომელიც მაგმის განვითარების განსაზღვრულ საფეხურზე მოშორდა და გაქლენითი იყო მოცემული ქანის მინერალების კომპონენტებით, ე. ი. მეტამორფიზმის შედეგად. ეს პროცესი მიმდინარეობს შალალი გარეგანი წნევის პირობებში, რომელიც ხელს უშლის აირად ხსნარს მოშორდეს მომავალი პეგმატიტის სხეულს, ე. ი. დიდ სიღრმეზე და დახშული სისტემაში. პეგმატიტის წარმოშობის აეთი მექანიზმი კარგად ხსნის იმ მნიშვნელოვან ფაქტს, რომ მიუხედავად იმისა, რომ პეგმატიტ მინერალოგიური შემაღდგენლობით შესაბამება დედა ქანს, მისგან განსხვავდება მინერალების უფრო მსხვილმარცვლოვანი სტრუქტურით. შემდგომში აირადი ხსნარები იქრებიან, დიფუნდირებენ გვერდით ქანებში, წარმოებს ფრაქციული დესტრუქცია და შემაღდგენლობა იცვლება. ამასთან ხსნარის წონასწორობა პეგმატიტის მინერალებთან ირღვევა, რაც მეტასომატურ შეცვლას იწვევს ახალი მინერალების წარმოშობამდე. გვერდითი ქანების გზით აირადი ხსნარის ნაწილობრივი მოშორების გამო სისტემა დახურულიდან ღიაში გადადის.

მეტამორფული ჩანაცვლების სტადია იწყება ალბიტიზაციით, რაც დაკავშირებულია ხსნარიდან კალიუმის გატანასთან და შესაბამისად ნატრიუმის

როლის გაზრდასთან. პეგმატიტიდან გატანილი კალიუმი გვერდით ქანებში იძლევა შესაბამის მინერალებს: მაგალითად, პერიდოტიტებსა და სერპენტინიტში წარმოშობს ბიოტიტურ არსიებს.

აირადი ხსნარის შემადგენლობის შეცვლასთან დაკავშირებით ალბიტთან ერთად წარმოიშვება მრავალი სხვა, მათ რიცხვში იშვიათი მინერალები, ტანტალო-ნიობატები, ტოპაზები, ბერილი, გრანატები, ქარსები და სხვ., რომლებიც ხშირად დაკავშირებული არიან პეგმატიტური ძარღვების ალბიტიზირებულ უბნებთან. პეგმატიტების ზოგიერთი იშვიათი მინერალი წარმოიშვება ძალიან ადრე, ალბათ, ჯერ კიდევ აირადი ხსნარის მიკროკლნთან და კვარცთან წონასწორობის სტადიაში, და შემდგომში უკანასკნელებთან ერთად განიცდიან ალბიტიზაციას. ასეთებია ბერილი, ზოგჯერ მუსკოვიტი, შერლი, გრანატი და ზოგიერთი ტანტალო-ნიობატები. უფრო გვიან წარმოიშვებიან ლითიუმის მინერალები, კალის ქვა, სულფიდები და კარბონატები. სულფიდები ნაკლებად დამახასიათებელია პეგმატიტებისთვის, ალბათ, ძირითადად სულფიდები პეგმატიტის სხეულს შორდებიან და იქრებიან გვერდით ქანებში პეგმატიტური პროცესის ერთ-ერთ საწყის სტადიაზე, და აირადი ხსნარის შემდგომი გაცივებისას იძლევიან ჰიდროთერმალურ ხსნარებს, რომლებთაცან წარმოიშვებიან მადნეული ძარღვები. ასე ისახება, ზავარიცკის შეხედულებათა თანახმად, გენეტიკური კავშირი პეგმატიტებსა და სხვადასხვა მადნეულ ძარღვებს შორის.

ნარჩენი პოსტმაგმური აირადი ხსნარები, დედა ქანზე მოქმედებით, იძლევიან პეგმატიტებს. შემდეგში ეს ხსნარები იცვლიან შემადგენლობას და განაგრძობენ ზემოქმედებას გვერდით ქანებზე, რომლებშიაც ისინი მოძრაობენ და თანამიმდევრობით იძლევიან: ალბიტიტებს და ბიოტიტთან ქანებს; გრეიზენებს და სხვა ქარსიან ქანებს; ბერეზიტებს და ლისტენიტებს; სერიციტიზირებულ ქანებს, მეორად კვარციტებს, ტალკ-კარბონატულ და ქლორიტან ქანებს შესაბამისი მადნეული წინერალებით. მინერალების ზონებად დაყოფის გამომწვევ მნიშვნელოვან მიზეზთა რიცხვს ეკუთვნის კომპონენტების განსხვავებული კონცენტრაცია ხსნარში. ეს განსხვავება შეიძლება გამოწვეულ იქნას, მაგალითად, გვერდით ქანებში ხსნარის ნივთიერებათა ნაირგვარი დიფუზიით. როგორც რ. მეკემ და დ. ს. კორეინსკიმ დაადგინეს, ქანებს განსხვავებული გამტარიანობა ახასიათებთ ხსნარის სხვადასხვა კომპონენტებისათვის. ამ განსხვავებას შეუძლია შეცვალოს ხსნარებში კონცენტრაციის თანაფარდობა და გამოიწვიოს ამა თუ იმ მინერალების გამოყოფა და ამით კი გამოიწვიოს მინერალების და მათი ელემენტების დანაწილება სივრცესა და დროში.

ასეთთა პეგმატიტური ძარღვების წარმოშობის ორი სხვადასხვა თეორია, რომლებიც ძირითადად შექმნილია ჩვენი გამოჩენილი მეცნიერების—ფერსმანის და ზავარიცკის შრომებით. ორივე ეყრდნობა დიდ ფაქტიურ მასალას, მაგრამ სხვადასხვაგვარად ხსნიან მას. ახლო მომავლის ამოცანა იმაში მდგომარეობს, რომ ამ თეორიების სინთეზის საფუძველზე, და ახალი ფაქტების მხედველობაში მიღებით, ახსნილ იქნას პეგმატიტების გეოქიმიის ფრიად რთული და მნიშვნელოვანი საკითხები.

ჰიდროთერმალური პროცესის გეოქიმია

თანამედროვე შეხედულებათა თანახმად, გაცივების პროცესში მყოფ მაგმებთან დაკავშირებულია ნაირგვარი მადნეული ბუდობები, რომლებიც მაგმურის სახელს ატარებენ. ეს საბადოები შესაფერის გეოლოგიურ პირობებში მაგმებში გაფანტული მადნეული ელემენტების კონცენტრაციის შედეგად წარმოიშეებიან.

საერთოდ რომ ვთქვათ, მაგმური მდნარების მადნეული ელემენტების ბედი შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს. მაგმების გაცივების დროს ეს ელემენტები შეიძლება გადავიდნენ ქანებში, არ წარმოშვან საწარმოო მნიშვნელობის დაგროვებანი და გაფანტული დარჩნენ ქანებში; ისინი შეიძლება გამოტანდნენ იქნან შესაბამისი აქროლადი შენაერთების სახით გარემომცველ ქანებში; დაბოლოს, შესაბამის ხელსაყრელ პირობებში წარმოშვან მაგმური მადნეული საბადოები.

მადნეული ელემენტების კონცენტრაცია შეიძლება წარმოებდეს სამი გზით: ლიკვაციის, კრისტალიზაციური დიფერენციაციის და მაგმიდან ამ ელემენტების აქროლადი ნახადის სახით გამოყოფის გზით. ამასთან, მაგმის ელემენტების დანაწილება წარმოებს ან ტემპერატურის დაწვეის გამო და ამასთან დაკავშირებით მადნეული ელემენტების ძნელად აქროლადი შენაერთების ხსნადობის შემცირება სილიკატურ მდნარში (ლიკვაცია და კრისტალიზაციური დიფერენციაცია), ან უმთავრესად გარეგანი წნევის შემცირების გამო, როდესაც მადნეული ელემენტების აქროლად შენაერთებს მაგმური კერის დატოვების საშუალება ეძლევათ, სადაც ისინი დაკავებული იყვნენ მაღალი შინაგანი წნევის ქვეშ (აირების გამოყოფა).

ლიკვაციის გზით, ე. ი. მთავარი სილიკატური მაგმური მდნარიდან მადნეული სულფიდური მდნარის მოშორებით, შეიძლება წარმოიშვან მაგმური სულფიდური საბადოები რკინის,ნიკელის, სპილენძის, კობალტის, პლატინის ჯგუფის ელემენტების.

კრისტალიზაციური დიფერენციაციის დროს მადნეული მინერალები შეიძლება გამოიყონ ან სილიკატური მინერალების მთავარი კრისტალიზაციის ცოტათი ადრე (მაგალითად, ქრომიტის, ოსმიუმინი ირიდიუმის და პლატინის სეგრეგაციული საბადოები, რომლებიც გენეტურად დაკავშირებული არიან ულტრა ფუქე ქანებთან), ან მთავარ კრისტალიზაციაზე ადრე თავისებუ-

რი ნარჩენი მაგმებიდან, და წარმოშობენ მადნების ჩანაწინწყლებს, ძარღვებს და ლინზებს (მაგალითად, ქრომიტის საბადოებს ულტრა ფუძე ქანებში, ტიტანო-მაგნეტიტის საბადოებს გაბროში). ამასვე შეიძლება მივაკუთვნოთ პეგმატიტები, რომლებიც განიხილებიან როგორც ნარჩენი მჟავე ან ტუტე მაგმების კრისტალიზაციის შედეგი.

მაგრამ, მაგმური საბადოების ძირითადი მასა, ამ სიტყვის ფართო გაგებით, დაკავშირებულია მაგმიდან აქროლადი კომპონენტების გამოყოფასთან.

ხელსაყრელი პირობების დროს ორთქლებიდან და აირებიდან, რომლებიც შეიცავენ სხვადასხვა და მათ რიცხვში მადნეულ ელემენტებს, და აგრეთვე ხსნარებიდან, რომლებშიც გაციეებისას ვადადიან ეს ორთქლი და აირები, შეიძლება წარმოიშვან ნაირგვარი საბადოები: რკინის, სპილენძის, ვოლფრამის, მოლიბდენის და სხვა მეტალების კონტაქტ-მეტასომატური საბადოები; კალის, მოლიბდენის, ვოლფრამის, ბისმუტის და სხვა ელემენტების პნევმატოლიტური საბადოები; დაბოლოს, უმრავლესობა ფერადი და იშვიათი მეტალებისთვის დამახასიათებელი ჰიდროთერმალური საბადოები.

არ შეეჩერდებით ყველა მაგმურ მადნეულ პროცესზე და განვიხილოთ მხოლოდ ჰიდროთერმალურს (უმთავრესად ქალკოფილურს), როგორც უფრო მნიშვნელოვან და უფრო რთულ ბუნებრივ პროცესს.

ჰიდროთერმალური ძარღვები, როგორც ცნობილია, კაოზბრიობის მიერ ხმარებული ფერადი და იშვიათი მეტალების: სპილენძის, ტყვიის, ვერცხლის, თუთიის, კალის, ვოლფრამის, ოქროს, სტიბიუმის, ვერცხლისწყლის და სხვ. მნიშვნელოვან ნაწილს იძლევიან. ტექნიკის განვითარებასთან დაკავშირებით, თითქმის ყველა მეტალის მოპოვება მეტად სწრაფად იზრდება: უკანასკნელი 30 წლის განმავლობაში მრავალი მეტალის მოპოვებამ მნიშვნელოვნად გადააჭარბა წინა დროის მთელ მათ მოპოვებას. ვინაიდან მადნების ცნობილი ბუდობები მალე ილევინ, ახალი საბადოების ძებნა მნიშვნელოვან ამოცანად ხდება. საძიებო სამუშაოების რაციონალიზაციისათვის აუცილებელია თეორიული მონაცემები, განსაკუთრებით საბადოების გენეზისის საკითხში.

მაგმური და მათ რიცხვში ჰიდროთერმალური საბადოების გენეზისის ამხსნელ თეორიებში ნაკლებობა არ იგრძნობა. მაგრამ, როგორც წესი, არსებული თეორიები არ აკმაყოფილებენ პრაქტიკოს-გეოლოგების მოთხოვნილებას.

მადანთა წარმოშობის თეორიების ასეთი არადაშეკმაყოფილებელი მდგომარეობა, მიუხედავად იმ დიდი ყურადღებისა, რომელსაც აქცევენ და აქცევენ ამ საკითხს უდიდესი მკვლევარები როგორც ჩვენში, ასევე საზღვარგარეთ, აიხსნება ამ პროცესების განსაკუთრებული სირთულით. საქმე იმაშია, რომ ჰიდროთერმალური პროცესის მსვლელობაზე მსჯელობა შეგვიძლია მხოლოდ მათი საბოლოო შედეგებით: იმ მინერალებით, რომლებიც ავსებენ მადნეულ ძარღვებს ან ძარღვის გარშემო ორეოლებს ქმნიან, და თვით ძარღვების გეოლოგიური ადგილმდებარეობით. ბუნებაში უშუალო დაკვირვებისათვის ეს პროცესები მიუწვდომელია იმ მცირე გამონაკლისის გარდა, როდესაც ჩვენ საშუალება გვძლევა დავინახოთ პროცესის დასასრული (ვერცხლისწყლის და სტიბიუმის მინერალების წარმოშობა ზოგიერთი ჰიდროთერმალური წყაროე-

ბიდან). სრულად. თავიდან ბოლომდე, ჰიდროთერმალური პროცესების ექსპერიმენტული ასახვა აგრეთვე ჯერ არ ხერხდება.

ამის გამო აქამდე ჯერ არასაკლებით ნათელი და საიდისკუსიო რჩება ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობის ისეთი ძირითადი საკითხები, როგორც არის მადნის მატარებელი ხსნარების წყარო, მათი შემადგენლობა და ბუნება, ხსნარების გზები და ხსნარების მოძრაობის მიზეზები, ხსნარებიდან მინერალთა დალექვის ფაქტორები და ხსნარების ურთიერთქმედება შემცველ ქანებთან.

ჰიდროთერმალური ძარღვების მინერალები. ჰიდროთერმალური ძარღვების ტიპიურ მინერალებს ეკუთვნიან გოგირდის, სელენის, ტელურის, სტიბიუმის და დარიშხანის შენაერთები შესაბამის ქალკოფილურ ელემენტებთან და აგრეთვე კვარცი, კარბონატები, ბარიტი და სხვა ფერფტული ძარღვის მინერალები. ქალკოფილურ მინერალებს შორის შესამჩნევად სპარბობენ სულფიდები, რაც დაკავშირებულია გოგირდის შედარებით დიდ კლარკთან, რომელიც, როგორც ვნახეთ, მნიშვნელოვნად აღემატება ზემოთ ჩამოთვლილი ანიონების კლარკებს.

ვერნ:დსკის გამაანგაროების თანახმად, დედამიწის ქერქში სულფიდების საერთო ჯამი დაახლოებით 0,15% აღწევს, საიდანაც მეტი ნაწილი რკინის სულფიდებზე მოდის; დანარჩენი სულფიდების (Zn, Pb, Cu, As, Sb, Bi, Ni, Co და სხვ.) შეჯამებული რაოდენობა დედამიწის ქერქის წონის მხოლოდ პროცენტის რამდენიმე მეასედ ნაწილს შეადგენს. სელენიდების, ტელურიდების, ანტიმონიდების და არსენიდების როლი კიდევ უფრო ნაკლებად მნიშვნელოვანია.

ბუნებაში აღნიშნული კლასების შენაერთები გვხვდება 40 ელემენტისთვის. ამ ჯგუფის რიგი ელემენტები არ იძლევიან დამოუკიდებელ მინერალებს, არამედ გვხვდებიან მხოლოდ იზომორფული მინარევების სახით: ამათ ეკუთვნიან უფრო იშვიათები, როგორც არიან: In, Re, Ga და სხვ. დამოუკიდებელ მინერალებს იძლევა 25 ქალკოფილური ელემენტი. ამასთან ამ მინერალების რიცხვი შედარებით დიდია—აღემატება 200.

მოცემული კლასის მრავალი მინერალისთვის დამახასიათებელია პოლიმორფული მოდიფიკაციების არსებობა. აღნიშნულთ Cu_2S -ს კუბური და რომბული მოდიფიკაციები (გადასვლა— 91°); Ag_2S -ს კუბური (არგენტიტი) და რომბული (აკანტიტი) მოდიფიკაციები (გადასვლა— 179°); კუბური მეტაცინაბარიტი და ჰექსანონალური (სინგური) მოდიფიკაციები HgS და ა. შ.

მრავალი მინერალი ქმნის მაგარ ხსნარებს, რაც გამოწვეულია შესაბამისი ატომების ან იონების რადიუსების სიახლოვით, საკმაოდ ნაირგვარი შერევის უნარით.

მაგარ ხსნარებს უწყვეტი შერევით (იზომორფიზმი ყოველგვარი პროპორციით) იძლევიან კომპონენტების ასეთი წყვილები: HgS — $HgSe$ (სინგური-ტიმანიტი); CuS — $CuSe$ (კოველინი-კლოკმანიტი); $CoAs_2$, $NiAs_2$ (შმალტინი-კლოანტიტი); მიმქრალი მადნების ჯგუფი, ფორმულით $3(Cu_x, Ag_x, Fe)S \cdot (Sb, As)_2S_3$ და სხვ. უფრო ფართოდ არის გავრცელებული ბუნებაში ხსნარები შეზღუდული შერევით, ამათ ეკუთვნის წყვილები: FeS — ZnS ; CdS — ZnS ; $PbSe$ — PbS ; ენარგითი ($3Cu_2S \cdot As_2S_3$)—ფამატინიტი ($3Cu_3S \cdot Sb_2S_3$) და სხვ.

როგორც ცნობილია, იზომორფიზმი შალალი ტემპერატურების დროს უფრო სრულია, ვიდრე დაბალ ტემპერატურაზე. ამის გამო შიკროსკოპით მადნეული მინერალების გაკრიალებულ შლიფებში შესწავლა ხშირად გვიჩვენებს დაშლის სტრუქტურების არსებობას, რომელიც გამოწვეულია ტემპერატურის დაწვეით. რიგი ასეთი დაშლის სტრუქტურები შემჩნეულია, მაგალითად, ა. გ. ბეტეტინის მიერ: პიროტინი-პენტლადიტი, ქალკოპირიტი-პიროტინი, სფალერიტი-პიროტინი, სტანინი-სფალერიტი, გალენიტი-არგენტიტისთვის და სხვ. ზოგიერთი სისტემის ასახვა მოხერხდა ექსპერიმენტულად.

რიგ შემთხვევაში, როგორც ბეტეტინი აღნიშნავს, მადნეული მინერალების მიკროსკოპული შესწავლა გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ მუნებაში, გარდა ქეშმარიტი ხსნარებისა, ფართოდ არის გავრცელებული მაგარი ზოლები, რომლებიც წარმოშობილი არიან თხიერი ზოლების კრისტალიზაციის დროს. ამას ეკუთვნის, მაგალითად, ოქროს შემცველი პირიტი, სფალერიტი გალენიტის წვრილი ჩანართებით. როგორც ცნობილია, ამ წყვილების კომპონენტები ქეშმარიტ მაგარ ხსნარებს არ იძლევიან, რის გამო ამ შემთხვევაში შემჩნეული თანაფარდობა არ შეიძლება ახსნილი იყოს—როგორც მაგარი ხსნარის დაშლის პროდუქტი.

ჰიდროთერმალური ძარღვების ელემენტები შესაძლებელია დაეყოს რამდენიმე ჯგუფად. წამყვანსა და მთავარს შორის იქნებიან: S, Fe, Cu, Zn, As, Sb, Se, Ag, Sn, Pb, Co, Ni, Mo, Cd, Te, W, Au, Hg, Bi, U, F, H. პატარა მნიშვნელობა აქვთ Ga, Ge, პლატინის ჯგუფის ელემენტებს In, Re, Tl. გარდამავალი ადგილი უკავია Si, C, Mn. სხვა გეოქიმიური არეებიდან შეტაცებასთან დაკავშირებულია: K, Li, Be, Cl, Ca, Ba, B, Al, Mg, O, რომლებიც ზოგჯერ შეიძლება დიდი რაოდენობით შედიოდნენ (მაგალითად, Ca, Ba).

ქალკოფილური პროტესის დამახასიათებელ ელემენტებს განსაზღვრული ადგილი უკავიათ პერიოდულ სისტემაში, სახელდობრ: ცხრილის ქვედა მარცხენა ნაწილი. ატომურ მოცულობათა მრუდზე, მათ აგრეთვე განსაზღვრული ადგილი უკავიათ: ისინი მრუდის აღმავალ მხარეზე თავსდებიან.

ქალკოფილურების ჯგუფს ეკუთვნიან ატომები, რიგითი ნომრებით 29—34, 47—52 და 79—83, ე. ი. რომლებსაც პერიოდული ცხრილის შუა ადგილი უკავიათ.

დედამიწის ქერქში ქალკოკრისტალიზაციისათვის დამახასიათებელი ელემენტების კლარკები საერთოდ დაბალია: ჩვეულებრივ 10^{-3} % ქვევით. შედარებით დიდი რაოდენობით გამოირჩევა ვოგირდი (0,05%), ქალკოფილური ელემენტების დაბალი კლარკები, ალბათ, ერთი მხრივ დამოკიდებულია პერიოდულ სისტემაში მათი ადგილმდებარეობით (შედარებით შორს მის საწყისთან, რასთანაც საერთოდ დაკავშირებულია მათი გავრცელება კოსმოსში), მეორე მხრივ, დედამიწის ნივთიერების პირველად დიფერენციაციასთან, რომლის შედეგად, როგორც ფიქრობენ, ქალკოფილური ელემენტები დაგროვდნენ ეანგეულ-სულფიდურ გეოსფეროში და მათი მხოლოდ მცირე ნაწილი მოხვდა დედამიწის ქერქში.

გამოანგარიშება გვიჩვენებს, რომ ჰიდროთერმალტებისათვის დამახასიათებელი ატომების დაახლოებით 60% ეკუთვნის ლუწებს; კენტებზე მოდის 40%. დედამიწის ქერქის ან პროტოკრისტალიზაციის მონაცემებთან ამ რი-

ცხვების შედარება გვიჩვენებს, რომ საერთოდ ქალკოფილური პროცესი კენტი ატომების დაგროვებას იწვევს. ამ მხრივ ქალკოფილური პროცესი პეგმატიტურს გვაგონებს, სადაც კენტი ატომების დაგროვება კიდევ უფრო მეტად არის გამოვლინებული. ალბათ, საერთოდ ეს დაკავშირებულია კენტი ატომების მეტ მოძრაობასთან, მათი ლუწუ ელემენტებთან შედარებით თხევად ფაზაში დარჩენის ან აქროლად აირად შენაერთებში გადასვლის უნართან.

ქალკოკრისტალიზაციის თითქმის ყველა დამახასიათებელი ელემენტი, იონთა აღნაგობის მიხედვით, ეკუთვნის სპილენძის ტიპს, ე. ი. მათი ატომები იონიზაციის დროს გადადიან 18 ელექტრონიანი კონფიგურაციისაკენ. ასეთი იონებისათვის დამახასიათებელია დიდი ნათესაობა გოგირდისადმი, რის გამო ისინი, როგორც წესი, გვხვდებიან სულფიდური შენაერთების სახით.

ჰიდროთერმალური პროცესის შემთხვევაში, მარტივი იონების გარდა, ანგარიშის გაწევა გვიხდება რთული კომპლექსური ანიონების, ჩვენთვის არა მუდამ ნათელი შემადგენლობის დიდ რაოდენობასთან. ჩვეულებრივ ესენი არიან სულფანიონები As, Bi, Sb-თან და სხვ., რომლებიც გვხვდებიან, მაგალითად, მიმქრალ მადნებში.

ქალკოფილურ ელემენტთა იონიზაციის პოტენციალები გაცილებით მაღალია, ვიდრე კეთილშობილი აირების ტიპის იონები, ე. ი. პირველთა ელექტრონები უფრო მკიდროდ არიან დაკავშირებული, ვიდრე მეორეების. მაგალითად, იონიზაციის პოტენციალი (eV-ში) შეადგენს:

ერთი ელექტრონისთვის:

Cu	7,69	K	4,8
Ag	7,53	Rb	4,2
Au	9,19	Cs	3,9

ორი ელექტრონისთვის:

Zn	27,24	Ca	17,9
Cd	25,80	Sr	16,65
Hg	29,06	Ba	15,14
Pb	22,36		

ქალკოფილურ ელემენტთა ასეთ თავისებურებასთან დაკავშირებული არის მათი მისწრაფება ატომური მდგომარეობისადმი, იმ დროს, როდესაც კეთილშობილი აირების ტიპის ელემენტებს იონურ ფორმაში გადასვლის ტენდენცია აქვთ. შემდეგ ამასთანავე დაკავშირებულია: ზოგიერთი ქალკოფილური ელემენტის (განსაკუთრებით Au, Ag, Hg და ნაწილობრივ Cu და სხვ.) თვითნაბადი მდგომარეობა; მათი შენაერთების მეტალური ატომური შენება, დამახასიათებელი თვისებით და, შესაძლებელია, კონცენტრაციისადმი უნართ, რომელიც, საერთოდ რომ ვთქვათ, აქ გაცილებით უფრო ძლიერად არის გამოვლინებული, ვიდრე სხვა ტიპის იონებში.

ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობის შესახებ. დამტკიცებულად შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ ხსნარები, რომლებიდანაც გამოიყო ჰიდროთერმალური საბადოების მასალა, უმეტეს შემთხვევაში აღმავალი იყო.

ასეთი მტკიცების სასარგებლოდ ლაპარაკობს მრავალრიცხოვანი საბადოების მაგალითი, რომლებიც წარმოშობილი არიან ფოროვან ქანებში

(ქვიშაქვებში, კირქვებში და სხვ.) გაუვალი ფენების ქვეშ (ჩვეულებრივ ფიქლების). აქ სრულიად თავისუფლად შეიძლება დანახვა, რომ ეს წყალგაუვალი ქანები ქვევიდან მომავალი მადნების შემცველი ხსნარებისათვის საგუბრის როლს ასრულებენ, რომელთა აქეთ-იქით მიმოღვრა ხდებოდა და ამ ქანების შრეების ქვეშ გამდიდრებულ მადნულ ზონებს ქმნიდნენ.

ბუნებრივია, რომ სიღრმიდან ამოსული ხსნარები ცხელი იყო. პირველი მიახლოებით შეგვიძლია ვიფიქროთ, რომ რაც უფრო ღრმად ხდებოდა საბადოს წარმოშობა, მით უფრო ცხელი იყო ხსნარები, რომლებიდანაც ხდებოდა მადნეული და ძარღვის მინერალების გამოყოფა. დედამიწის ზედაპირის მახლობლად, ატმოსფერულ წნევისთან მიახლოებული, ტემპერატურები, ბუნებრივია, გაცილებით უფრო დაბალი იყო: 100°-მდე და უფრო ქვევით, მაშასადამე, ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობა წარმოებდა 400°-დან, ე. ი. წყლის ხსნარების კრიტიკული ტემპერატურიდან, თითქმის დედამიწის ზედაპირის საშუალო წლიურ ტემპერატურამდე. უფრო მაღალ ტემპერატურაზე, როდესაც წყალი, მიუხედავად წნევისა, რჩებოდა ორთქლად, ხდებოდა პნევმატოლიტური პროცესები; დაბალ ტემპერატურების დროს, რომლებიც უკვე დედამიწის ზედაპირისთვის არიან დამახასიათებელი, მიმდინარეობდნენ ჰიპერგენული პროცესები.

ბუნებრივია, რომ ჰიდროთერმალური საბადოები, რომლებიც წარმოშობილი არიან სხვადასხვა სიღრმეზე, ე. ი. სხვადასხვა ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებში, უნდა განსხვავდებოდნენ ერთმეორისაგან არა მარტო მორფოლოგიური ნიშნებით, არამედ ნივთიერი შემადგენლობითაც. ეს განსხვავება მართლაც შემჩნეულია, რამაც საფუძველი მისცა ჰიდროთერმალური საბადოების კლასიფიკაციის დროს დაეყოთ ისინი სამ ჯგუფად: ჰიპოთერმალურად, მეზოთერმალურად და ეპითერმალურად.

მადნეულ საბადოებზე სწავლების საკითხთა მნიშვნელოვან რიცხვს ეკუთვნის ჰიდროთერმალური ძარღვების მადნეული კომპონენტების წარმოშობის საკითხი. ნაირგვარი ჰიპოთეზები, რომლებიც ცდილობდნენ და ცდილობენ ამ კითხვაზე პასუხის გაცემას, შეიძლება დაყვანილ იქნან სამ ძირითად ჯგუფამდე. ერთნი ფიქრობენ, საბადოები წარმოიშვნენ მეტეორული წყლების მონაწილეობით, რომლებმაც ცირკულაციის პროცესში გამოტუტეს ქანებიდან მადნეული ელემენტები. მეორენი თვლიან, რომ ჰიდროთერმალური ძარღვების მინერალები გამოყოფილი იყო მაგმური წყლებით. მესამენი უშვებენ მადნეული ძარღვების წარმოშობას როგორც მეტეორული, ისე მაგმური ხსნარებიდან.

პირველ ჯგუფს ეკუთვნის, მაგალითად, ძველი ლატერალ-სეკრეციული ჰიპოთეზა. ამ თეორიას თავის დროზე ავითარებდა ზანდბერგერი, რომელიც თვლიდა, რომ მეტალბები ხსნარში ჩადიოდნენ გვერდითი ქანებიდან და მეტეორული წყლების მოძრაობის დროს გროვდებოდნენ დიდ ნაპრალებში, რომლებშიც წარმოებდა მადნის გამოყოფა. ასეთ უკიდურეს წარმოდგენაში საბადოების მეტეორული წარმოშობის შესახებ შეხედულებამ ბევრი მიმდევარი ვერ ჰპოვა, რადგან იდეალი იყო მის საწინააღმდეგოდ მრავალი საფუძვლიანი აზრის გამოთქმა.

გაცილებით უფრო დასაბუთებული იყო და ამიტომ მეტი პოპულარობით სარგებლობდა ხსნარების ღრმა მეტეორული ცირკულაციის შეხედულება. ამ ჰიპოთეზის მიხედვით, ცივი მეტეორული წყლები ჩადიოდნენ ქვევით, დედამიწის გამთბარ ნაწილებში, თანდათან თბებოდნენ და სხვადასხვა ქანიდან, რომლებიც გზაზე ხვდებოდნენ, ითვისებდნენ მეტალურ ელემენტებს. გამთბარ წყლებს, რომლებიც ხსნარში როგორც მეტალებს შეიცავდნენ, შეეძლოთ აღმავალი გამხდარიყვნენ: ამას განსაკუთრებით ხელს უწყობს მოქმედი მაგმის სითბო. ფიზიკური თვალსაზრისით ასეთი ცირკულაცია სავსებით მოსალოდნელია. მოცემული თეორია არც ქიმიური თვალსაზრისით ხვდება წინააღმდეგობას. ამჟამად სავსებით დამტკიცებულად შეიძლება ჩაითვალოს, რომ ყოველგვარი ქანები როგორც მაგმური, ასევე დანალექები ამა თუ იმ სახით (მინერალების, იზომორფული მინარევების, მიკროსკოპული მინარევების სახით და ა. შ.) მუდამ შეიცავენ მეტალური ქალკოფილური ელემენტების: სპილენძის, ტყვიის, თუთიის, ვერცხლისწყლის და სხვ. მცირე რაოდენობას.

მაგრამ ამ ჰიპოთეზას სერიოზული გეოლოგიური წინააღმდეგობანი ხვდება. აღწინააღმდეგობაა, რომლებიც ჩვეულებრივ მოჰყავთ მათ მოწინააღმდეგეებს.

1. თუ ცხელ მდნეულ ხსნარებს მეტეორულ წყლებად ჩავთვლით, რომლებიც გამდიდრებულია იმ ქანების მეტალებით, რომლებშიაც ისინი მიედინებოდნენ და მათი ამოსვლის მიზეზად ჩავთვლით ინტრუზიული ქანების სითბოს, რომელთა შორის ან მახლობლად ისინი გამოყოფდნენ მდნეებს, მაშინ უნდა მოველოდეთ, რომ ყველა ინტრუზიული სხული ამგვარადვე უნდა იწვევდეს ღრმა ცირკულაციას. სინამდვილეში ეს არ არის შემჩნეული. ჩვეულებრივ მდნეული ძარღვები რაიონის არა ყველა მაგმურ ქანთან არის დაკავშირებული, არამედ მხოლოდ განსაზღვრულ მათ სახეებთან.

2. ხშირად სხვადასხვა ტიპის მდნეები ზონალურად თავსდებიან მაგმური კერების ირგვლივ. ამგვარი ზონალობის ახსნა ძნელია მეტეორული თეორიის თვალსაზრისით, მაგრამ შეიძლება ავხსნათ, თუ ვალიარებთ, რომ გამაღნება დაკავშირებულია მაგმური კერის გაცივებასთან.

3. მრავალ ოლქში ერთნაირი შემადგენლობის მდნეული ძარღვები მოთავსებული არიან სხვადასხვა ქანებში და, პირიქით, ზოგჯერ ერთი და იგივე ქანში მოთავსებულია განსხვავებული ნივთიერი შემადგენლობის ძარღვები. ეს შეიძლება ავხსნათ მხოლოდ იმით, თუ დავუშვებთ, რომ მდნეული ხსნარების შემადგენლობა ამ რაიონში არ იყო დამოკიდებული ქანებზე, რომლებშიაც ისინი მიედინებოდნენ.

ჰიდროთერმალური ხსნარების მაგმური წარმოშობის თეორია გაცილებით უფრო თავისუფალია მსგავსი წინააღმდეგობებისაგან, რის გამო ამჟამად უფრო მეტად არის მიღებული. მაგრამ ზოგიერთი ძარღვული სულფიდური საბადოს წარმოშობა მეტეორული წყლების ღრმა ცირკულაციის ხარჯზე მაინც არ არის გამორიცხული, მსგავს გენეზისს აწერენ, მაგალითად, მისისიპის ხეობის ტყვია-თუთიის დიდ საბადოს, მისურის ტყვიის ჩაწინწყლულ მდნეებს და ა. შ. შესაძლებელია, რომ მსგავსი გენეზისი აქვს ზოგიერთ სხვა ჰიდროთერმალურ საბადოებსაც, რომელთა მაგმურ კერასთან კავშირის დადგენ-

არ ხერხდება: ასეთებია, მაგალითად, ვერცხლისწყლის საბადოები, ზოგჯერ აგრეთვე სტიბიუმის საბადოები.

საერთოდ რომ ვთქვათ, საბოლოო ანგარიშში ყველა მადნეული საბადოს წყაროს წარმოადგენს მაგმები, ისევე როგორც ყველა ქანები არა მარტო მაგმურის, არამედ მაგმური ქანებიდან წარმოშობილი დანალექი ქანების. მაგრამ განხილულ თეორიას მხედველობაში აქვს მხოლოდ ის საბადოები, რომლებიც წარმოშობილი არიან უშუალოდ მაგმური კერიდან გამოყოფილი ხსნარებიდან და რომლებმაც ვერაუღით გაიარეს პნევმატოლიტური აირადი სტადია.

საკითხს, მადნეული საბადოების ინტრუზივებთან კავშირის ხასიათის შესახებ, აქვს დიდი, არა მარტო თეორიული, არამედ პრაქტიკული მნიშვნელობაც: ამ საკითხის სწორად გადაწყვეტა აადვილებს ბევრი საბადოს ძებნას. თუ საკითხი კავშირის შესახებ სიღრმის (ენდოგენური) საბადოებისა, საკუთარ მაგმურ, ემანაციურ და ჰიდროთერმალურების (ობრუჩევის კლასიფიკაციის მიხედვით) ჩათვლით, მაგმურ მოქმედებასთან განსაკუთრებულ ექვს არ იწვევს, საკითხი ამ კავშირის ხასიათის შესახებ კი ამა თუ იმ კონკრეტულ ინტრუზივებთან რიგ შემთხვევებში ჯერჯერობით საკამათო რჩება.

ამ საკითხის შესახებ სხვადასხვა შეხედულება არსებობს, ხშირად ეს კავშირი განისაზღვრება საბადოების და ინტრუზივების სივრცობრივი ან ასაკობრივი სიახლოვის საფუძველზე. ზოგ შემთხვევაში ასეთი კავშირი ექვს არ იწვევს (მაგალითად, გრანიტული პეგმატიტებისათვის, კალისშემცველი გრეიზენებისათვის, კვარციანი ვოლფრამიტული ძარღვებისათვის და სხვ.), მაგრამ იგი არ შეგვიძლია ჩავთვალოთ დასაბუთებულად ყველა საბადოსათვის (მაგალითად, ეპითერმალური და მეზოთერმალურებისათვის). საწინააღმდეგო შეხედულება, რომელიც ფართოდ არის გავრცელებული საზღვარგარეთ (ა. ლოკი, პ. ბილინგსლეი და სხვ.), ლაპარაკობს მადნეული საბადოების სრული მოწყვეტის შესახებ მაგმური წარმონაქმნებისაგან, რომლებიც მოცემული მადნეული რაიონის აგებულებაში მონაწილეობენ, და უშეგებს, რომ მადნეული ხსნარები ზეღრმა ქერქის ქვეშა მადნეული მაგმის წარმოებულა, რაც, რასაკვირველია, აგრეთვე არ არის დასაბუთებული და უარყოფილია ბევრი კარგად ცნობილი ფაქტით. ცხადია, რომ ზოგადი სახით ყველა ენდოგენური საბადოების მიმართ ეს ორივე თვალსაზრისი მიუღებელია.

ცნობილი ფაქტების საფუძველზე საბადოს ინტრუზივებთან გენეტური კავშირის დამტკიცებულობის ხარისხის თვალსაზრისით შეგვიძლია საბადოთა სამი მთავარი ჯგუფი გამოვყოთ.

1. საბადოები, რომელთა გენეტური კავშირი ინტრუზივებთან უდავოდ დამტკიცებულია.

ასეთებია პლატინის და მისი ჯგუფის ელემენტების, ქრიმიტების, ცოტათი—მაგნეტიტების, სპილენძ-ნიკელიანი სულფიდების და სხვ. საბადოები, რომლებიც დაკავშირებული არიან განსაზღვრულ ფუძე და ულტრა-ფუძე ინტრუზივებთან; აპატიტების, ნიობაუმის, ცირკონის და იშვიათ მიწათა საბადოები—კონკრეტულ ტუტე ინტრუზივებთან; პეგმატიტების საბადოები—გრანიტულ და ტუტე ინტრუზივებთან.

2. საბადოები, რომელთა კავშირი უახლოესი ტიპის ინტრუზივებთან უდავოა, მაგრამ ამ ინტრუზივების კონკრეტულ წარმომადგენლებთან კავშირი ყოველთვის ერთმნიშვნელოვნად არ გადაწყდება.

ასეთებია კალისუმეცველი გრეიზენების, კვარციან-ვოლფრამიტული, კვარციან-ქასიტერიტული, ტოპაზ-ბერილიანი და სხვა ძარღვების მრავალი საბადო, რომლებიც დაკავშირებული არიან გრანიტულ ინტრუზივებთან და აგრეთვე რკინის, ვოლფრამის, მოლიბდენის და სხვა ელემენტების კონტაქტური საბადოები.

3. საბადოები, რომელთა კავშირი ინტრუზივებთან ნათელი არაა.

ამ ტიპს ეკუთვნის პოლიმეტალური მადნების მრავალრიცხოვანი მეზოთერმალური საბადოები კირქვებსა და ეფუზივებში, სკარნის ტიპის ბეკრი ტყვია-თუთიის საბადოები, ვერცხლისწყლის და სტიბიუმის ეპითერმალური საბადოები.

თუ არ შეიძლება დავადგინოთ გამადნების ახლო მდებარე ინტრუზივებსა და ეფუზივებთან პირდაპირი გენეტიკური კავშირი, მაგრამ შეიძლება დაფუძვით ეს კავშირი რაიონის ზოგად მაგმურ მოქმედებასთან, მაშინ შესაძლებელია ჩავთვალოთ, რომ როგორც რაიონის საბადოები, ისე მისი ზოგიერთი ინტრუზივი და ეფუზივი წარმოადგენს რალაც უფრო ღრმა მაგმური კერების ნაწარმს. თ. ა. ბილიბინმა კარგად დაარქვა კავშირის ამ ტიპს პარაგენეტული. ასეთი პარაგენეტული ჯავშირი ჩვეულებრივი უნდა იყოს მე-2 და მე-3 ტიპის საბადოებისათვის. კერძოდ, ასეთი კავშირი უნდა არსებობდეს პატარა ზომის ინტრუზივებსა და ოქროს და პოლიმეტალური მადნების მრავალრიცხოვან საბადოებს შორის.

დამტკიცებულად შეიძლება ჩაითვალოს, რომ მაგმურ მდნარში, ისეთ გავრცელებულ ლითოფილურ ელემენტებთან ერთად, როგორც არიან Si, Al, Ca, Mg ტუტეები და სხვ.; მონაწილეობს პერიოდული სისტემის ყველა ელემენტი, მხოლოდ, რასაკვირველია, სხვადასხვა რაოდენობით. ამრიგად წარმოებს დანაწიების შერეული ელემენტების დანაწილება, კერძოდ ჰიდროთერმალური და პნევმატოლიტური საბადოებისათვის დამახასიათებელი ქალკოფილური ელემენტების მოშორება ქანების შემქნელი ლითოფილური ელემენტებისაგან. დღესდღეობით ასეთი დანაწილების მექანიზმში მრავალ დეტალში ნათელი არ არის, მაგრამ მისი ძირითადი ნაკვეთები თანამედროვე მეცნიერებით, როგორც ჩანს, საკმაოდ სწორად ისახება.

ჰიპოთერმალური საბადოების უშუალოდ პნევმატოლიტურში გადასვლამ, რომელიც ხშირად მათ უშუალო დანაწილებას აძნელებს, და აგრეთვე ქალკოფილური ელემენტების ზოგიერთ ელემენტთან (განსაკუთრებით F, Cl-თან და სხვ.) ადვილად აქროლადი შენაერთების მოცემის უნარმა, იმ დასკვნამდე მიგვიყვანეს, რომ ჰიდროთერმალური ელემენტების მძიმე ელემენტები მაგმიდან გამოტანილი იყვნენ აირად ფორმაში, აქროლადი შენაერთების სახით წყლის ორთქლთან, ნახშირის მჟავასთან, გოგირდწყალბადთან ერთად და ა. შ.

მაგმური მდნარი წარმოადგენს ძნელად ლღობადი შენაერთების რთულ ნარევეს, 1000° ზევით ლღობის ტემპერატურით, და შედარებით ადვილად აქროლადი ნივთიერებისა, რომელთა კრიტიკული წერტილები დაახლოებით

500°-ზე და უფრო ქვევითაა. ლითოფილური ელემენტების (ქანების სახით) ქალკოფილურებიდან (პნევმატოლიტური და ჰიდროთერმალური საბადოების სახით) გამოყოფის პროცესი ძირითადად დაყვანილია ძნელად ლლობადი ნივთიერებისაგან აქროლადი ნივთიერების განთვისებაზე, რაც შეიძლება ახსნილ იქნას ტემპერატურის და წნევის დაწვეით.

ასეთი ახსნის ცდა თავის დროზე ჩატარებული იყო ნიგლის მიერ, რომელმაც მდნარის უმარტივესი შემთხვევისათვის, რომელიც შედგებოდა ერთი ძნელად ლლობადი და ერთი ადვილად აქროლადი კომპონენტისაგან, შეადგინა დიაგრამა, რომელსაც უნდა ეჩვენებინა ტემპერატურის და წნევის დროს ასეთი მდნარის ქცევა. თვით ნიგლი და რიგი სხვა მკვლევარებისა თვლიდნენ, რომ მის მიერ წარმოდგენილი სქემა ხსნიდა მაგმური და პოსტმაგმური პროცესების გენეტურ ნათესაობას: პეგმატიტურის, პნევმატოლიტურის და ჰიდროთერმალურის, და გარდა ამისა მდნარის გაცივების სიღრმესთან და ამ სიღრმესთან დაკავშირებულ გარეგან წნევისთან დაკავშირებით მაგმური ნივთიერების ევოლუციის ნაირგვარ მსვლელობას. ეს სქემა ფერსმანვა საფუძვლად დაუდო გრანიტული პეგმატიტების წარმოშობის თეორიულ ანალიზს. მაგრამ ნიგლის სქემა არ არის სრულყოფილი, რის გამო საყოველთაოდ აღიარებული არ იქნა.

უპირველეს ყოვლისა ეს სქემა მეტად ამარტივებს რთულ ბუნებრივ სისტემას და პრაქტიკულად დაჰყავს ის ორ კომპონენტამდე. გარდა ამისა, სქემა ვარაუდობს ადვილად აქროლადი კომპონენტების (ძირითადად წყლის) უსაზღვრო ხსნადობას მაგმურ მდნარში, რაც სერიოზულ წინააღმდეგობას იწვევს, და რაც დამყარებულია ჰორანსონის და სხვა მკვლევარების ექსპერიმენტულ მონაცემებზე: ამ მონაცემებმა დაგვანახეს წყლის მცირე ხსნადობა გრანიტულ მდნარში დიდი წნევის დროსაც კი. ზოგიერთი მკვლევარი აგრეთვე ექვობს ბუნებრივ ნაჯერ ხსნარებში კრიტიკული მოვლენების არსებობას (კორჟინსკი და სხვ.), და აგრეთვე წნევის იმ დიდ ცვალებადობას, რომელსაც მაგმური მდნარის ევოლუციის სხვადასხვა სტადიისთვის ვარაუდობს ნიგლი.

ნიგლის სქემა სერიოზულად გააკრიტიკეს საბჭოთა მკვლევარებმა. ასე, მაგალითად, ჩვენ უკვე მოვიხსენიეთ ა. ნ. ზაგარიცკის და ვ. ა. ნიკოლაევის შეხედულებები პეგმატიტების წარმოშობის შესახებ: ეს შეხედულება სულ სხვა საფუძველზეა აგებული, ვიდრე ნიგლის სქემა, და არსებითად უარყოფენ მის თვით უფრო მნიშვნელოვან დებულებებს.

დაკვირვებები არამალა ტემპერატურებსა და ჩვეულებრივი წნევის დროს აჩვენებენ, რომ რამდენიმე კომპონენტიანი სისტემები, რომელთა შორის არიან ადვილად აქროლადები და ძნელად აქროლადები, შეიძლება საესებით დაიყონ ადვილად აქროლადი კომპონენტების აორთქლების გზით. აქედან წარმოიშვა შეხედულება, რომ ძნელად აქროლადი კომპონენტების გადატანა აირად ფაზაში შეუძლებელია და შეიძლება შესრულდეს მხოლოდ ხსნარების სახით, ე. ი. თხევად ფაზაში. კერძოდ, ასეთი შეხედულება არსებობდა დედამიწის რეაქციების უმნიშვნელოვანესი კომპონენტის—სილიციუმის შესახებ.

მაგრამ, უკანასკნელი წლების ექსპერიმენტულმა გამოკვლევებმა, განსაკუთრებით ნ. ი. ხითაროვის, თ. ვ. სირომიატნიკოვის, და დ. ს. ბელიანკინის შრომებმა დაგვანახეს, რომ სილიციუმის, კალის, მოლიბდენის და სხვა მეტალების აირების სახით გადატანა შესაძლებელია საკმაოდ მაღალი ტემპერატურების და შესაბამისად მაღალი წნევების პირობების დროს.

ნ. ი. ხითაროვმა დაგვანახა, რომ 100° და უფრო მაღალი ტემპერატურების დროს და 1 ატმ-ზე მეტი წნევის დროს სილიციუმი გადაიტანება როგორც წყლის ორთქლში (წყლის კრიტიკული ტემპერატურის 374°-არემდე), ასევე წყლის აირში (ზეკრიტიკულ არეში) საესეებით საგრძნობი რაოდენობით, რომელმაც ძალიან იზრდება ტემპერატურის და წნევის გადიდებით.

გამოკვლევული ტემპერატურების და წნევის არეებისათვის ხითაროვის მიერ მიღებული იყო სილიციუმის შემდეგი შემცველობა (მგ-ში ორთქლის და აირის ერთ ლიტრზე):

$\frac{i}{p}$	100	200	300	400	450
$\frac{SiO_2}{SiO_2}$	< 1	16	87	165	359
		67	100		208

აგრეთვე ნაჩვენებია იყო, რომ ტუტეს მიმატება საგრძნობლად ზრდის წყლის ორთქლში და აირში სილიციუმის შემცველობას, იმ დროს, როდესაც მარილის ფოსფორის და ბორის მეთევების მიმატება მიგრაციაზე არსებითად არ მოქმედებს.

ამრიგად ეს გამოკვლევები გვიჩვენებენ, რომ სილიციუმის, კალის, მოლიბდენის და სხვა მეტალების რაღაც ნაწილი, მაღალი ტემპერატურების დროს, შეიძლება გადატანილ იქნას არა მარტო შესაბამისი ადვილად აქროლადი შენაერთების სახით, მაგალითად, ფტორიდების ან ქლორიდების სახით, არამედ უშუალოდ შენაერთების სახით, რომლებიც ჩვეულებრივ არააქროლადებად ითვლებიან.

ემზრობიან რა ამა თუ იმ თვალსაზრისს, მაგმის აქროლადი კომპონენტების სილიკატური მდნარიდან მოშორების მექანიზმს, ამჟამად თითქმის ყველა მეკვლევარი თანახმაა იმის, რომ ასეთი დაყოფა მაინც არსებობს, და რომ ჰიდროთერმალური საბადოები ძირითადად ხსნარების ხარჯზე წარმოიშებიან, რომლებიც ოდესღაც აირადი სტადიის გამოვლით დაკავშირებული იყვნენ მაგმურ მდნართან.

ამ სარკვევ საკითხთან დაკავშირებით აუცილებელია რამდენიმე შენიშვნა გავაკეთოთ.

ჯერ ერთი, თუ სხვადასხვა ჯგუფის ელემენტების სრული გამოყოფა ძნელია მიღწეულ იქნას ქიმიური ლაბორატორიების სპეციალურ პირობებშიაც კი, მით უმეტეს ძნელია ველოდეთ მაგმის ელემენტების სრულ დანაწილებას ბუნებრივ პირობებში. სხვა სიტყვებით, ნივთიერების ძირითადი მასიდან ჰიდროთერმალური და პეგმატიტური ძარღვებისთვის დამახასიათებელი, ქალკოფილური და იშვიათი ელემენტების ნაწილის გამოყოფის დროს ამ ელემენტების მეორე ნაწილი, ზოგჯერ მეტი რაოდენობით რჩება ლითოფილურ ელემენტებთან დაკავშირებული და უკანასკნელების მიერ შეიტაცება მათი კრისტალიზაციის დროს.

ამით აიხსნება ის ცნობილი ფაქტი, რომ ქანებში მუდამ ამა თუ იმ რაოდენობით შედიან ქალკოფილური და იშვიათი ელემენტები (ისევე, როგორც შედის პერიოდული სისტემის ყველა ელემენტი).

დაბეჭდვით შეიძლება ითქვას, რომ ქანებში სხვადასხვა ძვირფასი ელემენტის (კალის, ტყვიის, თუთიის, ოქროსი, ვერცხლისწყლის და ა. შ.) შეჯამებული რაოდენობა რამდენიმეჯერ მეტია, ვიდრე მდნეულ საბადოებში.

მაგრამ ეს ელემენტები ქანებში გაფანტულ მდგომარეობაში არიან და ტექნიკის თანამედროვე ეტაპზე საწარმოო მნიშვნელობა არა აქვთ.

მეორე მხრივ, რაც შეეხება ქალკოფილური ელემენტების გამოყოფის დროს, საჭიროა აღენიშნოთ შემდეგი. სავსებით დასაშვებია, რომ იმის მიხედვით, რამდენადაც წარმოებს მდნარიდან სილიციუმის, ალუმინის, კალციუმის და სხვა ელემენტების გამოყოფა, ნარჩენი სულ უფრო და უფრო მდიდრდება ქალკოფილური ელემენტებით. ბუნებრივია, მაშასადამე, ველოდეთ, რომ ჰიდროთერმალური და პნევმატოლიტური საბადოები უმთავრესად დაკავშირებული იქნებიან მაგმის საბოლოო დერივატებთან, ე. ი. მათ შეავესახეობებთან, განსაკუთრებით გრანიტებთან.

უმეტეს შემთხვევაში ეს ასეც არის. მაგრამ, არ შეიძლება უარყოფილ იქნას აქროლადი ფაზის მოშორების შესაძლებლობა მაგმის ევოლუციის უფრო ადრე სტადიებზე, მაგალითად, როდესაც მისი შემადგენლობა დიორიტს ან გრანოდიორიტს უახლოვდება: საჭიროა მხოლოდ, რომ აქროლადი ფაზის შინაგანი წნევა აღემატებოდეს გარეგანს, რაც სავსებით შესაძლებელია შესაბამისი ტექტონიკური პროცესების დროს, რომლებსაც შეუძლია შექმნან ღრმა ნაპრალები. ასეთ გარდამავალ მაგმებთან, როგორც მრავალი მკვლევარი ფიქრობს, არაიშვიათად დაკავშირებულია თუთიის, ტყვიის, დარიშხანის და სხვა მეტალების პოლიმეტალური მადნების საბადოები.

როგორც ჩანს, უფრო სწორი იქნება ვიფიქროთ, რომ აქროლად გამონახადებს შეუძლია გამოყოფა დიფერენციაციის მთელი პროცესის განმავლობაში, ე. ი. არა მარტო შეავე, არამედ ფუძე მაგმებიდანაც. ვინაიდან გამონახადის ბუნება ფუნქციონალურად დაკავშირებულია ტემპერატურასა და წნევასთან, რომლებიც იცვლებიან, რის გამო მათი არსებითად უწყვეტი გენეტური რიგი შეიძლება დაყოფილ იქნას რამდენიმე დამოუკიდებელ ჯგუფად — „ლონებად“.

ა. ე. ფერსმანი ქალკოკრისტალიზაციის ელემენტების ღონებად დანაწილების შემდეგ სქემას იძლევა (დაწყებული პნევმატოლიტური ფაზიდან 600° ტემპერატურით და ქვევით 50°-მდე).

I. Li, K, Mo, Sn, [W], Bi, [SiO₄]⁴⁻, [PO₄]³⁻.

(O) (S)

II. [W], As, Au, Fe, Zn, [SiO₄]⁴⁻, [CO₃]³⁻

III. Cu, Zn, Pb, As, Sb, [CO₃]²⁻, [SO₄]²⁻

IV. Pb, As, Au, Co, Ni, [As₂S₄]²⁻, [Sb₂S₄]²⁻

(Fe)

V. Sb, As, Hg, F.

(S)

I ტიპი—კალა-მოლიბდენ-ვოლფრამი — წარმოიშეება პნემატოლიტური პირობების დროს, II ტიპი—ოქროს—წარმოადგენს გარდაშეაღს, ვინაიდან I ტიპთან დაკავშირებულია W-ს საშუალებით, Zr-ის საშუალებით III ტიპთან. III და IV ტიპები პოლისულფიდურებია, ამასთანავე IV ტიპში სქარბობენ კომპლექსური იონები. V ტიპი ხასიათდება უფრო დაბალი ტემპერატურებით და წნევებით: აქ მინერალები გამოიყოფიან არადისოციირებული ხსნარებიდან (ამით აიხსნება Sb, Hg, As-ის სულფიდების გვიან გამოყოფა, მიუხედავად მათი კრისტალური მესრების შალალი ენერჯისა).

უკანასკნელ წლებში ს. ს. სმირნოვმა განსაკუთრებული ყურადღება მიაქცია ჰიდროთერმალური ხსნარების განსხვავებას, რაც დაკავშირებულია მაგმური კერის დიფერენციაციის სხვადასხვა ეტაპთან და შემოიტანა პულსაციის ცნება. ამრიგად, მან განავითარა და გააღრმავა ფერსმანის წარმოდგენა ელემენტთა დონეების შესახებ (დაწვრილებით ამის შესახებ იხ. ქვევით).

რასაკვირველია, ჰიდროთერმალური ხსნარების ქიმიური თვისებები პროცესის მსვლელობის განმავლობაში იცვლება. ეს ცვლილებები ჩვენთვის ჯერჯერობით დეტალებში ნათელი არ არის, მაგრამ, რასაკვირველია, ისინი ფრიალ ნაირგვარნი არიან, ვინაიდან დამოკიდებული არიან ხსნარების გარემომცველ ქანებთან ურთიერთქმედებაზე, რომელთა შემადგენლობა აგრეთვე შესაძლებელია ძალიან იცვლებოდეს.

ფართოდ გავრცელებული შეხედულებების (ბოუენის, ფენერის, ფერსმანის და სხვების) თანახმად, ისახება ჰიდროთერმალური ხსნარების შემადგენლობათა ცვალებადობის შემდეგი სქემა.

ვინაიდან პირველადი ხსნარები მდიდარი არიან ძლიერი ანიონებით (განსაკუთრებით F, Cl), ამის გამო აქვთ დაბალი pH სიდიდე და წარმოადგენენ მჟავებს, კალა-ვოლფრამის კომპლექსის მინერალები უპასუხებენ ხსნარის მჟავადობის ამ სტადიას. გადაადგილებასთან ერთად ხსნარები ნეიტრალდებიან გარემომცველი ქანებით, განსაკუთრებით კირქვებით, მერგელებით და სხვა კარბონატებით, და pH თანდათან იზრდება: წარმოიშეებიან ნეიტრალური ან სუსტი ტუტე ხსნარებიც კი. სულფიდები, რომლებსაც არ შეეძლოთ მჟავე ხსნარებიდან გამოყოფა, მათი ნეიტრალიზაციის დროს გამოიყოფიან და იძლევიან ტყვიის, თუთიის, სპილენძის და სხვა ტიპიურ ჰიდროთერმალურ საბადოებს. უფრო დიდხანს რჩება ხსნარებში ვერცხლისწყალი, სტიბიუმი და დარიშხანი. უკანასკნელნი, როგორც ამჟამად მათი სულფიდების წარმოშობაზე უშუალო დაკვირვებები გვიჩვენებენ (მაგალითად, სულფურ ბანკის და სტიმბოტ სპრინგსის საბადოები ამერიკაში), გამოიყოფიან ტუტე ხსნარებიდან, სადაც გოგირდოვან ტუტეებთან ერთად შედიან. ხსნარის ბუნების შეცვლა მელანდდება არა მარტო ერთი მადნეული მინერალის მეორე მინერალით შეცვლაში, არამედ აგრეთვე ძარღვის მინერალების შეცვლაშიც. SiO₂-ს ცვლის CaCO₃ და FeCO₃, B₂SO₄ და სხვ.

დასაწყისში მჟავე ხსნარების განეიტრალება, თუ გარემომცველი ქანები იქნებიან, მაგალითად, მეტამორფული ფიქლები, გნეისები და სხვა მსგავსი ქანები, ალბათ, იწარმოებს სუსტად. ფერსმანი ამით ხსნის მჟავე ინტრუზივების სწორედ ასეთ ქანებთან კონტაქტებში კალა-ვოლფრამის კომპლექსის არსებობას.

მაგრამ ჰიდროთერმალური პროცესის განვითარების ეს მწყობრი სქემა, რომელიც მიღებულია კრიტიკის გარეშე უმრავლესობა თანამედროვე მეკლევარების მიერ, მხედველობაში არ ღებულობს იმას, რომ ტუტე ხსნარებიდან გამოყოფილი ვერცხლისწყლის, სტიბიუმის და დარიშხანის სულფიდების ხსნადობა ნეიტრალურ ხსნარებში განსაკუთრებით მცირეა. გაუგებარი რჩება: თუ რატომ არ გამოიყო ეს სულფიდები თითქმის მთლიანად მკავე ხსნარების ნეიტრალიზაციის სტადიაში, როგორც გამოიყო, სქემის თანახმად, სხვა ელემენტების მრავალი სულფიდი.

ეს გვიძულებს ვივარაუდოთ ორი რამ: ან ის, რომ ხსნარები დასაწყისიდან ბოლომდე იყო ტუტე, ან ის, რომ ვერცხლისწყლის, სტიბიუმის და დარიშხანის სულფიდები დაკავშირებული იყვნენ განსაკუთრებულ ხსნარებთან და რომ ეს ხსნარები დამოუკიდებელი იყვნენ მთავარი ხსნარისაგან, რომელმაც სხვა ქალკოფილური ელემენტები მოიტანა.

როგორც ჩანს, ს. ს. სმირნოვის აზრი მაგმური პროცესების პულსაციური განვითარების შესახებ სწორ პასუხს იძლევა ამ სქემის საწინააღმდეგოდ წამოყენებულ აზრზე.

ჰიდროთერმალური პროგრესის მსვლელობაში სავსებით მკვეთრად ისახება ჟანგბადოვანი პოტენციის შემცირება: თითქმის მთელი ჟანგბადი იხარჯება უკვე პროცესის დასაწყისში SnO_2 , $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, ზოგჯერ Fe_2O_3 -ზე და სხვ. წარმოშობაზე, და პროცესები მიმდინარეობენ გოგირდწყალბადოვან, კარბონატულ და სულფატურ გარემოში.

რაც შეეხება წნევას, ის, ცხადია, პროცესის მსვლელობასთან ერთად ეცემა, ვინაიდან ხსნარები სიღრმიდან ზედაპირისაკენ ამოდიან.

ძირითადად ჰიდროთერმალური ძარღვების მინერალთა კრისტალიზაციის თანმიმდევრობა, პირობითად ერთგვაროვანი ხსნარიდან, უფრო ხშირად ასეთნაირად ისახება (ლინდგრენის, ემონსის, ნიგლის, ფერსმანის და სხვ. სქემების მიხედვით):

1. მოლიბდენიტი
2. პიროტინი
3. კასიტერიტი
4. ვოლფრამიტი
5. თეთნაბადი ბიპუტი
6. ბისმუტის კრიალა
7. შეელიტი
8. თეთნაბადი ოქრო I

9. არსენოპირიტი
10. პირიტი
11. ქალკოპირიტი
12. სტანინი
13. სფალერიტი
14. კალენიტი
15. Bi-ს სულფო-მარილები
16. Sb-ს სულფო-მარილები

17. As-ს სულფო-მარილები
18. ურანიტი
19. თეთნაბადი ოქრო II
20. ტელურიდები
21. ანტიმონიტი
22. რეალგარი
23. აურიპიკმენტი
24. სინგური

ეს სქემა სრულად არც ერთ საბადოში არ არის წარმოდგენილი; ცალკეულ საბადოებში შეიძლება მხოლოდ მისი ცალკეული რგოლების დანახვა; რიგ კონკრეტულ შემთხვევებში ის ირრევეა. მასში იდეალიზირებულია მხოლოდ ის კანონზომიერებანი, რომლებიც უფრო ხშირად გვხვდებიან. მაგრამ ეს აუცილებელია, ვინაიდან მინერალთა გამოყოფის თანმიმდევრობა იყოფება ფრიალ რთულ ფუნქციონალურ დამოკიდებულებებში რიგ ფაქტორებთან: მინერალთა კრისტალური მესრის ენერჯიის სიდიდესთან, ხსნარში ნივთიერების მდგომარეობასთან, ცალკეული ელემენტების კონცენტრაციასთან და ა. შ. ზოგიერ-

თი ამ ფაქტორთაგანი შეიძლება მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს ერთი საბადოდან მეორე საბადოზე გადასვლისას და ზოგჯერ მოცემულ საბადოს ფარგლებშიაც კი (მაგალითად, კონცენტრაცია).

ქალკოფილური მინერალების თანამგზავრებისათვის ასეთი თანამიმდევრობა ისახება.

1. ბიოტიტი	4. შუსკოვიტი	7. მდნობი შპატი	10. ბარიტი
2. ცინვალდიტი	5. ტოპაზი	8. კაობონატები	11. კაოლინიტი
3. ბერილი	6. კვარცი	9. სერიციტი	

მძიმე მეტალების სულფიდებში, როგორც ვიცით, ძლიერად არის გამოსახული იონთა პოლარიზაცია. ამასთან არის დაკავშირებული ფენობრივი მესრების წარმოშობა (MoS_2 -ში) და იონური მესრების გადასვლა ატომურში (უმრავლესობა სხვა სულფიდებში— PbS , ZnS , HgS და სხვ.). ატომური მესრების წარმოშობასთან არის დაკავშირებული სულფიდების მეტალური თვისებები: არაგამჟვირვალობა, მეტალური ელვარება, ელენის ვატარების უნარი და სხვ. სულფიდების ეს თვისებები, განასაკუთრებით ელგამტარიანობა გამოიყენება ძებნა-ძიების საქმეში გეოფიზიკური მეთოდების გამოყენების დროს (ელექტროძიება). სქემაში პროცესის მსვლელობასთან ისახება ქალკოფილურ ელემენტთა ვალენტობის შემცირება: ოთხ და ექვსვალენტოვან Mo , Sn , W -დან ორვალენტოვან Cu , Pb , Zn , Hg -კენ და სხვ. გადასვლა, თუმცა პროცესის დასასრულისაკენ ეს სქემა შეიძლება დაირღვეს და ნაკლებად დისოციირებული (ფერსმანის აზრით) ხსნარებიდან გამოიყოფიან სამვალენტოვანი Sb და As .

იონთა და ატომთა რადიუსები, პირიქით, პროცესის მსვლელობაში უმეტეს შემთხვევაში იზრდებიან: 0,68-დან Mo -ის და 0,74 Sn -ის 1,12 Hg -ის და 1,32-მდე Pb -ის.

კრისტალიზაციის მსვლელობაში ჯერ უმთავრესად გამოიყოფიან იონური და ატომური მესრები, შემდეგ—რთული სულფორმარილები, ბოლოს ნაკლებად დისოციირებული ხსნარებიდან— As , Sb და Hg ნახევრად მეტალური შენაერთები. ერთგვარი კანონზომიერება შეიმჩნევა ქალკოფილური ელემენტების თანამგზავრებშიაც: ჯერ გამოიყოფიან იონური მარტივი მესრები, მაგალითად, სილიკატები, SiO_2 , CaF_2 , შემდეგ მესრები კომპლექსური ანიონებით (CO_3)²⁻ და (SO_4)²⁻, ე. ი. კარბონატები და სულფატები.

როგორც უკვე აღნიშნული იყო, სულფიდების კრისტალიზაციის თანამიმდევრობა ძირითადად კრისტალური მესრების ენერჯიის შემცირებას თანხვდება, რაც დამაკმაყოფილებლად შეესაბამება გეოენერგეტიკულ თეორიას.

ა. ე. ფერსმანი პარაგენების შემცირებასთან დაკავშირებით ამ თანამიმდევრობის შემდეგ სქემას იძლევა (ანგარიშით 1 ატომზე):

მინერალი	პარაგენი	მინერალი	პარაგენი
მოლიბდენიტი	3,9	სფალერიტი	1,7
კასიტერიტი	3,7	კალციტი	1,5
ვოლფრამიტი	3,5	კომპლექსები	
არსენოპირიტი	3,3	Sb_2S_3 და As_2S_3 -თან	1,3—1,1
პირიტი	2,9	ვალენიტი	1,4
შველიტი	2,0	ფლუორიტი	0,9
ქალკობირიტი	2,4	ანტიმონიტი	0,7
		ბარიტი	0,7
		სინგური	0,7

ზოგიერთმა მკვლევარმა (კორდესი და სხვ.) ყურადღება მიაქცია მდნარებიდან და ხსნარებიდან სულფიდების გამოყოფის თანმიმდევრობის კავშირს მათი ორთქლის დრეკადობასთან: რაც უფრო დაბალია სულფიდის ორთქლის დრეკადობა, მით უფრო ადრე გამოიყოფა ის. ეს დამტკიცებული იყო ექსპერიმენტული გზით, მაგალითად, რკინის და სპილენძის სულფიდებისთვის, რომელთა ორთქლის დრეკადობა მატულობს ასეთი თანმიმდევრობით: კუბანიტი (CuFe_2S_3)—ბორნიტი (Cu_2FeS_4)—პირიტი (FeS_2)—ქალკოპირიტი (CuFeS_2)—კოველინი (CuS) და ამავე თანმიმდევრობით წარმოებს კრისტალიზაცია.

სულფიდების ორთქლის დრეკადობა დაკავშირებულია მათი კრისტალური მესრის მდგრადობასთან, ასე რომ, ორთქლის დრეკადობასთან კრისტალიზაციის თანმიმდევრობის კავშირი, ალბათ, გამოხატავს მხოლოდ კერძო შემთხვევას იმ საერთო კავშირისას, რომელსაც ამყარებს გეოენერგეტიკული თეორია.

მრავალი მკვლევარი (ემონსო, ფერსმანი და სხვ.) ხსნარებიდან განსაზღვრული თანმიმდევრობით მინერალების გამოყოფას უკავშირებს მაგმური კერის ირგვლივ. საბადოების ზონალურ განლაგებას. ეს ზონალობა მუდამ ნათლად არ არის გამოსახული, ხშირად, მოცემულ გეოლოგიურ პირობებთან დაკავშირებით, დარღვეულია მეორადი პროცესებით, მაგრამ ზოგჯერ ის საკმაოდ მკვეთრია. განსაკუთრებით თვალსაჩინოა ის, მაგალითად, კორნუოლის საბადოებში. თუ ვიგულისხმებთ, რომ მადნის მატარებელი ხსნარები სულ უფრო და უფრო შორდებიან მაგმურ კერას (ეს სავესებით ლოგიკურად გამომდინარეობს ჰიდროთერმალური ძარღვების წარმოშობის შექანიზმებზე რიგი მკვლევარების დაკვირვებიდან), მაშინ შეგვიძლია გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ კერის მახლობლად მოთავსდებიან მინერალები მაღალი პარაგენებით, და მისგან დაშორებით კი—მინერალები¹ დაბალი პარაგენებით. სინამდვილეში ეს ასეც არის შემჩნეული. კარგად არის ცნობილი, რომ, მაგალითად, მაგმური ბათოლიტის მახლობლად თავსდებიან მოლიბდენის, კასიტერიტის, ვოლფრამიტის საბადოები, უფრო შორს პოლიმეტალების (სფალერიტის, გალენიტის და სხვ.) საბადოები, კიდევ უფრო შორს—სტიბიუმის და ვერცხლისწყლის. ემონსო ეს კანონზომიერებანი საფუძვლად დაუდო საბადოების კლასიფიკაციას, სადაც სწორედ ხაზგასმულია უკანასკნელების ბათოლიტთან კავშირის სიახლოვე ან დაშორება.

კერიდან მანძილს ფერსმანი უწოდებს გეოქიმიურ გრადიანტს: ამ მანძილს ის სახლერავს სიღრმის მიხედვით, რომელზედაც შემჩნეულია ერთი მეტალის მეორეთი შეცვლა. ცხადია, რომ მოცემული იონისათვის გეოქიმიური გრადიანტის სიდიდე არ წარმოადგენს მულმივს და დამოკიდებულია სხვადასხვა პირობებზე: კერის წოლის სიღრმეზე, მისი გაცივების სისწრაფეზე მოცემული ოლქის გეოთერმულ გრადიანტზე და ა. შ.

ამრიგად, მრავალი მკვლევარი მადნეული საბადოების ზონალობაზე წარმოდგენას ამყარებს მეტალების შემცველი კერიდან მადნების შემცველი ხსნარების ზევით და გვერდით—უფრო დაბალი ტემპერატურის და წნევის ზონებში მოძრაობის დროს მინერალთა გამოყოფის თანმიმდევრობაზე. ამ თვალსაზრისის ნათელი გამოსახულება ჩვენ დავინახეთ ფერსმანის გეოენერგეტიკულ თეორიაში.¹

სინამდვილეში საქმე გაცილებით უფრო რთულადაა, ვიდრე ეს გამომდინარეობს ზონალობის თეორიის საერთო დებულებიდან. ასე, მაგალითად, ტემპერატურული ზონების მთელი სერია (დაწყებული მაღალიდან და გათავებული დაბალით) ბუნებაში არასოდეს არც ერთი მადნეული კვანძისთვის არ გვხვდება; შემჩნეულია მხოლოდ ცალკეული ზონები, ცალკეული რგოლები, და რიგი ზონებისა კი ჩვეულებრივ არ გვხვდებიან, გარდა ამისა, სიღრმესთან დაკავშირებით პირველადი მადნების ნივთიერი შემადგენლობის თანმიმდევრობითი შეცვლის მაგალითები, როგორც ამას თხოულობს თეორია, იმდენად მცირერიცხოვანია, რომ უფრო გამონაკლისს წარმოადგენენ, ვიდრე წესს. ასეთ გამონაკლისს კორნუელის საბადოების მაგალითი წარმოადგენს, სადაც სიღრმესთან ერთად სპილენძი თანმიმდევრობით იცვლება ვოლფრამით და კალით. გაცილებით უფრო ხშირად ძიების და ექსპლორაციის დროს, საბადოს ტიპი როგორც სიღრმეზე, ისევე მიმართებაზე ერთი და იგივე რჩება, უპასუხებს ემონსის რიგის ერთ-ერთ ზონას. ამის გამო ს. ს. სმირონოვა და ზოგიერთმა სხვა მკვლევარმა ბოლო ხანებში წამოაყენეს მაგმური კერის პულსაციური ქმედების ჰიპოთეზა. ნავარაუდევია, რომ მაგმური კერის გაცივების პროცესში და გაცივებასთან დაკავშირებულ დიფერენციაციის დროს წარმოებს შემადგენლობით ნაირგვარი აქროლადი ნახადების პულსაციური დაცილება და ყოველი ახალი პულსაცია იძლევა სხვადასხვა შემადგენლობის ხსნარის ახალ ულუფას.

ამგვარი გზით ხსნის ს. ს. სმირონოვი ერთიანი მაგმური კერიდან არა მარტო შემადგენლობით ნაირგვარი საბადოების წარმოშობას, არამედ ცალკეულ და მათ რიცხვში ტელესკოპირებულ საბადოებში მინერალთა სხვადასხვა გენერაციის ცვლასაც. ხსნარის ადრეული ულუფების მოძრაობის შედეგად არსებული ნაპრალები იყვებიან მადნეული მასალით, რის შემდეგ ხსნარების შემოსვლა წყდება. რამდენიმე ხნის შემდეგ, როდესაც წარმოიშებიან ახალი ნაპრალები ან ძელები განახლდებიან, ხელახლა წარმოებს ხსნარების შემოსვლა, მაგრამ ამ ხსნარების შემადგენლობა უკვე სხვა იქნება, ვიდრე პირველადი ხსნარების შემადგენლობა, და ამის შესაბამისად წარმოიშებიან სხვა მინერალები. ზოგჯერ ასეთი გზით წარმოშობილ მინერალთა გენერაციების რიცხვი, ზოგიერთი ავტორის აზრით, ექვსს და მეტსაც კი აღწევს.

მეორე მხრივ, რიგ შემთხვევაში შემჩნეული საბადოების ზოგჯერ მნიშვნელოვან სიერცხვე ერთგვაროვანი ნივთიერი შემადგენლობის ახსნისას, ს. ს. სმირონოვი დიდ როლს აწერს ეგრეთ წოდებულ „სპეციალიზირებულ ინტრუზივებს“ თითოეულისთვის განსაკუთრებული მინერალიზაციის ბუნებით. ამ თვალსაზრისით შეიძლება ვილაპარაკოთ რაიონებზე უმთავრესად კალა-ვოლფრამის მინერალიზაციით, სპეციფიკურად სპილენძის ან ოქროს რაიონებზე და ა. შ. ასეთი რაიონების მეტალოგენიის თავისებურებანი, ს. ს. სმირონოვის აზრით, შეიძლება უფრო ადგილად ავხსნათ სწორედ ინტრუზივების სპეციალიზირებული ბუნებით.

საბადოთა ზონალობის ახსნა, როგორც მეტალების შემცველ კერის პულსაციის შედეგისა, ექვს გარეშეა წარმოადგენს მნიშვნელოვან წინსვლას ემონსის ზონალობის ძველ თეორიასთან შედარებით. სამწუხაროდ, ნათელ პასუხს

ნიშნენლოვან კითხვაზე, რომელიც იჭრება ზონალობის შესწავლისას, სახელდობრ: თუ რატომ თავსდება მეტალების შემცველი კერის მახლობლად ემონსის რიგის უფრო მაღალტემპერატურაინი წარმომადგენლები (კალა, ვოლფრამი, მოლიბდენი და ა. შ.) და შორს მიდიან ამ რიგის უფრო გვიანი, დაბალტემპერატურაინი წარმომადგენლები (სპილენძი, ტყვია, თუთია და ა. შ.), პულსაციის ჰიპოთეზა ჯერ არ იძლევა.

იმისთვის, რომ გამოვხატოთ ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობის თეორიების არადამკმაყოფილებელი მდგომარეობა ამჟამად, მოვიყვანოთ კიდევ ერთი მაგალითი.

მკვლევარების უმრავლესობა, ხსნარებიდან მინერალთა გამოყოფის მთავარ მიზეზად თელის ტემპერატურის დაწვეას. ამაზე არის დამყარებული ჰიდროთერმალური საბადოების კლასიფიკაციები (ჰიპო—, მეზო— და ჰიპოთერმალური); ამაზე დამყარებული გეოენერგეტიკული თეორია. პრინციპულად, ეს როგორც ჩანს, მართებულია, მაგრამ ცალკეულ შემთხვევებში არ დასტურდება. ასე, მაგალითად, ტუტე გოგირდოვანი ხსნარებიდან ვერცხლისწყლის სულფიდის გამოყოფის, შემთხვევისთვის (ჩვეულებრივი წნევის დროს) ექსპერიმენტულად მოხერხდა დამტკიცება, რომ თავისთავად ტემპერატურის დაწვეა არ იწვევს ვერცხლისწყლის სულფიდის გამოყოფას, რადგან ამასთან მისი ხსნადობა მატულობს, სამაგიეროდ ვერცხლისწყლის სულფიდი ადვილად წარმოიშვება ტუტე ხსნარების ნეიტრალიზაციისას ან უბრალოდ მათი წულთ განზავებისას. სხვა სულფიდების მდგომარეობა, სხვადასხვა ბუნებრივ ხსნარებში, ჯერ გამორკვეული არ არის.

აქამდე, ხსნარებიდან ქალკოფილური ელემენტების გამოყოფაზე მსჯელობისას, ვუშვებდით, რომ ისინი აქ უმთავრესად შედიან იონების სახით. ეს მოსაზრება საფუძვლად უდევს ფერსმანის გეოენერგეტიკულ თეორიას, მაგრამ ამ თვალსაზრისის სისწორის აღიარებისას, არ შეიძლება უარყოფით ჰიდროთერმალურ ხსნარებში არადისოციირებული მოლეკულების და კოლოიდალური ნაწილაკების არსებობა.

ხსნარებში ელემენტთა მოპოვების ამ სამი ფორმის თანაფარდობა შეიძლება იცვლებოდეს იმასთან დაკავშირებით, თუ რომელი ელემენტი შედის ხსნარში, აგრეთვე გარეგანი ფიზიკურ-ქიმიურ პირობებისაგან, განსაკუთრებით ტემპერატურისაგან, pH და სხვ.

ამგვარად, კემიწა SiO_2 , რომელსაც მაღალი U ენერგია აქვს (დაახლოებით 3000 კალ), შეუძლია გამოიყოს ხსნარიდან არა მარტო მაღალი ტემპერატურების დროს, არამედ ძალიან დაბალის დროსაც კი, ე. ი. გაცილებით უფრო გვიან, ვიდრე ნაკლები U -ს მქონე მრავალი მინერალი. ეს თითქოს ეწინააღმდეგება პარაგენის თეორიას. მაგრამ, თუ დავუშვებთ, რომ მაღალი ტემპერატურების დროს SiO_2 ხსნარში უმთავრესად დისოციირებულ ფორმაში იმყოფება, და დაბალის დროს კი—უმთავრესად არადისოციირებული მოლეკულების სახით და კოლოიდალური ნაწილაკების სახითაც კი, რაც სავსებით შესაძლებელია, მაშინ პარაგენის თეორიის საწინააღმდეგო მოსაზრება შეიძლება აცილებულ იქნას. მართლაც, SiO_2 -ს მოლეკულარული ან კოლოიდალური ხსნარებიდან კრისტალიზაციის დროს, კრისტალური მესრის წარმოშობის

რეაქციის ენერგეტიკული ეფექტი ნაკლები იქნება, ვიდრე მისი ოინებიდან წარმოშობის შემთხვევაში, რადგან პირველ შემთხვევაში საჭირო იქნება დაიხარჯოს ენერგიის საკმაო რაოდენობა იმისთვის, რომ მოლეკულები ან კოლოიდალური ნაწილაკები გადაყვანილ იქნას იონურ ფორმაში. სხვანაირად რომ ეთქვას, იონებიდან მესრის წარმოშობის დროს გვექნება ენერგეტიკული ეფექტი U , მოლეკულებიდან და კოლოიდალური ნაწილაკებიდან — შესაბამისად $U-D$, სადაც D — დისოციირებული ნაწილაკების ხსენებული ენერგიაა.

არის საფუძველი ვიფიქროთ, რომ რიც შემთხვევაში ჰიდროთერმალური მინერალების წარმოშობა წარმოებს კოლოიდალური პროცესების მნიშვნელოვანი მონაწილეობით, ამაზე მივვიხილოთ უპირველეს ყოვლისა ზოგიერთი მინერალის კოლომორფული სტრუქტურები — დამრგვალებული, თირკმლისებრი ან სფერული ფარულად კრისტალური აგრეგატების ფორმებში. შემდგომი კრისტალიზაციის დროს კოლომორფული აგრეგატები ხშირად გადადიან ბოქვოვან ან ჩხირისებრ სტრუქტურებში, თუმცა შეუძლიათ წარმოშვან კრისტალთა ჩვეულებრივი დიდი აგრეგატები. ასეთ გამოკრისტალბულ კოლოიდებს მეტაკოლოიდებს უწოდებენ.

მეორე მოსაზრება, რომელიც გვაიძულებს ყურადღება მივაქციოთ ჰიდროთერმალურ პროცესებში კოლოიდალური ფაზის მნიშვნელობას, გამომდინარეობს მოლეკულარული და კოლოიდალური სახის სულფიდების განსხვავებული ხსნადობიდან: სულფიდთა ზოლების ხსნადობა გაცილებით უფრო მაღალია, ვიდრე მოლეკულების ან იონების. თუ დავეუფებთ ამა თუ იმ სულფიდთა ხშირად დიდი მასების წარმოშობას იონური ხსნარებიდან, საჭირო იქნებოდა დაგვეშვა, რომ ძარღვში გაიარა წყლის ისეთმა დიდმა რაოდენობამ, რომლის უშუალო დაკავშირება მის ბუნებრივ წყაროსთან — მაგმურ აუზთან ყოველთვის მოსახერხებელი არ იქნებოდა. პირიქით, სულფიდების მიგრაცია კოლოიდების სახით შედარებით ნაკლებ რაოდენობა წყალს მოითხოვს, იმავე ტემპერატურულ და წნევის პირობებში კოლოიდების გაცილებით მეტი ხსნადობის გამო.

თვლიან, რომ კოლოიდალური ფაზა შეიძლება გამოიარონ შემდეგმა მინერალებმა: თვითნაბადებმა Ag , As , Bi , გალენიტმა, სფალერიტმა, პირიტმა, მარკაზიტმა, ქალკოპირიტმა, ნიკელინმა, შმალტინმა, ფლუორიტმა, ჰემატიტმა, მანგანიტმა, ხისებრი კალის ქვამ, ქალცედონმა, ოპალმა, სილერიტმა, მაგნეზიტმა, დოლომიტმა, ბარიტმა და სხვ. ჰიდროთერმალურ ხსნარებში ზოლების წარმოშობა შეიძლება სხვადასხვა იყოს. უფრო შესაძლებელია, რომ ისინი ტემპერატურის და წნევის დაწევის დროს მოლეკულარული ხსნარებიდან წარმოიშევიან, და განსაკუთრებით კი სხვადასხვა შემადგენლობის ხსნარების ან ხსნარების და მაგარი ფაზის (მაგალითად, გვერდითი ქანების და ადრე წარმოშობილი მინერალების) ურთიერთქმედების ქიმიური რეაქციების დროს.

ლინდგრენი ეყრდნობა რა რიგი მკლევარების ექსპერიმენტებს, სულფიდების კოლოიდალური ზოლების წარმოშობისას დიდ მნიშვნელობას აწერს წყლის მოქმედებას $MeS \cdot Na_2S$ ტიპის ორმაგ სულფიდებზე, რომლებიც შეიძლება წარმოშობილი არიან მაგმების გაციეების დროს. სულფიდების Na_2S -სთან შელლობისას წარმოიშევიან ორმაგი მარილები საკმაოდ დაბალი ლობის ტემ-

პერატურებით. ასეთებია, მაგალითად, $PbS \cdot Na_2S$ (650°); $FeS \cdot Na_2S$ (660°); $ZnS \cdot Na_2S$ (620°); $Cu_2S \cdot Na_2S$ (560°). მსგავსი შედეგები იქნა მიღებული Na_2S -თან Ni , Co , Mo , As , Sb , Ag , Cd სულფიდების შელღობისას.

ჰიდროთერმალურ ხსნარებში Na_2S არსებობა, რაც უშუალო დაკვირვებით მტკიცდება (მაგალითად, სულფურ ბანკის და სტიმბოტ სპრინგსის ვერცხლისწყლის საბადოებში), საესებით შესაძლებელს ხდის იმ მოსაზრებას, რომ მაგმიდან აქროლადი შენაერთების სახით ქალკოფილურ ელემენტებთან ერთად შესაძლებელია გამოყოფილი იყვნენ აღნიშნული გზით წარმოშობილი სულფიდები ზოლების სახით.

იმ პირობების აღდგენა, რომლის დროსაც ხდებოდა ჰიდროთერმალური საბადოების წარმოშობა, განსაკუთრებით რთულ ამოცანას წარმოადგენს, რომელიც, როგორც ზემო ნათქვამიდან შეგვიძლია დავასკვნათ, დღემდე გადაუწყვეტილია.

შედარებით მნიშვნელოვანი შედეგები იქნა მიღებული იმ ტემპერატურების განსაზღვრაში, რომლის დროსაც წარმოებდა მინერალთა წარმოშობა ან გარდაქმნა. ბუნებრივ პროცესებში მინერალთა წარმოშობის ტემპერატურებზე მსჯელობისას ევრდნობიან ექსპერიმენტულად დადგენილ შემდეგ ფაქტებს:

1. წყლის კრიტიკული ტემპერატურა 374° შეადგენს.

2. მინერალთა პოლიმორფული მოდიფიკაციების გადასვლის ტემპერატურა, მაგალითად, α კვარცის β კვარცში (575°), კვარცის ტრილიმიტში (870°), კუბური ქალკოზინის რომბულში (91°); არგენტიტისა აკანტიტში (179°)-ისინი წნევასთან დაკავშირებით რამდენიმედ იცვლებიან.

3. ზოგიერთი მინერალის ლღობის ტემპერატურა, მაგალითად, თვითნაბადი ბისმუტის (271°) და რეალგარის (314°), მიგვითითებს მათი წარმოშობის ზედა შესაძლებელ ტემპერატურებზე, ამასთანავე, თუ იცვლება წნევა, ტემპერატურები რამდენიმედ გადაინაცვლებენ.

ტემპერატურების განსასაზღვრავად ნაკლებად საიმედოა ზოგიერთი მაგარი ხსნარის დაშლის წერტილები, და აგრეთვე ტემპერატურები, რის დროსაც ბელოვანურად მიიღებიან ესა თუ ის მინერალები.

ამ ბოლო წლებში ნ. პ. ერმაკოვის მიერ მინერალთა წარმოშობის ტემპერატურის განსასაზღვრავად გამოიყენებული იყო ახალი ორიგინალური მეთოდი, რომელიც დამუშავებულია მინერალებში სინგენეტური, თხიერი და აირადი ჩანარების შესწავლაზე.

უკვე დიდი ხანია ცნობილი იყო, რომ მრავალ მინერალში (კვარცში, ფლუორიტში, სფალერიტში და სხვ.) არის სითხის მიკროსკოპული და ზოგჯერ უფრო დიდი ჩანარები, რომლებიც შეიცავს აირების ამა თუ იმ ზომის ბუშტულებს. აირების ბუშტულების წარმოშობა შეიძლება აეხსნათ შემდეგნაირად. ჰიდროთერმალური ხსნარი ავსებდა ნივთიერების კრისტალიზაციის დროს წარმოშობილ პატარა სიცარიელებს; კრისტალური ნივთიერების ახალი ფენების დაზრდის დროს, ამ სითხის სრული იზოლაცია წარმოებდა. ტემპერატურის შემდგომი დაცემის დროს სითხე და კრისტალი კლებულობდა მოცულობაში, ამასთან, ცხადია, სითხე უფრო მეტად იკუმშებოდა, ეილრე-

მაგარი ნივთიერება, ე. ი. სიცარიელების მოცულობა. ამის შედეგად სიცარიელებში იქმნებოდა ვაკუუმი, როპელიც აირების ბუშტულების მომცემი სითხის ორთქლით ივსებოდა. აირის ბუშტულების მოცულობის შეფარდებითი ზომა სითხის მოცულობასთან შედარებით, ბუნებრივია, მით უფრო დიდი იყო, რაც უფრო დიდი იყო განსხვავება მინერალის კრისტალიზაციის ტემპერატურასა და დაკვირვების მომენტში მის ტემპერატურას შორის.

მინერალის გახურებისას, შეიძლება შევამჩნიოთ მასში მოთავსებული აირის ბუშტულების ზომის შემცირება მით სრულ მოსპობამდე: ამ მომენტში სითხე მთელ სიცარიელეს ავსებს. ფიქრობენ, რომ ამ მომენტის შესაბამისი ტემპერატურა იქნება მოცემული მინერალის წარმოშობის ტემპერატურა.

ამ მოვლენის შესასწავლად ერთაკოვმა დაამუშავა სპეციალური, ძალიან მარტივი თერმობატიკური ხელსაწყო ბინოკულარისათვის, რამაც საშუალება მისცა სხვადასხვა მინერალის კრისტალთა დიდი რიცხვისათვის დაედგინა წარმოშობის ტემპერატურა. ამგვარად მან იპოვა, რომ ოპტიკური მინერალების კულიკოლონის საბადოში ბარიტი კრისტალდებოდა 152—119° ფარგლებში, ფლუორიტი—136-დან 101°-მდე, კალციტი—108-დან 89°-მდე, და აურახმატის საბადოში ფლუორიტის სხვადასხვა გენერაცია კრისტალდებოდა 149—121° ფარგლებში. ჩატკალა და პსკემას სკარნების ისლანდიური შპატისთვის მიღებული იყო უფრო მაღალი ტემპერატურები: 195—275°.

ამ გამოკვლევებმა ერთაკოვს საშუალება მისცა რიც შემთხვევაში დაედგინა გამკვირვალე მინერალებში მოთავსებული ზოგიერთი სულფიდის წარმოშობის ტემპერატურის ქვედა დაახლოებითი საზღვარი. ამგვარად იყო დადგენილი ჰარვინსკის საბადოს სინგურისთვის ტემპერატურები 87-დან 93-მდე, მარგუზორის ანტიმონიტისთვის 106.

შევგიძლია იმედი ვიქონიოთ, რომ აღნიშნული მეთოდის ფართო გამოყენება და შემდგომი დაზუსტება საშუალებას მოგვცემს გადავწყვიტოთ გეოქიმიური პროცესების სხვადასხვა სტადიის ტემპერატურების მნიშვნელოვანი საკითხი.



ჰიპერგენული პროცესები

ჰიპერგენული (ზედაპირული) პროცესები დამახასიათებელია ჩვენი პლანეტის სულ ზედა ნაწილებისათვის. ისინი წარმოადგენენ ლითოსფეროს, ჰიდროსფეროსა და ატმოსფეროს რთული ფაზიკური და ქიმიური ურთიერთქმედების ერთობლიობას. აქ თავისებურ როლს ასრულებს თავისუფალი ენერგია და განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება კოლოიდურ პროცესებს. აქ და მხოლოდ აქ გეოქიმიური მიგრაციის ახალი ძლიერი ფაქტორის სახით მონაწილეობენ სიცოცხლის პროცესები და ადამიანის ტექნიკური მოღვაწეობის პროცესები.

ჰიპერგენული პროცესებისათვის განსაკუთრებით დამახასიათებელ ნიშანს, რომელიც ასხეავენ მას ყველა ზემოთ განხილული პროცესებისაგან, წარმოადგენს აქ მიმდინარე გეოქიმიური პროცესების ენერჯიის წყარო. აქ პირველხარისხოვანი მნიშვნელობა ენიჭება მზის სხივების ენერჯიას, რომელიც საზღვრავს ჰიპერგენულის ზონის ტემპერატურას, ქმნის ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს მოძრაობას, განსაზღვრავს ორგანულ სიცოცხლეს და ა. შ. ე. ი. საბოლოო ანგარიშში ამ ზონაში ელემენტების მიგრაციას წარმოადგენს.

თუ ზემოთ განხილული სიღრმის პროცესები უმთავრესად გამოწვეული იყვნენ ტემპერატურის დაწვეით, უფრო ნაკლებად წნევის დაწვეით ცოტად თუ ბევრად დახშული სისტემის ფარგლებში, ჰიპერგენულის ზონაში კი ელემენტთა მიგრაციის ერთი ფაზიდან მეორეში გადასვლის გამომწვევი ფაქტორების რიცხვი გაცილებით მეტია, თანაც, როგორც წესი, ეს ფაქტორები აქ მეტად არამულდმივია.

ჰიპერგენულის ფაქტორებს შორის გამოიყოფიან: 1) ტემპერატურა; 2) წნევა; 3) წყალბადის იონების კონცენტრაცია; 4) ენერჯიის პოტენციალი; 5) ნივთიერების კოლოიდური მდგომარეობა; 6) ორგანიზმები და მათი ცხოველმოქმედების პროდუქტები.

მიგრაციაზე მსჯელობისას ჩვენ დაწვრილებით ვეხებოდით პირველ ფაქტორებს, ამის გამო აქ მხოლოდ მოვიხსენიებთ მათ. სამაგიეროდ დაწვრილებით შეეჩერდებით ორ უკანასკნელ ფაქტორზე, რომლებიც განსაკუთრებულ მნიშვნელობას იძენენ სწორედ ჰიპერგენულის ზონაში და უკერძოობით სპეციალური განხილვის გარეშე დარჩნენ.

მოვიგონოთ «გრეთვე, რომ მიგრაციის ძირითად კანონებზე უველაფერი ზემოთ ნათქვამი ჰიპერგენული პროცესების მიმართაც გამოიყენება.

1. ტემპერატურა. ჰიპერგენიზის ზონის ტემპერატურის რხევის ამპლიტუდა შედარებით მცირეა—არა უმეტეს 160° (-75° -დან $+85^{\circ}$ -მდე) საერთოდ ამ ზონისათვის, ხოლო ერთი და იგივე ადგილისათვის მნიშვნელოვნად ნაკლებიც კი არის, მაგრამ ამ რხევების როლი აქ მეტისმეტად დიდია. ტემპერატურის რხევა ზოგჯერ საკმაოდ სწრაფად წარმოებს—რამდენიმეჯერ დღე-ღამის განმავლობაში: ისინი ამა თუ იმ კიმიური რეაქციების სისწრაფის შეცვლას იწვევენ (ოსტეალის პრინციპის მიხედვით 10° -ით ტემპერატურის შეცვლით დაახლოებით ორჯერ), ზოგჯერ კი მათ მიმართულებასაც კი ცვლიან. განსაკუთრებით ძლიერი, რეაქციის სისწრაფის ნახტომისებრი შეცვლა წარმოებს დაახლოებით 0° ტემპერატურის დროს, რომელიც შეესაბამება წყლის თხევადი მდგომარეობიდან მყარში გადასვლას: ამ შემთხვევაში ბუნებრივი რეაქციების მსვლელობა უსასრულოდ მცირდება. ამ თვალსაზრისით მუდმივი გაყინულობის ზონა კიმიური სიმშვიდის ზონას წარმოადგენს, სადაც, მაგალითად, ისეთი რეაქციებიც კი, როგორც ორგანული ნივთიერების გახრწნა, რაც ადვილად და სწრაფად წარმოებს ნორმალურ ტემპერატურულ პირობებში, ბოლომდე ვერ აღწევენ ათეული ათასი წლის განმავლობაში.

ტემპერატურები არა მარტო საზღვრავენ კიმიური რეაქციების სისწრაფეს, არამედ იწვევენ ნიადაგური ხსნარების მოძრაობასაც, წყლის და ზოგიერთი სხვა ადვილად აქროლადი შენაერთის და ელემენტის (მაგალითად, აირების, იოდის, ვერცხლისწყლის) მიმოქცევას, ე. ი. ელემენტების უშუალო მიგრაციას საზღვრავენ.

2. წნევა. ჰიპერგენიზის ზონაში წნევის რყევათა საზღვრებდა შეიძლება მივიჩნიოთ ატმოსფეროს წილადიდან ტროპოსფეროს ზედა ნაწილებისათვის 1000 ატმოსფერომდე ოკეანების უღრმესი ნაწილებისათვის. წნევის, როგორც გეოქიმიური ფაქტორის როლი, ალბათ, გაცილებით უფრო ნაკლებია, ვიდრე ტემპერატურისა, მაგრამ რიგ შემთხვევაში აუცილებელია ამ ფაქტორის მხედველობაში მიღება. აირების წონასწორობის კანონებიდან გამომდინარეობს, რომ გარეგანი წნევის შემცირება უნდა იწვევდეს ქანებიდან, მინერალებიდან და წყლიდან აირების გაძლიერებულ მიგრაციას. მართლაც, ეს დადგენილია He , CO_2 , O_2 და სხვებისათვის. აირების რაოდენობა კი ჰიპერგენიზის ზონის ამა თუ იმ ნაწილისათვის—ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი გეოქიმიური ფაქტორებთაგანია, რომლებიც რიგ შემთხვევაში კიმიური პროცესების მიმართულებას და სისწრაფეს საზღვრავს. ეს განსაკუთრებით ეხება ენგზადის და ნახშირორჟანგის რაოდენობას.

3. წყალბადის იონების კონცენტრაცია. ჰიპერგენული პროცესები მიმდინარეობენ რამდენიმე გეოსფეროს საზღვარზე, უმთავრესად წყლის ხსნარებში, რომელთა შემადგენლობა და მჟავიანობის ხარისხი ძლიერ იცვლება სივრცესა და დროში, და აქ განსაკუთრებით დიდ როლს pH ასრულებს. pH სიდიდე იცვლება 1-დან (ძლიერ მჟავე ხსნარებისათვის) 12-ის (ძლიერ ტუტე წყლებისათვის) ფარგლებში; ჩვეულებრივ ბუნებრივი ხსნარებისათვის pH მერყეობს 4-დან 9-მდე; $pH=7$ ახასიათებს ნეიტრალურ წყლებს. ცალკე-

ული შენაერთები (მაგალითად, ჟანგულები და ჰიდროქსიდები) ხსნარებიდან გამოიყოფიან pH-ის ზუსტად განსაზღვრული სიდიდის დროს. ამრიგად, თუ ვიცით გარემოს მჟავიანობა, შეგვიძლია წინასწარ განვსაზღვროთ, თუ რა შენაერთები გამოიყოფიან მისგან და რომლებიც დაჩრებიან ხსნარში, და პირიქით: გამოყოფილი შენაერთების ბუნება მიგვითითებს გარემოს pH-ზე, რომლისგანაც ეს შენაერთები გამოიყოფიან.

მოგვეყვას განზავებული ხსნარების pH სიდიდეები, მათგან ზოგიერთი ჟანგულის ჰიდროქსიდების გამოყოფის დროს:

Sn(OH) ₂	2	Pb(OH) ₂	6,0
Fe(OH) ₃ დაახლოებით	2,0	Ni(OH) ₂	6,7
Th(OH) ₄	3,5	Co(OH) ₂	6,8
Al(OH) ₃	4,1	Hg(OH) ₂	7,3
Zn(OH) ₂	5,2	Mn(OH) ₂	8,5—8,8
Cu(OH) ₂	5,4	Mg(OH) ₂	10,5
Fe(OH) ₂	5,5		

მაშასადამე, მაგალითად, ზღვის წყალში, სადაც pH=7—8, ელემენტები, რომელთა ჰიდროქსიდები გამოიყოფიან ნაკლები pH-ის სიდიდის დროს, არ შეიძლება შედიოდნენ ხსნარში მნიშვნელოვანი რაოდენობით და გამოიყოფიან შესაბამისი ჰიდროქსიდების სახით: ხსნარში დაჩრებიან მხოლოდ ის ელემენტები, რომელთა ჰიდროქსიდები გამოიყოფიან უფრო დიდი pH სიდიდის დროს, ე.ი. Mg, Ca, K, Na და სხვ. მანგანუმი აგრეთვე არ იქნება ხსნარში, რადგანაც Mn^{2+} იყვანება Mn^{4+} -ში, რომლის ჰიდროქსიდები გამოიყოფა მჟავე ხსნარებიდან.

ზუსტად ასევე, სულფიდური საბადოების დაქანგვის ზონაში ისეთი მიწერალები, როგორც მალაქიტი, ცერუსიტი და სმიტსონიტი, შეიძლება დაცულ იქნას იმ შემთხვევაში, თუ ხსნარების pH არ აღემატება 6, pH-ის ნაკლები სიდიდის დროს, ე. ი. უფრო მჟავე ხსნარებიდან ისინი არ გამოიყოფიან, ვინაიდან იწარმოებს მათი გახსნა.

ბუნებრივი ხსნარების მჟავიანობა, როგორც უკვე აღინიშნა, მეტად ცვალებადია: ის დამოკიდებულია გახსნილ ნივთიერებათა თვისებებსა და რაოდენობაზე, იმ მიწერალების ჰიდროლიზის მოვლენებზე, რომლებსაც ხსნარი ეხება, ხსნარის ტემპერატურაზე (ტემპერატურის ზრდასთან ერთად წყლის მჟავიანობა იზრდება) და ა. შ. განსაკუთრებით დიდ გავლენას pH-ზე ჰიპერგენულ წყლებში ახდენენ ორგანიზმები: მათი საშუალებით CO_2 -ს რეგულაცია წარმოებს წყლებში და ცხოველმოქმედების პროდუქტების სახით იძლევიან ნაირგვარ ორგანულ მჟავებს, აგრეთვე კარბონატებს, გოგირდწყალბადს და სხვა ნივთიერებებს, რომლებიც დიდ გავლენას ახდენენ ხსნარების pH-ის სიდიდეზე.

4. ე ა ნ გ ბ ა დ ის პ ო ტ ე ნ ც ი ა ლ ი. სიღრმის გეოქიმიური პროცესები, როგორც წესი, მიმდინარეობენ თავისუფალი ენგბადის გარეშე გარემოში. ჰიპერგენიზის ზონაში, პირიქით, თავისუფალი ენგბადი, როგორც ატმოსფეროს არსებითი ნაწილი შედის ჰიდროსფეროში აირის სახით გახსნილი და მოქმედებს როგორც მიგრაციის დამახასიათებელი ფაქტორი. თავისუფალი ენგბადის წარმოშობა უმკიდროესად არის დაკავშირებული მცენარეების სიცოცხლესთან, რომელთა ქლოროფილის მარცვლებში მზის ენერჯიის მოქმედებით წარმოებს CO_2 დაშლა. ლითოსფეროში სიღრმესთან ერთად თავისუფალი

ფალი ჟანგბადის რაოდენობა თანდათან კლებულობს (კლებულობს ჟანგბადის პოტენციალი). ამის გამო შეიძლება ვილაპარაკოთ ჟანგბადის არსებობის რა-
ლაც ქვედა საზღვარზე—ჟანგბადის ზედაპირზე, რომლის ზევით უმთავრესად
იწარმოებენ დაჟანგვის პროცესები, ქვევით კი—აღდგენის პროცესები. ჟანგბა-
დის ზედაპირის სიღრმე—ცვლადი სიდიდეა, რომელიც დამოკიდებულია გრუნ-
ტის წყლების დონის მდებარეობაზე, ქანების გამტარიანობაზე, ტექტონიკაზე
და რიგ სხვა მიზეზებზე და მერყეობს რამდენიმე სანტიმეტრიდან 1 კილომეტ-
რამდე და მეტ ფარგლებშიც.

ძირითად როლს თავისუფალი ჟანგბადი ასრულებს დაჟანგვის პროცეს-
ში. ამასთან ელემენტები, რომლებსაც შეუძლიათ თავისი ვალენტოვნების შეც-
ვლა (მაგალითად, რკინის ოჯახის ელემენტებს); დაბალი ვალენტობის ელე-
მენტები გადადიან უფრო მაღალი ვალენტობის იონებში; არაჟანგბადოვანი
შენაერთები (მაგალითად, სულფიდები) გადადიან ჟანგბადოვან შენაერთებში
(სულფატები, კარბონატები და ა. შ.).

ჟანგბადის პოტენციალი აგრეთვე დიდ გავლენას ახდენს ამა თუ იმ შე-
ნაერთების ხსნარებიდან გამოყოფის თანმიმდევრობაზე. ამგვარად, ჩვენ უკვე
აღვნიშნეთ, რომ ოთხვალენტოვანი მანგანუმის ჰიდრატი გამოიყოფა უფრო
მუავე ხსნარებიდან, ვიდრე ორვალენტოვანის ჰიდრატი. ზუსტად ამგვარადვე
 $Fe(OH)_3$ გამოიყოფა უკვე $pH=3$ დროს, ე. ი. ტრაფის მუავე წყლებიდან, იმ
დროს, როდესაც $Fe(OH)_2$ რჩება ხსნარში, ვიდრე $pH=5,5$ -ს მიაღწევს (მდი-
ნარის წყალი).

მაშასადამე, ჟანგბადის დაბალი პოტენციალის პირობებში რკინა იქნება
ქვეჟანგის სახით და ხსნარებში ადვილად იმორძავენს, ჟანგბადის მაღალი
პოტენციალის დროს კი ის გადავა ჟანგის ფორმაში, ე. ი. ნაკლებად მოძ-
რავი იქნება და გამოიყოფა მაგარ ფაზაში. სწორედ ამგვარად, ჟანგბადის
დამჟანგველი მოქმედების დროს, ყოველწლიურად დედამიწის ზედაპირზე გა-
მოიყოფა რკინის და მანგანუმის დიდი რაოდენობა.

თუ რკინა და მანგანუმი ილექება ჟანგბადის მაღალი პოტენციალის
ადგილებში, და ჟანგბადის დაბალი პოტენციალის ადგილებში გადადის ხსნა-
რებში, სხვა ელემენტები პირიქით იქცევიან: ასეთებია, მაგალითად, ვანადიუმი
და ქრომი. პირველად ქანებში, სადაც ვანადიუმი სემვალენტოვანია და იზო-
მორფულია რკინასთან, ისინი ერთად გვხვდებიან. დაჟანგვის დროს ვანადიუმი
გადადის ხუთვალენტოვან აქტიურ, ადვილად მოძრავ ფორმაში, და ჟანგბადთან
ქმნის კომპლექსურ ანიონს $(VO_4)^{3-}$ და აქედან რკინის და ვანადიუმის
ჯგუფი იცვლებიან. ვანადიუმს ადვილად მოძრავ ფორმებში მიგრირება შეუძ-
ლია, და ზოგჯერ მისი დალექვისათვის ხელსაყრელ პირობებში შეუძლია მო-
გვცეს მნიშვნელოვანი კონცენტრაციები: ასეთია, მაგალითად, ურანო-ვანა-
დატების კარგად ცნობილი საბადოები.

ნივთიერების კოლოიდური მდგომარეობა

ჰიპერგენეზის ზონაში განსაკუთრებულ განვითარებას იძენენ კოლოიდები,
რომლებიც დედამიწის ქერქის მსგავსად გარს ეკვრიან ჩვენს პლანეტას. მაგარი,
თხევადი და აირადი ფაზების რთული ფიზიკური და ქიმიური ურთიერთ-

დამოკიდებულება, რომლებიც გამოწვეულია ელემენტთა მიგრაციის ძირითადი ფაქტორების ცვალებადობით, სწორედ ამ ზონაში ქმნიან ნივთიერების მაღალდისპერსიული მდგომარეობის ფორმების შესაქმნელად განსაკუთრებით ხელსაყრელ პირობებს.

კოლოიდურ ნაწილაკებს აქვთ 10^{-6} — 10^{-7} სმ (1000 — 10Å); მათ ულტრამიკრონებს უწოდებენ. და მათი გამორჩევა მხოლოდ ულტრამიკროსკოპის საშუალებით შეიძლება. უფრო დიდი ნაწილაკები უკვე უხეშ დისპერსიულ სისტემებს ეკუთვნიან; მათი დანახვა ჩვეულებრივი მიკროსკოპით შეიძლება. ნაწილაკები 10^{-7} სმ (10Å) დიამეტრის მოლეკულარულ ან იონურ-დისპერსიულ სისტემებს (მოლეკულარული და იონური ხსნარები) ეკუთვნიან. ამ კლასიფიკაციიდან გამომდინარეობს, რომ ნივთიერების კოლოიდური ფაზა წარმოადგენს გარდამავალს კრისტალურ მდგომარეობასა და კეშმარიტ ხსნარებს შორის. კოლოიდურ ნივთიერებათა მიღების მეთოდები ადასტურებენ, რომ მკვეთრი საზღვარი ამ ფორმებს შორის არ არის, ე. ი. კოლოიდური ფორმა ნივთიერების ისეთივე ნორმალური მდგომარეობაა, როგორც სხვა ორი. დისპერსიული ფაზა შემადგენლობით შეიძლება არაორგანული და ორგანული იყოს. დისპერსიული არე, რომელიც გამხსნელს შეესაბამება, უმთავრესად არის წყალი.

კოლოიდური ნაწილაკების ზომა რიგ მათ თვისებებს განსაზღვრავს. ასეთი ნაწილაკები არ გადიან ცხოველურ ტიხრებში, მაგრამ გადიან ჩვეულებრივ ფილტრებში, გაცილებით ნაკლებად დიდფენდირებენ, ვიდრე მოლეკულარული ხსნარები, მათში გამავალ სინათლეს ფანტავენ (ტინდალის მოვლენა), რაზეც დამყარებულია ულტრამიკროსკოპის აგებულება. კოლოიდურ ხსნარებს ჩვეულებრივ ზოლებს უწოდებენ; თუ დისპერსიულ გარემოს წარმოადგენს წყალი (ჩვენთვის უფრო საინტერესო შემთხვევა), მაშინ იქნება ჰიდროზოლები. აკრისა და ზოლების გამოყოფის დროს (კოაგულაცია) წარმოიშებიან გელები (წყლის ხსნარების შემთხვევაში—ჰიდროგელები).

კოლოიდური ნაწილაკების ორ თვისებას განსაკუთრებით დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს: ჯერ ერთი, ნაწილაკის დამუხტვა და, მეორე, მოცულობასთან შედარებით ზედაპირის დიდი სიდიდე. კოლოიდური ნაწილაკების მუხტის სიდიდის აღმოჩენა ადვილია ხსნარში ელექტროდენის გატარებით: ამ დროს, ნაწილაკები, მათი დამუხტვის ნიშანთან დაკავშირებით, გადაადგილდებიან და გამოიყოფიან ამა თუ იმ ელექტროდზე (ელექტროფორეზი). ერთი და იგივე კოლოიდის ყველა ნაწილაკის დამუხტვა ერთი და იგივეა, ამის გამო ნაწილაკები ურთიერთ განიზიდებიან და ატივტივებულ მდგომარეობაში რჩებიან. კოლოიდური ნაწილაკების ნიშანი შეიძლება იცვლებოდეს ერთი გამხსნელიდან მეორეზე გადასვლის დროს, და აკრეთვე მთავე გარემოს ტუტეზე შეცვლის დროს ან პირიქით.

დადებითები

Fe(OH)₃ Ti(OH)₄
Al(OH)₃ Zr(OH)₄
Cr(OH)₃ Ce(OH)₄
Cd(OH)₂

უარყოფითები

თიხვანი კოლოიდები
ჰუმუსოვანი ნივთიერებები
SiO₂ Sb₂O₃
MnO₂ PbS და სხვა
SnO₂ სულფიდები
V₂O₅ S
As₂S₃ Au, Ag, Pt

ჩვენ ვხედავთ, რომ ჰიპერგენეზის ზონაში უფრო მეტად გავრცელებულ კოლოიდებს, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ და $\text{Al}(\text{OH})_3$ გარდა, აქვთ უარყოფითი დამუხტვა და ამის გამო ხსნარიდან კათიონების სორბირების უნარი აქვთ. რიგი ელემენტების ისტორიისათვის ამას ფრიად დიდი მნიშვნელობა აქვს.

კოლოიდური ნაწილაკების დამუხტვა შეიძლება წარმოიშვას სხვადასხვა, მაგრამ უფრო ხშირად ორი გზით:

1. თუ დისპერსიული ფაზა წარმოშობილია კომპლექსური ან მაღალმოლეკულარული ნივთიერებებით, რომლებიც დისოციირებენ ხსნარში, მაშინ კოლოიდური ნაწილაკის დამუხტვა ფაქტიურად იონის დამუხტვა იქნება, ხოლო იონი თავისი სიდიდით წარმოდგენილია როგორც ულტრაამიკრონი.

2. უფრო ხშირად დამუხტვა წარმოიშევა იონთა ადსორბციის შედეგად. მაგალითად, Fe_2O_3 ნაწილაკი Fe^{3+} იონის ადსორბციას ახდენს, რის შედეგად თვით დადებითად იმუხტება და $[\text{Fe}_2\text{O}_3]_0 \cdot \text{Fe}^{\dots}$ სახეს იღებს.

კოლოიდებს მეტად დიდი ხედრითი ზედაპირი აქვთ, რომელიც, როგორც კარგად არის ცნობილი, ძლიერ მატულობს ნივთიერების დისპერსიულობის ზრდასთან ერთად.

ხედრითი ზედაპირი კოლოიდური ნაწილაკებისათვის $1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-7}$ სმ სიდიდის ათასი და მილიონჯერ უფრო დიდია, ვიდრე შეუიარაღებელი თვალით ხილული კრისტალებისათვის. მაშასადამე, კოლოიდების შემთხვევაში უნდა მოველოდეთ ნივთიერების ზედაპირულ მდგომარეობასთან დაკავშირებული ძალების განსაკუთრებით მკვეთრ გამოვლინებას. განსხვავებით მსხვილი დისპერსიული კრისტალური სისტემებისაგან, სადაც იონების მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი იმყოფება ზედაპირულ ფენაში და რომლებიც არასაკმაოდ გაწონასწორებულია, ასეთი იონების რიცხვი კოლოიდურ სისტემაში ძლიერ მატულობს და მათი თავისებურება იმდენად მკვეთრად არის გამოვლინებული, რომ შესაძლებელია ადვილად იქნენ აღმოჩენილი და გაზომილი.

ზედაპირული ძალების მოქმედებას საკიროა უპირველეს ყოვლისა მივაწეროთ ადსორბციის მოვლენები, რომლებიც მოკლედ ზემოთ მოვიხსენიეთ. ადსორბციას უწოდებენ კოლოიდური ნივთიერების (ადსორბენტის) მიერ ხსნარიდან იმ ნივთიერებების (ადსორბიტების) შთანთქმას, რომლებიც ამცირებენ მოცემული კოლოიდის ზედაპირულ ენერგიას. ადსორბციისაგან—ზედაპირული ფენის მიერ შთანთქმისაგან, პრაქტიკულად ძნელი გასარჩევია ასორბცია—ნივთიერების შთანთქმა სორბენტის მთელი მასის მიერ. ამის გამო უფრო მოსახერხებელია ყველა ამ მოვლენის გაერთიანება ერთი საერთო ტერმინით—სორბცია. სორბციის მიზეზები მდგომარეობენ იონთა ელექტროსტატიკური კავშირების უჯვრობაში. სორბირება წარმოებს შექცევითი ელექტრული ნიშნის მქონე იონების, ე. ი. უარყოფითი კოლოიდები შთანთქამენ კათიონებს, დადებითი კოლოიდები—ანიონებს. სორბციის მოვლენები დეტალურად შესწავლილია ხელოვნურ პროლუქტებზე ფიზიკო-ქიმიკოსების მიერ. ბუნებრივი ობიექტებისათვის ეს მხარე საკმაოდ გაშუქებული არ არის, მაგრამ დადგენილია რიგი ფაქტები, რომლებიც ადასტურებენ ამ მოვლენის ფართო გავრცელებას ბუნებაში.

შეიძლება მრავალი მაგალითი მოვიყვანოთ ბუნებრივი კოლოიდური სისტემების მიერ კათიონების და ანიონების სორბირების შესახებ. გელები წარმოიშებიან ზოლებიდან მათი კოაგულაციის საშუალებით, ამასთან უფრო ხშირად აწარმოებენ ელექტროლიტის იონის სორბირებას.

ძალზე ძლიერადაა გამოსახული მანგანუმის ეანგის უარყოფითად დამუხტული კოლოიდების სორბციული თვისებები. ლიტერატურული მონაცემებით ცნობილია ანალიზები მანგანუმის მადნების, რომლებმაც გამოიარეს კოლოიდური ფაზა. ამ მადნებში დადგენილია 40-მდე ქიმიური ელემენტი, რომელთა უმრავლესობას აკავშირებენ სწორედ სორბციის პროცესებთან. ასეთებია, მაგალითად, K, Ba, Ni, Co, Cu, Zn, Hg, Au, W და მრავალი სხვა კათიონი. ამ სორბირებული კათიონების მინარევი იმდენად დიდია, რომ შესაძლებელია მანგანუმთან ერთად წარმოადგენდნენ პრაქტიკულ ინტერესს (განსაკუთრებით Ni და Co). ზოგიერთი ელემენტის მიმართ სორბციული თვისებები კარგად არის გამოვლინებული თიხებში. თიხოვანი კოლოიდური ნივთიერებებმა უარყოფითი დამუხტვის მატარებლები არიან და მანგანუმის მადნების მსგავსად კათიონების სორბირებას აწარმოებენ. ამასთანავე შემჩნეულია შერჩევითი სორბირების მოვლენები, რომლებიც იმაში მდგომარეობენ, რომ თიხოვანი ნივთიერებები ხსნარებიდან ითვისებენ K და NH_4 (და აგრეთვე Rb და Cs) მნიშვნელოვან რაოდენობას, მაგრამ თითქმის სრულიად არ იტაცებენ Na-ს. ამის გამო ნატრიუმი აღწევს ზღვის აუზებს, სადაც წარმოებს მისი კონცენტრაცია.

კალიუმის და ამონიუმის შერჩევით სორბირებას თიხოვანი კოლოიდების მიერ, რომლებიც ნიადაგების მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენენ, მეტად დიდი მნიშვნელობა აქვს მიწათმოქმედებისათვის.

რიგ შემთხვევაში კალიუმის სორბირებით ხსნიან ჰიდროქსიდური პროცესების დროს თიხებში ალუნიტის და კალიუმის იაროზიტის წარმოშობას. დამტკიცებულია აგრეთვე, რომ თიხებს შეუძლია Pt, Ag, Au, V, Hg და რიგი სხვა მძიმე მეტალების სორბირება. ამ ბოლო დროს დაწვრილებით არის შესწავლილი ნონტრონიტების მიერ რიგი კათიონების სორბირება (ი. ი. გინზბურგი და ა. ი. პონომარევი).

უფრო მეტად არის შესწავლილი სორბციის მოვლენები ნიადაგებში, მხოლოდ ამ საკითხის განხილვა ამ წიგნის ფარგლებს სცილდება.

სორბირების სხვა მაგალითებიდან შეგვიძლია აღვნიშნოთ: As, V და P-ს შთანთქმა რკინის ეანგის ჰიდრატების კოლოიდების მიერ (აქ დადებითი კოლოიდები შთანთქამენ ანიონებს); კაემიწის ჰიდროზოლების მიერ რადიოაქტიური ელემენტების შთანთქმა, რაც დიდი ხანია დამტკიცებულია ექსპერიმენტულად და დადასტურებულია იელსტონის ნაციონალური პარკის წყაროებში გეიზერიტის გამოკვლევებით.

სორბირების მოვლენას შეიძლება დიდი როლი ეკუთვნოდეს ზოგიერთი საბადოს გენეზისში. ასე, მაგალითად, დამტკიცებულია, რომ კოლინს შეუძლია $CuSO_4$ სუსტი ხსნარებიდან თითქმის მთლიანად შთანთქას სპილენძი. ამასთანავე სპილენძის კონცენტრაცია კოლინში შეიძლება 0,8%/მდე აღწევდეს (საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ სპილენძის კოლოიდური სულფიდი, რო-

გორც კაოლინის მსგავსად დამუხტული, უკანასკნელის მიერ არ სორბირდება). გამოირჩეული არ არის, რომ შესაფერის პირობებში ასეთი გზით ტბების დახშული აუზების ფსკერზე წარმოშობილიყო ურალის დასავლეთი ფერდობის პერმული სისტემის სპილენძის ჰორიზონტების მსგავსი სპილენძის საბადოები. აგრეთვე სავსებით გასაგებია, რომ მეტალების რომელიმე ჰიდროთერმალური საბადოს ფორმირების დროს მადნეული ხსნარებიდან შემცველი ქანების მიერ მადნეული მასალის სორბირება აგრეთვე ასრულებს როლს.

იმისათვის, რომ წარმოვიდგინოთ გეოქიმიში სორბციის მოვლენების დიდი მნიშვნელობა, საკმარისია შევადაროთ რიგი ელემენტების რაოდენობა ზღვის წყალში, მათ იმ რაოდენობასთან, რომელიც გამოირჩევილი იყო ქანებიდან და თეორიულად უნდა მიეღწია ზღვამდე, გზაზე ელემენტების არაერთარი „შეტაცება“ რომ არ ყოფილიყო.

ჩვენ უკვე დავინახეთ, რომ მხოლოდ ნატრიუმი თითქმის მთლიანად აღწევს ოკეანეს, დანარჩენი ელემენტები დიდი რაოდენობით იკარგებიან გზაში. ელემენტების ამ „შეტაცებაში“ მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ კოლოიდური ნივთიერებები (თიხოვანი პროდუქტებში, რკინის ქანგის ჰიდრატები, მანგანუმის წყლიანი ეანგეულები, ნიადაგების ორგანული კოლოიდები და ა. შ.).

ზოგიერთი სორბირებული ელემენტოვანი წარმოადგენს ძლიერ შხაშს ცხოველებისა და მცენარეებისათვის. ასეთებია, მაგალითად, As, Zn, Cu, Hg, Pb. ამ ვაგებით სორბირების პროცესები შეგვიძლია განვიხილოთ, როგორც „გამაჯანსაღებელი პროცესები“: ამ პროცესების გარეშე ზღვის წყალში იმდენი შხამიანი ნივთიერება აღმოჩნდებოდა, რომლის დროსაც ჩვენთვის ცნობილი მაღალი ორგანიზმების სიცოცხლე შეუძლებელი იქნებოდა. მართებულია მოვიხსენიოთ, რომ დარიშხანის შენაერთები ადვილად შორდებიან ხსნარებს ახლად დალეჟილი რკინის ქანგის ჰიდრატით სორბირების გზით, რითაც სარგებლობენ დარიშხანით მოწაძელის დროს დახშარების გაწვევისას.

როგორც ცნობილია, კოლოიდური ხსნარები შეიძლება წარმოიშვან ორი-სრულად საწინააღმდეგო გზით: დისპერსიული და კონდენსაციური.

1. დისპერსიული ხერხი (გამტვერვის ხერხი)—როდესაც კრისტალური ნივთიერება განიცდის, მაგალითად, მექანიკურ მსხვრევას: ამ შემთხვევაში კოლოიდური ნაწილაკები შეგვიძლია განვიხილოთ, როგორც კრისტალის უფერილესი ნაწილაკები. ეს ხერხი მეტად ფართოდ არის გავრცელებული ჰიპერგენეზის ზონაში, რაც გამოვლინებულია, მაგალითად, ქანების და მინერალების მექანიკურ გარსებასა და ლამისებრი ნაწილაკების წარმოშობაში.

2. კონდენსაციური ხერხი—მდგომარეობს მოლეკულარული ნაწილაკების კოლოიდურ ზომამდე შეერთებაში; აქ კოლოიდური ნაწილაკები წარმოგვიდგებიან, როგორც კრისტალების ჩანასახები. ამ ხერხსაც აგრეთვე ფართო გავრცელება აქვს ბუნებაში და სრულდება ნაირგვარი ქიმიური რეაქციების შედეგად, მათ რიცხვში განსაკუთრებით დაქანგვის, ილდგენის, ჰიდროლიზის და გაცვლითი დაშლის რეაქციები.

კოლოიდური ნაწილაკების შექმნისადმი განსაკუთრებული მიდრეკილებით გამოირჩევიან დიდი კომპლექსური და რთული მოლეკულების მქონე ნივთიე-

რებები. ასეთია ორგანული შენაერთების უმრავლესობა და აროარგანულის მნიშვნელოვანი რაოდენობა. სუსტად შეავე და სუსტად ტუტე არეები, რომლებიც ჩვეულებრივ გვხვდებიან ჰიპერგენეზის ზონაში, აგრეთვე ხელს უწყობენ კოლოიდების წარმოშობას. განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს ხსნარების კონცენტრაციას, რომლითაც განისაზღვრება რეაქციების დროს მიღებული ნაწილაკების სიდიდე; სუსტად კონცენტრირებული და ძლიერ კონცენტრირებული ხსნარები, როგორც წესი, იძლევიან კოლოიდურ ნაწილაკებს; მხოლოდ საშუალო კონცენტრაციის ხსნარების პირობებში უმთავრესად უფრო მსხვილი ნაწილაკები წარმოიშვებიან, რომლებიც ტიპური კრისტალური ნივთიერების თვისებებს იჩენენ.

კოლოიდების წარმოშობას ხელს უწყობს გადიდებული ტემპერატურა ერთდროულად წყლის სიქარბესთან ერთად; გაცილებით უფრო მეტი კოლოიდები წარმოიშვება თბილი და ნესტიანი ჰაერის პირობებში, ვიდრე მშრალი უდბნოს ან არქტიკულ ქვეყნებში. კოლოიდების წარმოშობაში დიდ როლს ასრულებს თავისუფალი ეანგბადი (მაგალითად, რკინის ქვეყანების მოლეკულარული შენაერთების კოლოიდურ ეანგეულებში გადასვლის დროს), განსაკუთრებით კი ნახშირის შეავე, რომლის შენაერთები ანეიტრალებს შეავე ხსნარებს და ამით ჰიდროლიზის მოვლენებს იწვევს, რომლებიც ხელს უწყობს კოლოიდური ნაწილაკების წარმოშობას. მეტად დიდმნიშვნელოვანია ნახშირ-შეავეს და წყლის მოქმედებით მიწდერის შპატებიდან კოლოიდური თიხოვანი პროდუქტების და კაჟმიწის ზოლების წარმოშობა. ეს ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი პროცესთაგანია, რომელიც მიმდინარეობს ჰიპერგენეზის ზონაში მაგმური ქანების გამოფიტვის დროს.

კოლოიდური ნაწილაკების უამრავი რაოდენობა მუდმივად გადაიტანება მდინარეების წყლით. ასეთებია: თიხები, ჰუმუსოვანი ნივთიერებები, კაჟმიწა, რკინის, მანგანუმის და ალუმინის ჰიდრატები, Ca და Mg კოლოიდური კარბონატები და სხვა მრავალი ნივთიერებები. თუ ეს წყლები გზაზე ხედებიან ელექტროლიტებს, მაშინ იწყება კოლოიდების კოაგულაცია, თიხოვანი ნაწილაკების დალეკვა და წყლები უფერულდება. კოაგულაციის პროცესი განსაკუთრებით წარმოებს მდინარეების, ელექტროლიტებით მდიდარ ზღვებში ვარდნის დროს: დელტების წარმოშობა განსაზღვრული რაოდენობით წარმოადგენს არა მარტო წყლის დინების შენელების შედეგს, არამედ აღნიშნული პროცესის შედეგსაც.

თუ მდინარეთა წყლებში ხედებიან ჰუმუსოვანი კოლოიდები, მაშინ რაღაც საწინააღმდეგო წარმოებს: ეს კოლოიდები თითქოს იცავენ თიხების ზოლებს და სხვა კოლოიდებს გამოყოფისაგან. ასე, მაგალითად, ნილოსს ხმელთაშუა ზღვამდე ჰიდროზოლების სახით მიაქვს თიხოვანი ნივთიერების დიდი რაოდენობა: მათ გამოყოფისაგან იცავენ თეთრი ნილოსის ქაობიანი ადგილებიდან მოტანილი ჰუმუსოვანი ნივთიერებები.

განსაკუთრებულია კოლოიდების როლი ტბების, ზღვების და ოკეანების წყლებში; ისინი აქ მოხვედრილი არიან ზოლების სახით მდინარის წყალთან ერთად ან ადგილზე წარმოიშვებიან. კოლოიდების ნაწილი ილეკება უშუალოდ ელექტროლიტებით მდიდარ ზღვის წყალთან შეხვედრისას; ნაწილი კი გაცი-

ლებით უფრო გვიან და ნაპირებიდან დიდ მანძილზე დაშორებით ილექება. ამგვარად წარმოიშეება ზღვის ლამი, რომელიც რთულ კოლოიდურ სისტემებს, უმთავრესად ალუმოსილიკატების თიხის მსგავსს, წარმოადგენს. ამ დალექვის შედეგები გრანდიოზულია. საკმარისია აღვნიშნოთ, რომ ეს სტადია გამოიარა თიხა და სხვა ფიქლების უზარმაზარმა მასებმა, რკინის და მანგანუმის მადნების და, შესაძლებელია, აგრეთვე ზოგიერთი ბოქსიტის—დაგროვებამ და ა. შ. ბუნებრივი ზღვის წყალში აგრეთვე დიდი რაოდენობით მოიპოვება ორგანული კოლოიდები, რომლებიც წარმოიშეებიან ორგანიზმების გახარწვის დროს: მათი გეოქიმიური როლი საკმაოდ არ არის გამოკვლეული, მაგრამ, ექვს გარეშეა, რომ მნიშვნელოვანია.

მინერალური ნაწილაკები, მოხვდებიან რა ოკეანეს ფსკერზე, განიცდიან წყალქვეშა გახარწვის (გალმიროლიზი) თავისებურ პროცესებს, რომელთა შედეგად უმთავრესად წარმოიშეებიან კოლოიდური ნივთიერებები, მათ რიცხვში (აღნიშნული პროდუქტების გარდა), ზოგიერთი მეცნიერის აზრით, გლუკონიტი, ფოსფატები და სხვ., და ზოგიერთ პირობებში ჰიდროტროილიტი (ერთგოგირდიანი რკინის კოლოიდური ჰიდრატი, რომელიც დადგენილია შავი ზღვისათვის). გალმიროლიზის პროცესში არაორგანული რეაგენტების გარდა, მონაწილეობას ღებულობენ ორგანული რეაგენტები, და რიგ შემთხვევაში უშუალოდ ცოცხალი ორგანიზმები, რაც ეხება, მაგალითად, რკინის მადნების წარმოშობის შემთხვევას, რომელიც ზოგჯერ რკინის ბაქტერიების მონაწილეობით წარმოიქმნება.

განსაკუთრებით დიდია კოლოიდების როლი ნიადაგებში. აქ კოლოიდები ორი ტიპის გვხვდებიან: მინერალური (SiO_2 , კალინი და სხვა ალუმოსილიკატები, $Al(OH)_3$, $Fe(OH)_2$, MnO_2 და სხვ.) და ორგანული (გადამჟალი ნივთიერებები). კოლოიდები ნიადაგების მეტად მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენენ, რასთანაც დაკავშირებულია ნიადაგების ხსნარებიდან კათიონების შთანთქმის და შენარჩუნების უნარი, მათ რიცხვში მეცნიარის კვებისათვის აბსოლუტურად აუცილებელი კათიონების. კ. კ. გედროიცის მიერ შექმნილი სწავლება ნიადაგის შთანთქმელ კომპლექსზე დამყარებულია ნიადაგების კოლოიდურ თვისებებზე: ეს თეორია საშუალებას იძლევა ნიადაგების ქიმიურ პროცესებში გავერკვეთ და შეგნებულად წარვმართოთ ნიადაგთა ნაყოფიერება.

ჰიპერგენეზის პროცესების კლასიფიკაცია¹

გარემოს სირთულეს, რომელშიაც მიმდინარეობენ ჰიპერგენული პროცესები, და მრავალი ფაქტორის ერთობლიობას, რომლებიც მათ საზღვრავენ, მივყუ-

1. ჰიპერგენეზის პროცესებისათვის მოყვანილი ა. ვ. ფერსმანის კლასიფიკაცია ზოგიერთ ნაკლოვანებას მოკლებული არ არის. ასე, მაგალითად, ძნელი წარმოსადგენია, რომ მართებული იყო ბიოგენეზის პროცესების გამოყოფა ნიადაგების წარმოშობის პროცესებისაგან, ვინაიდან უკანასკნელებში ორგანიზმები მუდამ წამყვან როლს ასრულებენ. ასევე საკმაოდ ხელოვნურია სახლგარეო ქანების ბიოგენეზსა და ჰიპერგენეზს შორის, ვინაიდან აქაც, როგორც ამქამად გამოიკვეთა, ბიოლოგიური პროცესების როლი მეტად მნიშვნელოვანია. ტექნოგენეზი პრინციპულად განსხვავდება ყველა ტიპის ჰიპერგენეზისაგან, ვინაიდან ის დაკავშირებულია ადამიანის შეგნებულ მოღვაწეობასთან და განსხვავებით ჩვეულებრივი ჰიპერგენეტული პროცესებისაგან, ემორჩილება სულ სხვა კანონზომიერებებს. რომლებიც დაკავშირებული არიან ეკონომიურ და სოციალურ პირობებთან. საჭირო იყო ამ გარემოებათა აღნიშვნა კლასიფიკაციაში.

ვართ ამ პროცესების ტიპების მრავალფეროვნებამდე. ფერსმანის კლასიფიკაციის თანახმად, რომელიც დამყარებულია გენეტიკურ პრინციპებზე, შესაძლებელია გამოვყოთ ჰიპერგენეზის პროცესების შემდეგი გეოქიმიური ტიპები.

1. საკუთრივ ჰიპერგენეზი—კრისტალური ქანების შეცვლა. ამასვე ეკუთვნის მადნეული საბადოების ჰიპერგენეზი, რომელიც მნიშვნელოვნად განსხვავდება ქანების ჰიპერგენეზისაგან და ამის გამო განსაკუთრებით იქნება განხილული.

2. პედოგენეზი (ნიადაგთა წარმოშობა მატერიკზე)—ქიმიური, ბიოქიმიური, მინერალოგიური და ფიზიკური პროცესების ერთობლიობა, რომლის შედეგად დედამიწის ზედაპირზე წარმოიშვება თავისებური ბუნებრივი ისტორიული სხეული, რომელიც ნიადაგად იწოდება (ლითო-და ატმოსფეროს საზღვარი).

3. სინგენეზი—წყლის აუზების: ტბების, კაობების, ზღვების, ოკეანეების ფსკერზე ნალექების დაგროვება (ზღვების შლამი და სხვა ნალექები—ლითო-და ჰიდროსფეროს საზღვარი).

4. დიაგენეზი—პროცესების ერთობლიობა, რომლებიც ნალექის მინერალოგიურ და გეოქიმიურ შეცვლას იწვევენ, მისი წარმოშობის პირობებში (წყლის აუზების ფსკერზე).

5. კატაგენეზი—გეოქიმიური და მინერალოგიური პროცესების ერთობლიობა, რომლებიც წარმოებენ განსხვავებული მინერალური კომპლექსების, წყებებისა, ქანების და სხვ. საზღვარზე (გაცვლა სხვადასხვაგვარ მყარ გარსებს შორის).

6. ჰალოგენეზი—მარილთა დალექვა ბუნებრივ პირობებში მლაშე ხსნარებიდან და მარილწყალიდან.

7. ჰიდროგენეზი—გეოქიმიური და მინერალოგიური ცვალებადობის ერთობლიობა, რომელიც გამოიწვევა ნაპრალების და ძარღვების საშუალებით ლითოსფეროში წყლის ხსნარების შეჭრით (გამოქვამულებების, კარსტის და სხვათა წარმოშობა).

8. მექანოგენეზი—მინერალურ დაგროვებათა წარმოშობა, როგორც ბუნებრივ პირობებში მექანიკური გამდიდრების შედეგი (მაგალითად, ქვიშრობები).

9. ბიოგენეზი—ცოცხალი ორგანიზმებით (ცოცხალი და მკვდარი ორგანიზმები) გამოწვეული გეოქიმიური პროცესების ერთობლიობა, დედამიწის ქერქში ბიოქიმიური რეაქციების პროდუქტის—ბიოლითების წარმოშობა.

10. ტექნოგენეზი—ადამიანის ტექნიკური ქმედების (საინჟინრო, სამთო-ტექნიკური, ქიმიური, სასოფლო-სამეურნეო) შედეგად გამოწვეული გეოქიმიური პროცესების ერთობლიობა.

ჩამოთვლილი ჰიპერგენეზის ტიპების მნიშვნელობა, რასაკვირველია, ერთნაირი არ არის: მაგალითად, ელემენტთა ისტორიაში კატაგენეზის როლი საქრთოდ გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ბიოგენეზისის ან ჰალოგენეზისის როლი. აგრეთვე არაერთგვაროვანია ის სხვადასხვა ელემენტებისათვის: მაგალითად, Na, Mg, Cl, SO₄-ისთვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ჰალოგენეზისის პროცესებს, C, N, K, P—ბიოგენეზისის პროცესებს. ეს დასკვნა არ გამორიცხ-

ხავს აღნიშნული ელემენტების ისტორიისათვის ჰიპერგენეზის სხვა ტიპების მნიშვნელობას, მხოლოდ ნაკლები რაოდენობით.

მოკლედ შევჩერდეთ ჰიპერგენეზის ზოგიერთ ტიპზე.

ქანების ჰიპერგენეზი

საკუთრივ ჰიპერგენეზი შეიცავს ქანების შეცვლის ფართოდ გავრცელებულ და მეტად მნიშვნელოვან პროცესებს, რომლებიც ფიზიკურ-ქიმიური და თერმოდინამიკური პირობების შეცვლის შედეგს წარმოადგენენ, იმ ხნის განმავლობაში, რომელმაც განელო ქანების კრისტალიზაციის მომენტიდან იმ მომენტამდე, როდესაც ისინი ჰიპერგენეზის ზონაში მოხვდნენ. დედამიწის ზედაპირის პირობებში, შეცვლილი წნევისა და ტემპერატურის დროს, თავისუფალი ენგბადის და ნახშირის მგავას, და აგრეთვე თხევადი წყლის არსებობის დროს, სულ სხვა პირობებში წარმოშობილი მაგმური ქანები და მინერალები გადადიან ამ პირობებისათვის მდგრად სისტემაში. ჩვეულებრივ ამ ტიპის ჰიპერგენეზს უწოდებენ გამოფიტვას. არჩევენ ფიზიკურ და ქიმიურ გამოფიტვას და გამოყოფენ გამოფიტვის ქერქს—ქანების გამოფიტვის პროდუქტებიდან შემდგარ ლითოსფეროს ზედა ზონას, ხოლო ამ ზონაში გამოიყოფა ნიადაგი—სულ ზედა ფენა, რომელიც მქიდროდ არის დაკავშირებული ორგანიზმებთან და მათ ნაშთებთან.

ხელსაყრელი პირობების დროს, გამოფიტვის პროცესები შეიძლება შეეხოს ლითოსფეროს ზონას ასეული მეტრის სიღრმემდე, მაგრამ თანამედროვე გამოფიტვის ქერქს ჩვეულებრივ გაცილებით უფრო ნაკლები სიღრმე აქვს, და ზოგიერთ შემთხვევაში (მაგალითად, ახალგაზრდა ლავეზზე) არა უმეტეს მეტრის გარკვეული ნაწილებისა.

ფიზიკური გამოფიტვა მდგომარეობს იმაში, რომ მასიური კრისტალური ქანი გადადის ფხვიერ ქანში (ნაყარი, ქვიშები, თიხები და ა. შ.); ამასთან ნივთიერების დისპერსიულობის ხარისხი მატულობს, და, მაშასადამე, მისი ქიმიური აქტივობა და უნარი გარემოსთან ქიმიური ურთიერთქმედებისა (ქიმიური რეაქციები, გახსნა, იონთა სორბირება და ა. შ.).

ფიზიკური გამოფიტვის ფაქტორებს ეკუთვნის: ტემპერატურის მერყეობა. ქანების სითბოგამტარობა, ქანების შემადგენელ მინერალთა მოცულობითი გაფართოების განსხვავებული კოეფიციენტები, ნაირგვარი შეფერვა და ა. შ. გამოფიტვის ამ პროცესში წერილი ნაპრალები წარმოიშებიან და ქანის ზედა ფენა თანდათან ინგრევა. ფიზიკურ გამოფიტვას განსაკუთრებით ხელს უწყობს ტემპერატურების ძლიერი და სწრაფი მერყეობა. ამ პირობების დროს ნაპრალებში მოხვედრილი წყალი შესაძლებელია დროებით გაიყინოს და, მაშასადამე, მნიშვნელოვნად მოიმატოს მოცულობაში, რაც მასიური ქანის ნგრევას იწვევს. ამის გამო ფიზიკური გამოფიტვა განსაკუთრებით სწრაფად წარმოებს ჩრდილოეთში, სადაც ის წინ უსწრებს ქიმიურ ცვალებადობას, რის გამო აქ უშუალოდ ნაყარში მოგროვილი მინერალები და ქანები გვაოცებენ თავისი სისაღით. ფიზიკური გამოფიტვის ნახვა აგრეთვე შესაძლებელია უდაბნოებში (მაგალითად, ყარა-ყუმი) და მნიშვნელოვან სიმაღლეებზე (მაგალითად, პამირი):

აქ, ისევე როგორც ჩრდილოეთში, ეს მინერალების ქიმიურ ცვალებადობაზე უფრო სწრაფად მიმდინარეობს.

საერთოდ რომ ვთქვათ, ქიმიური გამოფიტვა ვარაუდობს ფიზიკურს, რომლის შედეგად ქანი უფრო მაღალდისპერსიული და ქიმიური გამოფიტვის რეაგენტებისათვის — წყლის, ქანგბადის და ნახშირის მეჯვისათვის, ორგანიზმებისათვის და სხვ. უფრო გამტარი ხდება.

გამოფიტვის ქერქი სხვა გეოსფეროებიდან განსხვავდება დისპერსიული ფაზის თანაფარდობით და დისპერსიული გარემოს ბუნებით. ლითოსფეროში დისპერსიული გარემო მაგარია, დისპერსიული ფაზა აირადი და თხევადია (ჩანართები მინერალებში); ჰიდროსფეროში დისპერსიული გარემო თხევადია, დისპერსიული ფაზა მაგარი და აირადია; ატმოსფეროში დისპერსიული გარემო აირადია, დისპერსიული ფაზა მაგარი. და თხევადია. ამასთანავე ყველგან დისპერსიული გარემო სქარბობს დისპერსიულ ფაზას. სულ სხვას ვამჩნევთ გამოფიტვის ქერქში, სადაც დისპერსიული გარემოს და დისპერსიული ფაზის საზღვრები ყოველთვის ნათლად არ ჩანს. მაგალითად, ქვიშისთვის დისპერსიული გარემო მაგარია, რადგან მაგარი ფაზა თხევად და აირადს ქარბობს; ნაყარისათვის პირიქით, დისპერსიული გარემო თხევადი იქნება, ვინაიდან აქ თხევადი ფაზა მაგარს სქარბობს.

თავს ვანებებთ რა ჯერჯერობით სულფიდურ მადანთა ბუდობებს, რომელთა ჰიპერგენეზი განსაკუთრებით იქნება განხილული, ჩვენ შეგვიძლია მივიღოთ დასკვნამდე, რომ ქიმიური გამოფიტვის პროცესები, ვ. რ. ვილიამსის თანახმად, ძირითადად ეხებიან გამოფიტვისადმი ისეთ დამახასიათებელი მინერალების ჯგუფებს, როგორც არის კვარცი, კარბონატები, სილიკატები და ალუმოსილიკატები, რომლებთან ურთიერთქმედებაში არიან ატმოსფეროს ელემენტები (O_2 , O_3 , CO_2 , N , Ar და სხვ.) და წყალი.

წყალი უპირველეს ყოვლისა აუცილებელია სხვა რეაგენტების მოქმედებისათვის: უწყლოდ ქიმიური გამოფიტვა არ წარმოებს ან ძალიან შენელებულია (მაგალითად, უდაბნოებში). მეორე მხრივ, წყალი თვით შედის მკიდრო ურთიერთქმედებაში იმ ქანის მინერალებთან, რომელიც განიცდის გამოფიტვას. ამ დროს წარმოიშვება, მაგალითად, კაოლინი და ჰიდრატები, რომლებიც წყალში უხსნადობის გამო ადგილზე რჩებიან, და ამით გარდა წყალში ხსნადი რიგი მინერალებისა (მაგალითად, კარბონატები), რომლებიც წყლით გაიტანებიან.

აზოტის, არგონის და სხვა ინერტული აირების როლი გამოფიტვის პროცესში უმნიშვნელოა და ამის გამო შეიძლება განხილვის გარეშე იქნეს დატოვებული.

ქანების ჰიპერგენეზის შემთხვევაში ქანგბადის და აგრეთვე ოზონის როლი უმთავრესად მდგომარეობს იმაში, რომ რკინის ოჯახის დაბალვალენტოვანი ელემენტები იყენებიან და გადადიან მაღალვალენტოვანში, და უკანასკნელების მიერ წყლის მოქმედებით შესაბამისი ჰიდრატების წარმოშობაში. გაცილებით უფრო დიდია ქანგბადის როლი, როგორც შედეგში დავინახავთ, მადნეული საბადოების ჰიპერგენეზის შემთხვევაში. ჰიპერგენეზის პროცესებისათვის განსაკუთრებით დიდია CO_2 -ის მნიშვნელობა, რომელიც ტუტეებთან

გეოქიმიური თვალსაზრისით მეტად მნიშვნელოვანია ერთი — და ორვალენ-ტოვანი კათიონების სამი — და ოთხვალენტოვანი კათიონებისაგან გამოცალკეე-ბა, რის შედეგად მათი გზები იყრებიან.

ადვილად შესამჩნევია, რომ ხსნარებში განსაკუთრებით ადვილად გადა-დიან ერთვალენტოვანი (Na, K, Li და სხვ.) და ორვალენტოვანი (Ca, Mg, Fe²⁺ და სხვ.) კათიონები და გაცილებით უფრო ძნელად სამი — და ოთხვალენ-ტოვანი (Fe³⁺, Al, Si) კათიონები; უკანასკნელნი მნიშვნელოვანი რაოდენობ-ით გროვდებიან ადვილზე და უმთავრესად გადაიტანებიან მექანიკური გზით. ეს კარგად აიხსნება გეოქიმიკული თეორიით, რომლის თანახმად მალალი ეკების მქონე იონები უფრო ადვილად გადადიან მაგარ ფაზაში (და შესაბამი-სად ძნელად თხევადში), ვიდრე დაბალი ეკების მქონე იონები.

Si, Al და Fe-ის შენაერთები გამოფიტვის დროს წარმოიშებიან კოლო-იდების სახით (ზოლები და გელები).

ხშირად გამოფიტვის ქერქში, განსაკუთრებით ნიადაგებში, საქმე გვაქვს კოაგელებთან — Al(OH)₃ და Fe(OH)₃ დადებითი ზოლების და უარყოფით SiO₂-ის კოაგულაციის პროდუქტებთან. რთული კოაგელის ნიშანი შეიძლება იყოს სხვადასხვა, Si:Al და Si:Fe თანაფარდობასთან დაკავშირებით. ამის გა-მო, თავის მხრივ, კოაგელებს შეუძლია შეიერთონ ან კათიონები, ან ანიონე-ბი. ზოგჯერ ასეთი რთული კოლოიდური სისტემები იყოფიან სამ ჯგუფად:

1. სიალითები, როდესაც $SiO_2:Al_2O_3 > 2$.
2. ალითური სიალითები, როდესაც $SiO_2:Al_2O_3 < 2$.
3. ალითები — Al გელები.

ზოგადად ჩვენ განვიხილეთ მაგმური და მეტამორფული ქანების გამო-ფიტვა. გაცილებით უფრო მარტივადაა საქმე დანალექი ქანების გამოფიტვაში (კირქვების, ფიქლების, ქვიშაქვების და სხვ.), ე. ი. იმ ქანების, რომლებიც ჰიპერგენეზის ზონაში წარმოიშვნენ და მასში ქიმიურად მდგრადი არიან; მა-შასადამე, აქ მეტწილად იწარმოებს ფაზიკური გამოფიტვა. მაგრამ კირქვე-ბის და დოლომიტების გამოფიტვის დროს დიდი მნიშვნელობა აქვს CO₂-ის შემცველ წყალში მათ ხსნადობას, რის შედეგად ზოგჯერ ადვილზე, განსაკუთ-რებით სუბტროპიკულ ზონებში, რჩება მხოლოდ კირქვების მინარეები (თი-ხა, Fe და Al ჰიდრატები და სხვ.) — ეგრეთ წოდებული terra rossa. ასეთი პროდუქტების ნახვა ადვილია, მაგალითად, კირქვებში კარსტული სიცარი-ელების ფსკერზე.

უფრო მნიშვნელოვანი ქიმიური ცვლებადობა შესაძლებელია მოხდეს მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ დანალექი ქანი წარმოიშვა ისეთ გარემოში, რომელიც ქიმიური პირობებით მნიშვნელოვნად განსხვავდებოდა დაჟანგვის ზონისაგან. მაგალითად, ქანებში, რომლებიც წარმოშობილია გოგირდწყალ-ბადის შემცველი აუზების ფსკერზე, შედიან ზოგიერთი სულფიდური მინერა-ლები (მაგალითად, FeS₂) და მეტალეების ქვეყანგების შენაერთები, რომლე-ბიც, ბუნებრივია, ჟანგვის ზონაში გადავლენ უფრო მდგრად შენაერთებში.

გამოფიტვის შესწავლის საქმეში განსაკუთრებით დიდი რწენი მეცნი-ერების როლი, პირველ რიგში ნიადაგთმცოდნეების, რომლებიც გამოფიტვას განიხილავენ, როგორც ნიადაგის წარმომშობი პროცესის საწყის სტადიას.

ამ მიმართულებით განსაკუთრებით ბევრი გააკეთეს ვ. რ. ვილიამსმა, კ. დ. გლინკამ და ბ. ბ. პოლინოვმა. კერძოდ, მათ ყურადღება მიაქციეს გამოფიტვის პროცესში ორგანიზმების განსაკუთრებულ როლს.

პოლინოვმა მრავალი წლის განმავლობაში კვლევის შედეგად განაზოგადა დიდი მასალა, რომელიც დაგროვილი იყო ქანების გამოფიტვის საკითხებზე და რიგი ღრმა თეორიული დასკვნები გამოიტანა. მან გამოფიტვის პროდუქტები დაჰყო ორ ჯგუფად: ნარჩენები, რომლებიც ადგილზე რჩებიან, და მოძრავნი, რომლებიც მეტად თუ ნაკლებად ადვილად გადაიტანებიან ამა თუ იმ მანძილზე. მასიური ქანების საშუალო შემადგენლობის იმ მდინარეების საშუალო მინერალურ შემადგენლობასთან შედარებისას, რომლებიც წრეტენ ამ ქანებს და მათ გამოფიტვის პროდუქტებს, პოლინოვი იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ ქანების ყველაზე უფრო გავრცელებული ელემენტები, მდინარეთა წყალში მოხვედრის სისწრაფის მიხედვით (მიგრაციული უნარის მიხედვით), იყოფიან ხუთ ჯგუფად (ცხრ. 35).

ც ხ რ ი ლ ი 35

ელემენტთა მიგრაციული რიგები	მიგრაციული რიგების შემადგენლობა	მიგრაციის სიდიდის ხარისხი
1. ენერგიულად გამოიტანებიან	Cl, (Br, J), S	n. 10
2. ადვილად გამოიტანებიან	Ca, Na, Mg, K	n
3. მოძრავნი	SiO ₂ (სილიკატების), P, Mn	n. 10 ⁻¹
4. ინერტულები (სუსტად მოძრავნი)	Fe, Al, Ti	n. 10 ⁻²
5. პრაქტიკულად უძრავნი	SiO ₂ (კვარცხები)	n. 10 ^{-∞}

ყოველ რიგში ელემენტები განლაგებულია მიგრაციული უნარის შემცირების თანმიმდევრობით. პირველ რიგში უფრო მაღალი მიგრაციული უნარი ქლორს ახასიათებს: თუ პირობითად მას მივიღებთ 100-ად, მაშინ SO₄-სთვის რამდენიმე ათეულს მივიღებთ, მეორე ჯგუფისათვის—რამდენიმე ერთეულს, მესამესათვის—რამდენიმე მეათედს, მეოთხესათვის—რამდენიმე შუასეულს; კვარცი პრაქტიკულად უძრავია. ადვილი შესამჩნევია, რომ ელემენტთა მიგრაციული უნარი სავსებით არ თანხვედება მათი ხსნადობის უნარს და მათი ეკების შეცვლას. ეს განსხვავება განსაკუთრებით გვეხდება თვალში მეორე ჯგუფის ელემენტებისათვის. მათი ხსნადობის თანმიმდევრობა, ეკების თანმიმდევრობასთან შეთავსების შემთხვევაში, ასეთი იქნებოდა: K—Na—Ca—Mg; პოლინოვის მეორე რიგში თანმიმდევრობას ასეთი სახე აქვს: Ca—Na—Mg—K. რიგების ამ შესაბამობას პოლინოვი იმიტ ხსნის, რომ მდინარეების ხსნარებით კვება პირდაპირ დაზოკილებულებაში იმყოფება წარმოშობის პროცესებისაგან, განვითარებისა და ნიადაგების რევიმისაგან. ელემენტთა მიგრაციული უნარი იცვლება ნიადაგებით, რადგან ცოცხალ ნივთიერებას და კოლოიდებს სერიოზული შესწორებები შეაქვს ელემენტთა ქცევაში, უფრო მნიშვნელოვნად იჭერს და ამავრებს კალიუმს და მაგნიუმს შედარებით ნატრიუმსა და კალციუმთან.

ბ. ბ. პოლინოვა დაგვანახა, რომ არსებული ნიადაგები მინერალური შემადგენლობით ნარჩენი გამოფიტვის ქერქის ამა თუ იმ სტადიას შეესაბამებოდა და, მაშასადამე, მის მიგრაციულ ცხრილზე ელემენტების ამა თუ იმ რიგს. ასე, მაგალითად, შუა აზიის უდაბნოსა და სტეპებისათვის და სსრკ-ე-შირის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ევროპული ნაწილისათვის (ნალექების და მცენარეულობის სიმცირე, ძლიერი აორთქლება) წყალგამყოფებზე ვითარდებიან ეგრეთ წოდებული რუხი ნიადაგები, რომლებშიაც ბევრი კირქვა და აგრეთვე საგრძნობი რაოდენობით ქლორის და გოგირდის შენაერთებია. მაშასადამე, ეს ნიადაგები ცხრილის პირველ რიგს შეესაბამებოდა. შავმიწა ნიადაგები მეორე ჯგუფს შეესაბამებოდა, ცხრილის უკანასკნელ ჯგუფს—წერი (კვარცის დაგროვება, სხვა ელემენტების ენერგიული დაგროვება).

ელემენტთა მიგრაციულ უნართან და გამოფიტვის ამა თუ იმ სტადიასთან მჭიდრო კავშირში იწარმოებს გამოფიტვის პროდუქტების განაწილება სივრცეში, ქანების მასივის მახლობლად, რომელიც განიცდის გამოფიტვას, რასაკვირველია, ადგილმდებარეობის გეომორფოლოგიურ თავისებურებასთან დაკავშირებით.

ქლორიდები და სულფატები ან გატანილი იქნებიან ზღვის აუზებში, ან იწარმოებს აკუმულაცია ჩასადენის უფრო დაბალ ადგილებში.

კალციუმის კარბონატი უფრო ფართოდ გავრცელებდა: ის იქნება როგორც წყალგაუვალ ღრმულებში, ასევე მასივის ფერდობებზე, რომელიც გამოფიტვას განიცდის. უფრო ფართო იქნება ნაკლებად მოძრავი გამოფიტვის პროდუქტების გავრცელების ფართობი—კემიწის, რკინის, ალუმინის: ისინი იქნებიან წყალგამყოფებზე, ფერდობებზედაც, ისინი მიაღწევენ (მექანიკური მიგრაციის შედეგად) წყალგაუვალ ღრმულებსაც.

ეს და სხვა მრავალი დასკვნა, რომლებიც მიიღო პოლინოვა, საერთო თვალსაზრისით განმარტავენ ქანების გამოფიტვის რთულ პრობლემას, ელემენტთა მიგრაციის გამოფიტვის ქერქში, ცოცხალი ნივთიერების როლს და კოლოდიურ პროცესებს, და აგრეთვე ჰავის, დროის და გეომორფოლოგიური გარემოს გავლენას გამოფიტვის პროცესებზე, გამოფიტვის პროდუქტების აკუმულაციაზე. ყოველივე ამას განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ნიადაგთწარმოშობის პრობლემისათვის, მაგრამ იგი ამ წიგნის ფარგლებს სცილდება.

ურალის ულტრაფუძე ქანების უძველესი, განსაკუთრებით მეზოზოური გამოფიტვის ქერქის შესწავლასთან დაკავშირებით, ი. ი. გინზბურგის მიერ, თავის თანამშრომლების ჯგუფთან ერთად, ჩატარებული იყო დიდი გეოქიმიური გამოკვლევები. ნაჩვენებია იყო, რომ ძველი გამოფიტვის ქერქი ხასიათდება მინერალთა ძალიან დიდი რიცხვის შემცველობით: Si, Al, Fe, Mn, Ni, Co, Cr, Ti, Mg და V ენაგეტულებით და ჰიდროფანგებით; Ca, Mg, Mn, Fe, Co, Ni კარბონატებით; Ca, Fe, Ni, Al სულფატებით; Ca, Mg, Al ფოსფატებით; Al, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Ni წყლიანი სილიკატებით.

რიგი ელემენტების შთანქმული კომპლექსების სახით შედიან, განსაკუთრებით K, Na, Mg, Ni, Co—კათიონები და P, S, Cl ანიონები.

კრისტალურ მინერალებთან ერთად გვხვდებიან კაოცელები, ე. ი. მინერალთა სხვადასხვა გელების ნარევიები და მათი გამოკრისტალბული სახეები.

ადვილად ხსნადი შენაერთები, როგორც წესი, არ შედიან: ისინი დაცული არიან მხოლოდ წყალგაუვალ ამომშრალ ადგილებში. ასეთებია NaCl , KCl , Na_2CO_3 , NiSO_4 , MgCO_3 და სხვ.

დიდი მდგრადობის გამო ამ პირობებში უფრო დაცულია სემალენტოვანი რკინის და მანგანუმის და ოთხვალენტოვანი სილიციუმის, ტიტანის და მანგანუმის ქანგეულები და ჰიდროქსიდები.

ი. ი. გინზბურგმა უძველესი გამოფიტვის ქერქის მინერალები დაჰყო სამ ჯგუფად: 1) პირველადი ქანების რელიქტები; 2) კატაგენეზის ზონის მინერალები; 3) ჰიპერგენეზის ზონის მინერალები (გამოფიტვის ქერქის). უკანასკნელნი წარმოადგენენ ან პირველადი მინერალების დაშლისაგან ნარჩენებს, ან ხსნარებიდან გამოყოფის პროდუქტებს, ან პირველად, ან მეორად მინერალებთან ხსნარების რეაქციის შედეგს.

გამოფიტვის მინერალებს შორის ფართოდ არიან გავრცელებული არამულმივი, ცვლადი შემადგენლობის შენაერთები. ეს გამოწვეულია მინერალში წყლის ამა თუ იმ რაოდენობის შესვლით, კათიონების შეცვლით და კათიონების გამორეცხვით (მათი წყალბადით ჩანაცვლებით) მინერალის კრისტალური მესრის დაურღვევლად.

ასეთ ცვლადი შემადგენლობის მინერალებს 1913 წ. ფერსმანმა მულტაბილურები უწოდა, მათ ქვეშ ისეთ შენაერთებს გულისხმობდა, რომლებშიც სტრუქტურის ძირითადი არსის შენარჩუნებისას შემადგენლობა, ერთი ფაზიდან მეორე უფრო მდგრად ფაზაზე გადასვლისას, თანმიმდევრობით იცვლება.

ი. ი. გინზბურგმა და სხვა მკვლევარებმა დაგვანახეს, რომ მინერალების გამოფიტვა სტადიურ ხასიათს ატარებს, ამასთანავე ამ სტადიურობას საფუძვლად ოსტვალდის კანონი უდევს. ამ კანონის თანახმად ქიმიური შენაერთის მოცემული პირობებისათვის უფრო მდგრად მეორე შენაერთში გადასვლისას დასაწყისში წარმოიშევა არა საბოლოო სტაბილური ფორმა, არამედ საწყისი მდგომარეობის უახლოესი, ე. ი. გადასვლა თანმიმდევრობით, მინიმალური ენერგეტიკული ეფექტით სრულდება, ამ დროს დიდი მნიშვნელობა აქვს არა მარტო მინერალის კრისტალური მესრის შეჯამებით ენერჯიას, არამედ ამ ენერჯიის განაწილებასაც თვით მესრის შიგნით: პირველ რიგში მინერალის დაშლა და სახეცვლა მესერში წარმოებს იმ მიმართულებებით, რომლებიც მოითხოვენ ენერჯიის მინიმალურ დახარჯვას.

ჰიპერგენეზის ზონაში მინერალთა ცვლებადობის სტადიურობა გინზბურგის მიერ განხილული იყო დაქანგვის, ჰიდრატაციის, ჩანაცვლების და ჰიდროლიზის პროცესების მიმართ. ამ საკითხების დამუშავებასთან დაკავშირებით გამოტანილი იყო მნიშვნელოვანი დასკვნები ცალკეულ ელემენტთა მიგრაციის შესახებ და გამოფიტვის ქერქში მინერალთა მდგრადობის შესახებ.

ნაჩვენები იყო, რომ „საბოლოო“, „მდგრადი მინერალები“ — შეფარდებითი ცნებაა. მინერალები მდგრადები არიან მხოლოდ განსაზღვრულ პირობებში და იცვლებიან მათ შეცვლასთან ერთად, განსაკუთრებით ხსნარების pH შეცვლასთან დაკავშირებით.

ქანების ჰიპერგენეზის საკითხის განხილვასთან დაკავშირებით დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ა. პ. ვინოგრადოვის და მისი თანამშრომლების მრავალწლოვან გამოკვლევებს, ნიადაგებში იშვიათ და გაფანტულ ქიმიურ ელემენტთა გეო-

ქიმიის შესახებ, რაც განზოგადებულ და გამოქვეყნებულ იქნა 1950 წელს. ამ გამოკვლევებმა დაგვანახეს, რომ ნიადაგებში სხვადასხვა რაოდენობით შედის ყველა ცნობილი ელემენტი.

უმრავლესი ელემენტების წყაროს ნიადაგებში წარმოადგენს დედა ქანი; ზოგიერთი ელემენტი ნიადაგებში შემოტანილია ატმოსფეროდან მეტეორული ნალექებით. და ვულკანური აირებით (იოდი, ბორი, ფტორი, სელენი, დარი-შხანი და სხვ.). ნიადაგებში სხვადასხვა ელემენტი სხვადასხვაგვარად იქცევა. ასე, მაგალითად, ნიადაგში მოხვედრილი იშვიათი ელემენტები ან ფიქსირდება მათში და გროვდებიან ცოტად თუ ბევრად ძნელად ხსნადი შენაერთების და სორბციული სისტემის სახით, ან იხსნიან და გამოიტანებიან ნიადაგთა ხსნარებით (განსაკუთრებით ტუტეები და ტუტემიწები, მძიმე მეტალები და კომპლექსური ანიონების შემქმნელი ელემენტები, მაგალითად, ექვსვალენტოვანი მოლიბდენი, სელენი და ურანი). იშვიათი ელემენტების შემცველობით ნიადაგები, როგორც წესი, განსხვავდებიან ქანებისაგან, რომელთა ხარჯზე ისინი წარმოიშენენ; ბუნებრივია, რომ ეს განსხვავება ნაკლებია ქვედა ჰორი-ზონტებისათვის და განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი სულ ზედა ჰორიზონტებისათვის.

ა. პ. ვინოგრადოვის მიერ გამოიყოფა ამა თუ იმ ელემენტის ნორმალური, ჰარბი და არასაკმაო შემცველობის ნიადაგები. ამა თუ იმ ელემენტის განსაკუთრებული სიჭარბით დამახასიათებელი ნიადაგები ზოგჯერ დაკავშირებული არიან ამ ელემენტების მადნეული დაგროვების ოლქებთან; ამ ნიადაგებზე მზარდი მცენარეულობა აგრეთვე ჩვეულებრივ გამდიდრებულია ნიადაგებისათვის დამახასიათებელი ამ ჰარბი ელემენტებით (ეს შემჩნეულია, მაგალითად, მოლიბდენის, ნიკელის და სპილენძისათვის).

აღნიშნული მოვლენა საფუძველს იძლევა ნიადაგების და მცენარეების ნაცრის შესაბამისი ანალიზების გზით ზოგიერთი საბადოს ძებნისათვის შესაბამისი გეოქიმიური მეთოდის გამოსამუშავებლად.

ცალკეული ტერიტორიების ფარგლებში შესაძლებელია გამოიყოს რაიონები, რომლებიც ხასიათდებიან მცენარეებისათვის და ცხოველებისათვის მნიშვნელოვანი ქიმიური ელემენტების განსაზღვრული შემადგენლობით: ესენია ეგრეთ წოდებული ბიოქიმიური პროვინციები, რომლებთანაც ზოგჯერ დაკავშირებულია ესა თუ ის დაავადება—მცენარეებისა და იმ ცხოველების, რომლებიც ამ მცენარეებით იკვებებიან—ბიოქიმიური ეპიდემიები, რის შესახებ დაწვრილებით ნათქვამი იქნება ქვემოთ.

ცალკეული ელემენტების დაგროვების ან გამოტანის ინტენსივობა, როგორც ა. პ. ვინოგრადოვმა დაგვანახა, შესაძლებელია დაგვანახოს პროპორციულობის კოეფიციენტით მონათესავე ქიმიური ელემენტებით: მაგალითად, ქანებში ქლორის თანაფარდობა ბორისადმი დაახლოებით 300 შეადგენს, ნორმალურ ნიადაგებში მხოლოდ 100-მდეა; თანაფარდობა ნიკელის კობალტისადმი ქანებში 4-ს უდრის, ხოლო ნიკელის შემცველ ულტრაფუძე ქანებზე ნიადაგებში 20-მდე აღწევს.

იშვიათი ელემენტები ნიადაგებში სხვადასხვა მდგომარეობაში გვხვდება: ნაწილობრივ ქანებიდან ვადმოსული, მდგრადი მინერალების სახით (მაგალითად,

ბარიტი, ტიტანის, ცირკონის და თორიუმის ქანგეულები), ნაწილობრივ ალუ-
მოსილიკატების, სილიკატების და სხვა მინერალების კრისტალურ მესრებში
მინარეების სახით (მაგალითად, რუბიდიუმი და ცეზიუმი — კალიუმის ქარსებ-
ში; იშვიათი მიწები და ფტორი — აპატიტიში); ნაწილობრივ ნიადაგების
კოლოიდებთან, სორბციული სისტემის სახით (მაგალითად, სპილენძი, ტი-
ტანი, მანგანუმი, იოდი, ბრომი და სხვ.); იშვიათი ელემენტების ნაწილი
დაკავშირებულია ორგანიზმებთან ან რთულ მეტალ-ორგანულ შენაერთებს
ქმნის.

ამ ელემენტების მიგრაცია ნიადაგებში განისაზღვრება მათი ფარდობით
ნიადაგის ხსნარების, სორბციის და ორგანიზმების მიმართ; დიდ როლს ას-
რულებს გარემოს pH დამუხანგველი პოტენციალი და სხვა ფიზიკურ-ქიმიური
ფაქტორები, აქედან გამომდინარეობს, რომ იშვიათი ელემენტების ქცევა გან-
სხვავებულია ნაირგვარი ტიპის ნიადაგებში — ეწეროვანში, ლატერიტულში,
სტეპურში, ბიკობებსა და ქაობებში.

სულფიდური საბადოების ჰიპერგენეზი

ჰიპერგენეზის ზონაში სულფიდური საბადოების შეცვლა მეტად დამახა-
სიათებელია და არსებითად განსხვავდება სილიკატური კრისტალური ქანების
ჰიპერგენეზისაგან. აქ განსაკუთრებულ დიდ როლს ასრულებენ თავისუფალი
ქანგბადი და სულფიდური მინერალების დაქანგვის რეაქციები.)

სულფიდური საბადოების წარმოშობა წარმოებს აღმდგენელ არეში, თა-
ვისუფალი H_2S -ის არსებობის დროს; ჰიპერგენეზის ზონაში თავისუფალი ქანგ-
ბადის და ნახშირქანგის არსებობის პირობებში სულფიდები არამდგრადე-
ბი ხდებიან და ინაცვლებიან უფრო ინერტული მინერალებით, როგორც
არიან სულფატები, კარბონატები, ქანგეულები, ზოგჯერ ხალასი მეტალები.

სულფიდების დაქანგვის პროცესები ეკზოთერმულს წარმოადგენენ. ამის
ილუსტრირება შეიძლება ზოგიერთი სულფიდის და სულფატის წარმოშობის
სითბოს მაგალითებით (დ. კალ 1 მოლზე 25° დროს):

ZnS	49	ZnSO ₄	229
CdS	94	CdSO ₄	219
CuS	10	CuSO ₄	181
PbS	20	PbSO ₄	215
Ag ₂ S	3	Ag ₂ SO ₄	167

სულფიდების დაქანგვის რეაქციების დროს სითბოს გამოყოფა იმდენად
დიდია, რომ მხედველობაში მიიღება მათი გადამუშავების მეტალურგიულ პრო-
ცესებში: მაგალითად, პირიტის გამოწვა, საერთოდ ამ სითბოს ხარჯზე წარმო-
ებს. ბუნებრივ პირობებში დაქანგვის ეს სითბო იწვევს რამდენიმედ თვით
საბადოს ტემპერატურის აწევას, რაც გავლენას ახდენს გეოთერმული გრადი-
ენტის სიდიდეზე.)

ზოგჯერ კოლჩედანური საბადოების დამუშავების დროს, როდესაც სულ-
ფიდური მადნები უშუალოდ შეხებაში მოდიან თავისუფალი ქანგბადის დიდ
რაოდენობასთან, დაქანგვის პროცესები იმდენად ინტენსიურად მიმდინარეობს,
რომ ტემპერატურა 300°-მდე და უფრო მაღლა იწვევა და წარმოებს მზარდი
აირების უხვი გამოყოფა. მაღაროებში პირიტის მიწისქვეშა დაქანგვის ამ

მძაფრმა პროცესებმა „მიწისქვეშა კოლჩედანური ხანძრების“ სახელწოდება მიიღეს. ასეთი მოვლენა საკმაოდ ფართოდ არის გავრცელებული; მაგალითად, გ. ნ. ვერტუშკოვი აღნიშნავს, რომ 1938 წ. ურალის აღმოსავლეთი ფერდობის ყველა კოლჩედანური მდარო, ამა თუ იმ სიძლიერით მოდებული იყო ხანძრით, ჩვეულებრივ ასეთი ხანძრების დროს პირიტი ძირითადად H_2SO_4 და $FeSO_4$ -ად იფანგება, მაგრამ ამასთანავე რიგი სხვა შენაერთებიც წარმოიშვება. 1908 წ. ე. ი. ვერნადსკიმ ხანძრების აირადი გამონახადები განსაზღვრულ ჯგუფში გამოჰყო და მათ „ტრუ ფუნაროლები“ უწოდა.

ხანძრების ზონაში მდაროს წყლებს მაღალი ტემპერატურა აქვთ (100° -მდე). ამრიგად მათთან დაკავშირებული მინერალთა წარმოშობი პროცესები, შესაძლებელია, პსევდოთერმალურად იქნან წოდებული. კოლჩედანური ხანძრების დროს პირიტის და სხვა სულფიდების დაფანგვის შედეგად წარმოიშვება H_2SO_4 და წყალში კარგად ხსნადი სულფატები, და აგრეთვე ნაირგვარი აქროლადი კომპონენტები (H_2O ოროქლი, SO_2 , SO_3 , H_2S და სხვ.). ეს ხსნარები და აქროლადი გამონახადები საწყისის აძლევენ საკმაოდ მრავალრიცხოვან მთელ რიგ, მაგრამ მაინც ერთგვაროვან მინერალებს—უმთავრესად მელანტერიტის და ექსომიტის ჯგუფის წყლიან სულფატებს: მელანტერიტის $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, ექსომიტის $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, პიზანტის $(FeCu) SO_4 \cdot 7H_2O$, ვერტუშკოვის მიერ ახლახან აღმოჩენილ კიროვიტის $(Fe,Mg) SO_4 \cdot 7H_2O$ და სხვ.

სულფიდური საბადოების დაფანგვა წარმოებს თავისუფალი ეანგბადის ხარჯზე, რომელიც უმთავრესად შემოიტანება ჩამავალი ზედაპირული წყლებით.) საკიროა აღნიშნოთ, რომ ამ წყლებში გახსნილი აირების შემადგენლობა მნიშვნელოვნად განსხვავდება ატმოსფეროს შემადგენლობისაგან. ერთ ლიტრ წვიმის წყალში საშუალოდ 25—30 სმ³ აირი შედის, რომელიც დაახლოებით შეიცავს 30% ეანგბადს, 60% აზოტს და 10% ნახშირეანგს. ატმოსფეროს შემადგენლობასთან შედარებისას (ეანგბადი 23%, აზოტი 75,7%, და ნახშირეანგი 0,03%) თვალში გვხვდება ეანგბადის თითქმის ერთნახევარჯერ გადიდებული შემცველობა და განსაკუთრებით ნახშირეანგით გამდიდრებანიადაგის საფარში გავლისას, სიდაც ნახშირეანგის; როგორც ორგანული ნივთიერების დაშლის შედეგის, დიდი რაოდენობა გვაქვს, წყლები კიდევ უფრო მდიდრდებიან ნახშირეანგით. მაგრამ, ჰიპერგენეზის დროს, ნახშირეანგის როლის გამოვლინება უფრო გვიან წარმოებს, ვიდრე ეანგბადის. ჩვეულებრივ დასაწყისში წარმოებს სულფიდების სულფატებამდე დაფანგვა; და მხოლოდ შემდეგ წარმოებს მათი შემდგომი გადასვლა კარბონატებში.

შესაძლებელია, რომ სულფიდების დაფანგვისას მნიშვნელოვან როლს ასრულებს აგრეთვე ოზონი. მართალია, ატმოსფეროსა და ზედაპირულ წყლებში ოზონის რაოდენობა ძალიან უმნიშვნელოა, მაგრამ, სამაგიეროდ, მისი დამეანგეელი მოქმედება მრავალჯერ უფრო მეტაა, ვიდრე ეანგბადის მოქმედება) დაფანგვის ზოგიერთი რეაქცია კარგად მიმდინარეობს მხოლოდ ოზონის მოქმედების დროს. ასეთია, მაგალითად, ჩვენს მიერ ექსპერიმენტულად დამტკიცებული სინგურის HgS ვერცხლისწყლის სულფატში $HgSO_4$ გადასვლა. მაგრამ საერთოდ ბუნებაში ოზონის როლის საკითხი თითქმის სრულებით არ არის გაშუქებული.

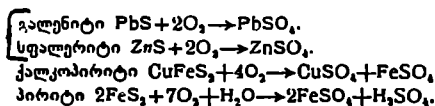
სულფიდური საბადოების დაქანგვის ზონის სიღრმე, ალბათ, განისაზღვრება ქვედა საზღვრით, რომელსაც ზემოდან აღწევს თავისუფალი ეანგზადი. დროთა განმავლობაში ერთი და იგივე საბადოსათვის ეს საზღვარი დაბლა იწვევა: ზედა პორიზონტები, დაქანგვის შემდეგ, უკვე არ საჭიროებენ ეანგზადს, და უკანასკნელს ჩამავალი წყლების საშუალებით შეუძლია სულ უფრო და უფრო ღრმა პორიზონტებს მიაღწიოს. სქემატურად შეგვიძლია მივიღოთ, რომ დაქანგვის ზონის საზღვარს წარმოადგენს ჩამდგარი წყლების ზედა პორიზონტი, რომელიც პრაქტიკულად უკვე მოკლებულია ეანგზადს.

სინამდვილეში სულფიდური საბადოების შესწავლილი დაქანგვის ზონები თავისი ხასიათით მეტად ნაირგვარია, რაც დამოკიდებულია როგორც რიგი რეგიონალურ, ასევე ლოკალურ, საბადოსათვის სპეციფიკურ ფაქტორებზე.

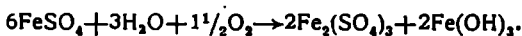
რეგიონალურებს აკუთვნებენ: კლიმატურ და მორფოლოგო-ტექტონიურ ფაქტორებს, და აგრეთვე რაიონის მეტალოგენიის თავისებურებას და მისი წყლების კიმიურ შემადგენლობას) ტროპიკულ ქვეყნებში დაქანგვის ზონები უფრო მკვეთრად არის გამოსახული, ვიდრე პოლარულში. დაქანგვა განსაკუთრებით სუსტად არის გამოსახული იქ, სადაც ეროზია იქნენად სწრაფად მიმდინარეობს, რომ დაქანგვის ქვედა საზღვრის გადაადგილება ეროზიულ სისწრაფეს ჩამორჩება.

ლოკალურ ფაქტორებს ეკუთვნიან: მინერალური შემადგენლობა, სტრუქტურული და ტექსტურული თავისებურებანი, წოლის პირობები და საბადოს გვერდითი ქანების ხასიათი.) დაქანგვა გაცილებით ადვილად წარმოებს ძარღვის კარბონატულ მასაში, ვიდრე კვარცის, ვინაიდან კარბონატები უფრო ადვილად ხსნადებია და ხსნარებისათვის უფრო გამტარი არიან. სხვადასხვა სულფიდი აგრეთვე განსხვავებული სისწრაფით იეანგება. ერთნაირი პირობების დროს მასიური მადნები უფრო ნელა იეანგებიან, ვიდრე დაბზარული, დრუზებიანი, ბაფთური და სხვა მსგავსნი, ვინაიდან უკანასკნელებში გაცილებით უფრო სწრაფად წარმოებს დამეანგველი წყლების ცირკულაცია. დაქანგვის სისწრაფე და სიღრმე აგრეთვე დამოკიდებულია გვერდითი ქანების ხასიათზე, ვინაიდან ისინი მნიშვნელოვნად წარმართავენ ხსნარების ცირკულაციის გზებს. ამის გამო, წყალგამტარ შრეებს შორის მოთავსებული საბადოს დაქანგვა თავიდან ბოლომდე ერთგვაროვნად მიმდინარეობს. მაგალითად, ქვიშაქვებში. პირიქით, წყალგაუვალ ქანებში, მაგალითად რქაულებსა და ფიქლებში, სადაც ხსნარებს შეუძლია მოძრაობა მხოლოდ ცალკეულ, ზოგჯერ ძალიან იშვიათ ნაპრალებში, მადნების დაქანგვა წარმოებს მხოლოდ ამ ნაპრალების გასწვრივ და თითქმის სრულებით არ ეხება სხვა უბნებს. განსაკუთრებით თავისებურად იქცევიან კირქვები. ხსნარები, რომლებიც სულფიდების დაქანგვისას თვით გამდიდრდნენ კირქვებზე მოქმედი რიგი შენაერთებით (CO_2 , H_2SO_4 და სხვ.), თვით იკვლევენ კირქვებში გზას; ამასთან მკვეთრად ძლიერდება კარსტული პროცესი, რაც ხელს უწყობს დაქანგვის ზონის ქვედა საზღვრის სწრაფ წინსვლას, რომელიც ასეთ შემთხვევებში ზოგჯერ ზედაპირიდან ასეულ მეტრს აღწევს. მაგალითად, ტინტიქში (იუტა, აშშ) დაქანგვის ზონები 500 მეტრზე დაბლა იწვეიან.

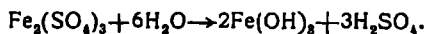
სულფიდების ხსნარების ეანგბადის ხარჯზე დაეანგვისას წარმოიშვებიან სულფატები/ რაც დასტურდება როგორც ბუნებრივ ობიექტებზე უშუალო დაკვირვებებით, ასევე ექსპერიმენტული მონაცემებითაც. ზოგიერთი უფრო გავრცელებული სულფიდისათვის შეგვიძლია შემდეგი განტოლებები დაეწეროთ:



მაგრამ რკინის ქვეანგის სულფატი ადვილად განიცდის შემდგომ დაანგვას და რკინის ეანგის სულფატში $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ გადადის შემდეგი განტოლების მიხედვით:



რკინის ეანგის სულფატი ჩვეულებრივ პირობებში არამდგრადია, ადვილად განიცდის ჰიდროლიზს და იძლევა ეანგის ჰიდრატს და თავისუფალი გოგირდის მეფას:



რკინის და სხვა მძიმე მეტალების სულფატებისაგან განსხვავებით, რკინის ეანგის ჰიდრატები ძნელად ხსნადები არიან და ამის გამო ეანგვის ზონიდან ისინი არ გამოიტანებიან. დაგროვებისას ისინი აქეთ-იქით იშლებიან და იძლევიან სულფიდური საბადოების ეგრეთ წოდებულ რკინის ქუდს, რომელსაც რუხი და ყავისფერი ტიპიური შეფერილობა აქვს.

გოგირდის მეფა კი, როგორც ერთ-ერთი საბოლოო პროდუქტი პირიტის, არსენოპირიტის და ქალკოპირიტის დაეანგვის, თვით წარმოადგენს მეტად ძლიერ რეაგენტს და ხელს უწყობს სულფიდების სულფატებში გადასვლას.

სულფიდების დაეანგვის სისწრაფე დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე: გარემოს ტემპერატურაზე, სულფიდის მარცვლების სიდიდეზე და მისი ხსნართან შეხების ზედაპირის სიდიდეზე, წარმოშობილი სულფატის ხსნადობაზე და ხსნარების ცირკულაციის სისწრაფეზე და ა. შ.) წყლის და ჰაერის პირობებში, მხოლოდ ერთი სულფიდის არსებობისას, ცდებით დადგენილი მონაცემების თანახმად, დაეანგვის სისწრაფე კლებულობს ასეთი თანმიმდევრობით: სფალერიტი, ქალკოზინი, პიროტინი, ქალკოპირიტი, პირიტი, გალენიტი, ენარგიტი, არგენტიტი.

დაეანგვის აბსოლუტური სისწრაფის მსჯელობისათვის შეიძლება ასეთი მაგალითი მოვიყვანოთ. 300 გ პირიტის ფხვნილის დამუშავება წარმოებდა 10 თვის განმავლობაში ჰაერით ნაჯერი წყლით ოთახის ტემპერატურის დროს. ცდის შედეგად მიღებული იყო ხსნარი, რომელშიაც გადავიდა 0,2 გ პირიტი და რომელიც ერთ ლიტრში შეიცავდა 27,68 მგ $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, 5,7 მგ H_2SO_4 და ამის გარდა რკინის ქვეანგის შემცველობის ნიშნებს. დაეანგვის სისწრაფე აგრეთვე ძალიან არის დამოკიდებული სხვა სულფიდების არსებობაზე: ამ შემთხვევაში ხსნარში ჩაძირულ სხვადასხვა მინერალს შორის წარმოიშვება ელე-

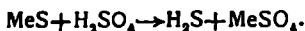
ქტროდენი. გოტშალკმა და ბიუჩლერმა შემდეგი სულფიდების პოტენციალები განსაზღვრეს, დესტილირებულ წყალში სპილენძის მავთულის მიმართ (ვოლტებში):

მარკაზიტი	+0,37
არგენტიტი	+0,23
ქალკაპრიტი	+0,18-დან +0,30-მდე.
ენარგირტი	+0,18-დან 0,28-მდე.
მოლიბდენიტი	+0,20
კოვლინი	+0,20
პირიტი	+0,18
ბორნიტი	+0,17

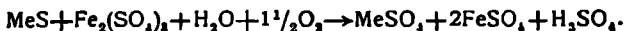
გალენიტი	+0,15
ქალკოზინი	+0,14
ნიკელინი	+0,02
დოზიკიტი	+0,01
სპილენძი	+0,0
ანტიმონიტი	-0,17-დან-0,60-მდე
სფალერიტი	-0,20-დან-0,10-მდე

სისტემაში ორი სულფიდის არსებობის დროს წარმოიშევა გალვანური წყვილი, ამასთან კათოდად მუდამ იქნება სულფიდი უფრო მაღალი, და ანოდად კი—სულფიდი უფრო დაბალი ელექტროდული პოტენციალით. სულფიდებს შორის ელექტროდენის გავლის დროს, ეანგბადი გამოიყოფა ანოდზე და დააჩქარებს სულფიდ-ანოდის დაეინგვას; პირიქით, კათოდზე გამოყოფილი წყალბადი მოცემულ სულფიდ-კათოდს დაიცავს დაეინგვისგან. მაგალითად, სფალერიტი მარკაზიტთან კონტაქტში 10—14-ჯერ უფრო სწრაფად იეანგება, ვიდრე მარტო წყლისა და ჰაერის გარემოცვაში; პირიქით, მარკაზიტი სფალერიტთან კონტაქტში 4—6-ჯერ უფრო ნელა იეანგება, ვიდრე მარტო.

სულფიდების სულფატებში გადასვლის სისწრაფეზე მოქმედებს აგრეთვე ხსნარში ზოგიერთი სხვა შენაერთის არსებობა, რომლებიც ჩვეულებრივ სხვა მინერალების შეცვლის პროდუქტებს წარმოადგენენ. ჩვენ უკვე მოვიხსენიეთ გოგირდის მეთა, რომელიც წარმოიშევა რკინის სულფიდების დაეინგვის დროს. ის უშუალოდ მოქმედებს სულფიდებზე, იძლევა სულფატებს და ამასთან ერთად გამოყოფს გოგირდწყალბადს, შემდეგი რეაქციით:



რიგი მეცნიერების გამოკვლევებმა დაამტკიცეს აგრეთვე რკინის ეანგის სულფატის $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ დიდი დამენავი მოქმედება ზოგიერთ სულფიდებზე. აქ წარმოებული რეაქციები სქემატურად შეიძლება გამოხატულ იქნან შემდეგი განტოლებით:



რიგ შემთხვევაში შეიძლება ვილაპარაკოთ სულფიდებზე CuSO_4 -ის მოქმედებაზე. აქ გაცვლითი რეაქცია წარმოებს შემდეგი განტოლებით:



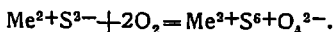
მაგრამ ეს რეაქცია განსაკუთრებით კარგად მიმდინარეობს მხოლოდ თავისუფალი ეანგბადის არარსებობის დროს, ე. ი. გრუნტის წყლების ზონის ქვეშ, მეორადი სულფიდური გამდიდრების ზონაში.

დედამიწის ზედაპირის მახლობლად მოძრავ ბუნებრივ წყლებში ამა თუ იმ რაოდენობით შედიან ნაირგვარი შენაერთები, რომლებსაც აგრეთვე შეუძლიათ იმოქმედონ საბადოების სულფიდებზე. ასეთებია, მაგალითად, ბიკარბო-

ნატები, ტუტეები და ქლორიდები. პირველების როლი სუსტად არის გაშუქებული, მაგრამ ტუტე ხსნარების მნიშვნელობა, როგორც გამხსნელების ზოგიერთი სულფიდისათვის საკმაოდ გამორკვეულია, თუმცა აქ მიმდინარე ქიმიური რეაქციების ხასიათი საბოლოოდ დადგენილი არ არის. ტუტეების შემცველ წყლებში განსაკუთრებით კარგად ხსნადები არიან. ვერცხლის სულფიდები, სინგური, ანტიმონიტი და სპილენძის სულფიდები.

ზოგიერთი განსაკუთრებული პირობების დროს ზედაპირულ წყლებში შესაძლებელია შედიოდეს თავისუფალი ქლორი, რომლის როლი ჰიპერგენეზის გოქიმიიაში განსაკუთრებით დიდია ოქროსთვის, ვერცხლისა და ვერცხლისწყლისათვის. ამგვარად, ტერლინჰუას (ტექსასი) ვერცხლისწყლის საბადოს წყლებში ქლორიდების სიუხვემ, პიროლოუზიტის MnO_2 შემცველობის გამო, გამოიწვია თავისუფალი ქლორის გამოყოფა, რომლის სინგურთან ურთიერთმოქმედებამ ვერცხლისწყლის ქლორიდების და ოქსიქლორიდების წარმოშობამდე მიიყვანა (კალომელი $HgCl$, ტერლინჰუაიტი $HgOCl$ და სხვ.), საერთოდ ძალიან იშვიათი მინერალები.

სულფიდების სულფატებად დაქანგვის პროცესის არსი მდგომარეობს ენგბადის მიერთებაში შემდეგი განტოლებით:



ენგბადის ოთხი ატომი შენაერთში შესვლის დროს იონებში გადადის, რომლებიც საერთო ჯამში სულფიდის გოგირდის ორგალენტოვან უარყოფით იონს ართმევენ რვა ელექტრონს და ამრიგად გადაჰყავთ ის დადებითად დამუხტულ ექვსვალენტოვან იონში, რომელიც გარშემოხვეულია ენგბადის ოთხი უარყოფითი იონით. შედეგად გოგირდის მარტივი ანიონის, S^{2-} 1,74 Å ტოლი რადიუსით, ნაცვლად მიიღება კომპლექსური ანიონი $(SO_4)^{2-}$ 2,95 Å ტოლი რადიუსით. შესაბამისი ენერგეტიკული კოეფიციენტები (ფერსმანის მიხედვით) იქნება: S^{2-} -სთვის 1,15; $(SO_4)^{2-}$ -სთვის 0,68. ამის გამო სულფიდებთან შედარებით სულფატებს კრისტალური მესრის ენერჯის ნაკლები სიდიდე, იონების ნაკლები პოლარიზაცია, და გაცილებით მეტი ხსნადობა ახასიათებთ. უკანასკნელი პირობა მეტად მნიშვნელოვანია: ის სულფიდური საბადოების ჰიპერგენეზის ძირითად მომენტებს განსაზღვრავს. სულფიდების და სულფატების წყალში ხსნადობას შორის განსხვავება შემდეგი რიცხვებიდან ჩანს; რიცხვები აღებულია ვეიგელისა და ემონსისაგან (ცხრ. 36).

ც ხ რ ი ლ ი 36

ახლად დალექილი სულფიდი	სულფიდების ხსნადობა ერთ ლიტრზე მოლზეში 18° დროს	სულფატი	სულფატების ხსნადობა გ/ლ	სულფატების ხსნადობის ტემპერატურა C°
ZnS	70,6 · 10 ⁻⁶	ZnSO ₄	531,2	18
MnS	71,6 · 10 ⁻⁶	MnSO ₄	393	25
FeS	70,1 · 10 ⁻⁶	FeSO ₄	157	0
CuS	3,51 · 10 ⁻⁶	CuSO ₄	172	20
PbS	3,6 · 10 ⁻⁶	PbSO ₄	0,041	18
Ag ₂ S	0,552 · 10 ⁻⁶	Ag ₂ SO ₄	7,7	17

ზოგიერთი მკვლევარი სულფიდებისათვის კიდევ უფრო ნაკლებ რიცხვებს იძლევა—10⁶—10²⁷ მოლს ლიტრზე.

36-ე ცხრილიდან ჩანს, რომ სულფიდების ხსნადობა გაიზომება გრამ-მოლეკულის მემილიონედი ნაწილებით, სულფატებისათვის ერთ ლიტრზე ის ასეულ გრამს აღწევს. ყველაზე ნაკლებად ხსნადი სულფატისათვის PbSO₄-ის მაინც ათასჯერ მეტია გალენიტთან შედარებით, რომელიც ერთ ტონა წყალზე 41 გ შეადგენს. ეს, რასაკვირველია, საკმაოდ დიდი სიდიდეა, თუ მხედველობაში მივიღებთ ბუნებრივი პროცესების ხანგრძლიობას და საბადოებში მოძრავი ხსნარების ჩვეულებრივ დიდ რაოდენობას. მაშასადამე, ჩამავალი წყლები ხვდებიან რა სულფიდურ საბადოებს და იწვევენ სულფიდების ხსნად სულფატებში გადასვლას, უკანასკნელებით მდიდრდებიან. ეს მართლაც შემჩნეულია პირიტის, ქალკოპირიტის, სფალერიტის, გალენიტის და სხვ. შემცველი საბადოების მალაროების წყლების ანალიზის დროს. დაქანგვის ზონის გარშემო მყოფი წყლები H₂SO₄, CuSO₄, FeSO₄, Fe₂(SO₄)₃, ZnSO₄, PbSO₄ და სხვა სულფატებს შეიცავენ.

ასე, მაგალითად, სეინტ-ლოურენსის (მონტანა, აშშ) სპილენძ-თუთიის საბადოს 170 მ სიღრმიდან აღებული მალაროს წყლები შეიცავენ (ნაწილები მილიონ ნაწილ წყალზე):

SO ₄	26,72	Al	89,5
Cl	13,0	Mn	12,0
PO ₄	კვალი	Cu	59,1
K	13,1	Zn	852,0
Na	39,6	Cd	41,1
Ca	132,5	Pb	განსაზღ. არაა
Mg	61,6	Fe.	169,8

ხშირად წყლები აგრეთვე შეიცავენ Sb, As, Ni, Co, Ag, Au და ზოგიერთ სხვა ელემენტს.

სულფიდურ საბადოებში მოძრავი წყლები გაცილებით მეტად არიან მინერალიზებული, ვიდრე ჩვეულებრივი გრუნტის წყლები. ეს განსაკუთრებით მძიმე მეტალების შემცველობას ეხება. მინერალიზაცია უფრო მაღალია მკავე წყლებისათვის და თანდათან მკავე წყლებიდან ტუტეებისაკენ გადასვლისას ყველა კათიონის რაოდენობა K-ისა და Na-ის გარდა კლებულობს. ეს დასკვნა დასტურდება მრავალრიცხოვანი საბადოების მალაროთა წყლების შედარებითი შესწავლით.

მალაროს წყლების შემადგენლობა სულ შეუცვლელი არ რჩება: ის რიგი მიზეზების გამო იცვლება, მათ რიცხვში ზედაპირიდან ჩამოსული წყლის რაოდენობით, თვით საბადოს დაქანგვის სტადიიდან და ა. შ. დაქანგვის დასაწყის სტადიებში, როდესაც სულფიდების რაოდენობა დიდო, ხსნარები შედარებით უფრო მდიდარი იქნებიან მძიმე მეტალებით და H₂SO₄-ით, ვიდრე საბოლოო სტადიებში. დაბოლოს, როდესაც ყველა სულფიდი დაქანგვა და ყველა სულფატი გამოტანილია, წყლები პირვანდელ, საერთოდ ამ რაიონის გრუნტის წყლებისათვის ჩვეულებრივ ხასიათს მიიღებენ.

წყლები, რომლებიც საბადოებზე მოძრაობენ და სამთო გამონამუშევრებში გამოვლინებული არიან, როგორც მალაროს წყლები, საბადოს გახსნამდე გრუნტის წყლებს წარმოადგენენ და ზოგიერთი ხელსაყრელი პირო-

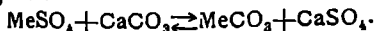
ბების დროს შეიძლება გამოვლინებულ იქნან წყაროების სახით ან გახსნილ იქნან ქვებით და ქაბურღებით.

საბადოსათვის დამახასიათებელი ზოგიერთი ელემენტის სიქარბე მათში დამამტკიცებელი იქნება მათი საბადოსთან კავშირისა და, ამგვარად, შეიძლება გამოყენებულ იქნან როგორც ძებნის მნიშვნელოვანი კრიტერიუმი. თანამედროვე ანალიზური ქიმიის განკარგულებაში საკმაოდ მგრძობიარე მეთოდებია იმისათვის, რომ წყლებში განსაზღვრულ იქნას მრავალი ქიმიური ელემენტი, რომლებიც მათში უმნიშვნელო რაოდენობით შედიან, მათ რიცხვში მადნეული ელემენტებიც. ეს ჰიდროქიმიური ძებნის მეთოდი ზოგადად საკმაოდ დასაბუთებულია თეორიულად; მაგრამ თითქმის სრულებით დაუშუშავებელია პრაქტიკულად.

მძიმე მეტალების უმრავლესობისათვის სულფატური სტადია საბოლოო არ არის: ის მხოლოდ სულფიდების დაქანგვის გარდუვალი საფეხურია. უშუალოდ გალენიტის დაქანგვის ადგილზე წარმოშობილი ძნელად ხსნადი სულფატიც $PbSO_4$ —ანგლუზიტი, ჩვეულებრივ, ნახშირქანგვის მოქმედებით გადადის კარბონატში $PbCO_3$ —ცერუსიტში, რომელსაც კიდევ უფრო ნაკლები ხსნადობა ახასიათებს და ამის გამო უფრო მდგრადია ქანგვის ზონაში. სხვა ელემენტებისათვის, სულფატების კარბონატებში, ქანგეულებსა და სხვა პროდუქტებში გადასვლის პროცესები კიდევ უფრო ადვილად მიმდინარეობს. მაღალი ხსნადობის გამო სულფატები იშვიათად არიან წარმოდგენილი მაგარი ფაზების—მინერალების სახით (გამონაკლისს წარმოადგენს ტყვიის სულფატი, რომელიც საკმაოდ გავრცელებულია მინერალ ანგლუზიტის სახით): ამის გამო მძიმე მეტალების უმრავლესობისათვის სულფატური სტადია—თხიერ ფაზაში მიგრაციის სტადიაა, მაგრამ ის შესაძლებელია მხოლოდ საკმაოდ მეავე ხსნარებში, რომლებიც დიდხანს არ არსებობენ. გახსნილი მძიმე მეტალების რაოდენობა დამოკიდებულია ხსნარების შეყვინანობის ხარისხზე: ის კლებულობს შეყვინანობის შემცირებასთან (ან, რაც იგივეა, pH-ის გადიდებასთან).

მაშასადამე, მალაროს მეავე წყლების ნეიტრალიზაციამ და შემდეგ ტუტე წყლებში გადასვლამ, მაგალითად, ამ წყლების კარბონატულ ქანებში გავლისას, უნდა გამოიწვიოს მეტალების მნიშვნელოვანი ნაწილის გამოყოფა. საერთოდ, დაქანგვის ზონაში სულფატური ხსნარებიდან მეტალების დალექვა შესაძლებელია მიმდინარეობდეს მრავალი გზით: ეს შესაძლებელი გზები ს. ს. სმიროვის დაყვანილი აქვს შემდეგზე:

1. ხსნარების მაგარ სხეულებთან ურთიერთქმედება. დადგენილია, რომ გვერდითი ქანების და მადნეული სხეულის მრავალი მინერალი, რომლებიც ანეიტრალბენ მეავე ხსნარებს, იწვევენ მძიმე მეტალების დალექვას, ამა თუ იმ ქანგბადოვანი შენაერთების სახით, განსაკუთრებით დიდია კარბონატების: კალციტის, დოლომიტის, სიდერიტის და მადნეული საბადოების და მათი შემცველი ქანების სხვა ჩვეულებრივი მინერალების რელი ნეიტრალიზაციის პროცესში და, მაშასადამე, დალექვის პროცესშიც; ისინი ჯერ ანეიტრალბენ თავისუფალ H_2SO_4 და შემდგომ კი შექცეულ რეაქციებს იწვევენ, შემდეგი სქემით:



ჩვეულებრივ პირობებში, როდესაც სულფატების ახალი ნაწილები მოედინებოდა, ეს რეაქცია უმთავრესად მიმდინარეობს მარჯვნივ და იწვევს კირქვის, დოლომიტის და მათი მსგავსი შენაერთების ჩანაცვლებას სპილენძის, თუთიის და სხვა მეტალების ძნელად ხსნადი კარბონატებით, რომლებსაც დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ. ზოგჯერ, სულფატების ადვილად ხსნადობის შემთხვევაში შემჩნეულია მეტალების დიდი სივრცობრივი გადაადგილება და ზოგჯერ მათი გამოტანა მდნეული ძარღვის ფარგლებს გარეთ, ვიდრე დაიწყებოდეს ძნელად ხსნადი კარბონატების ან სხვა შენაერთების დალექვა. ამ მხრივ განსაკუთრებით აღსანიშნავია ტურლანის საბადო (ზუა აზია). თავდაპირველად ამ საბადოს სპეციფიკურად ტყვიის საბადოდ თვლიდნენ, ვინაიდან მდნეული ძარღვის ფარგლებში უმთავრესად ტყვიის დაეანგულ მდნებს ხედებოდნენ. მხოლოდ შემდგომში ძიებამ გამოარკვია, რომ საბადო თუთიის დაეანგული მდნების დიდ მარაგს შეიცავს, მაგრამ უკვე ძირითადი მდნეული სხეულის საზღვრების გარეთ.

საერთოდ, პირველადი პოლიმეტალური საბადოების ჩვეულებრივი თანამგზავრების, ტყვიის და თუთიის გაყოფა, მდნეულ საბადოთა პიპერგენზის პროცესების ერთ-ერთ დამახასიათებელ გეოქიმიურ თავისებურებას წარმოადგენს.

კარბონატებს გარდა, ხსნარების დალექვას აგრეთვე ხელს უწყობენ მინდვრის შპატები, პიროქსენები, ამფიბოლები და ზოგიერთი სხვა „ნახევრად აქტიური“ მინერალებიც, მაგრამ გაცილებით უფრო ნაკლებად, ვიდრე „აქტიური“ კარბონატები (ს. ს. სმირნოვის მიხედვით). ამ შემთხვევაში მძიმე მეტალები ეანგეულების ჰიდრატების, ფუძე მარილების და სილიციუმის ჰიდროშენაერთების სახით ილექებიან. მაგრამ აქ ქიმიური პროცესების გარდა, ალბათ, ადსორბციის მოვლენაც მიმდინარეობს.

ზოგჯერ ეანგვის ზონაში შემჩნეულია სულფიდებს და სულფატებს შორის გაცვლითი რეაქციის პროდუქტები, რაც შემდეგი სქემით მიმდინარეობს: $RSO_4 + MeS \rightarrow MeSO_4 + RS$. მაგრამ ეს რეაქციები განსაკუთრებულ განვითარებას სულფიდური გამდიდრების ზონაში ილწევენ, თავისუფალი ეანგბადის არარსებობის დროს.

2) ხსნარების ხსნარებთან ურთიერთქმედება. მძიმე მეტალების სულფატური ხსნარების, კარბონატების, ბიკარბონატების, ფოსფატების, არსენატების და სხვა ხსნარებთან შეხვედრისას შესაძლებელია მძიმე მეტალების ძნელადხსნადი შესაბამისი შენაერთები გამოიყოს.

3) ხსნარების აირებთან ურთიერთქმედება. მაგალითად, H_2SO_4 -ს სულფიდებზე მოქმედების დროს წარმოშობილ გოგირდწყალბადს შეუძლია ალაღვინოს სულფატები შესაბამის სულფიდებამდე.

4) ხსნარების აორთქლება. ზოგიერთ შემთხვევაში ამ პროცესს შეუძლია სულფატების ისეთი მნიშვნელოვანი კონცენტრაცია გამოიწვიოს, რომ ისინი გამოიყოფიან მაგარ ფაზაში. ასეთებია, მაგალითად, მელანტერიტი $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, ქალკანტიტი $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ და სხვ.

5. დაღეკვა ჰიდროლიზის გზით. ამ პროცესს განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს სუსტი ფუძეების სულფატებისათვის (მაგალითად, Fe^{2+} , Al^{3+} , Sb^{3+}). ნეიტრალური და სუსტ მჟავე ხსნარებში ამჟვარი სულფატები ჰიდროლიზს განიცდიან და ეანგეულების ძნელად ხსნად ჰიდრატებს და ფუძე მარილებს იძლევიან. ამ მხრივ მეტად ტიპურია ქვეყანგის სულფატიდან წარმოშობილი რკინის ეანგის სულფატი, რომელიც სწრაფად განიცდის ჰიდროლიზს, იძლევა H_2SO_4 -ის და რკინის ეანგის ჰიდრატს, რომელიც ეანგვის ზონაში რჩება და მას „რკინის ქუღის“ დამახასიათებელ ელფერს აძლევის.

6. დაღეკვა ადსორბციის გზით. ეანგვის ზონა მეტად მდიდარია კოლოიდური პროდუქტებით, როგორც არის კაემიწის, ალუმინის შენაერთების, რკინის და ალუმინის ჰიდრატების და სხვათა გელები. ამ კოლოიდების მეტი ნაწილი დამუხტულია უარყოფითად და ამის გამო სულფატური ხსნარებიდან ადვილად ადსორბირებენ კათიონებს. ასე შეიძლება, მაგალითად, წარმოიშვან სპილენძიანი ოპალები, მანგანუმის შენაერთები, ადსორბირებული Cu , Pb , Co , Ni და სხვა ელემენტებით.

სულფატური ხსნარებიდან კათიონების დაღეკვის ყველა განხილულ ხერხს შორის განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს კარბონატულ და ბიკარბონატულ ხსნართა ურთიერთქმედებას, და ამის გამო ეანგვის ზონაში განსაკუთრებული გავრცელება ეძლევა მძიმე მეტალთა კარბონატებს.

ყველა ზემონათქვამიდან აუცილებელია აღენიშნოთ ერთი მნიშვნელოვანი გეოქიმიური დასკვნა: ელემენტების გაცოფა ეანგვის პროცესში. ასეთია უპირველეს ყოვლისა გოგირდის მოშორება მეტალური ელემენტებიდან ჰიპერგენეზის ყველა პროცესში, რომლებიც შორს ვასცდნენ სულფატური ხსნარების სტადიას. გოგირდის ადგილს იკავებს ეანგბადი, ნახშირჟანგი, ფოსფორის მჟავა და ა. შ. ამის გარდა წარმოებს თვით კათიონების განცალკეებაც. ამ მხრივ მეტად დამახასიათებელია უკვე აღნიშნული ტყვიისა და თუთიის დაყოფა, რაც გამოწვეულია მათი სულფატების განსხვავებული ხსნადობით. აღენიშნოთ აგრეთვე რკინის და სპილენძის გამოყოფა, რომლებიც, მაგალითად, არიან ქალკოპირიტის $CuFeS_2$ სახით. ამ შემთხვევაში გამოყოფა დაწყარებულია მათი სულფატების განსხვავებულ ხსნადობაზე. სპილენძის სულფატი ადვილად ხსნადი და მდგრადია. ამის გამო ხელსაყრელი გარეგანი პირობების დროს შეუძლია შორს მიგრირება. პირიქით, როგორც ჩვენ დავეინახეთ, $FeSO_4$ თავისუფალი ეანგბადის არსებობის დროს $Fe_2(SO_4)_3$ -ში, რომელიც ნაკლებად მდგრადია, ადვილად განიცდის ჰიდროლიზს და საბადოს ზედა ჰორიზონტებში წარმოიშვება ჰიდროეანგები.

სავსებით გასაგებია, რომ კათიონების გაცოფა დამოკიდებულია რიგ სხვა მიზეზებზე. განსაკუთრებით დიდ როლს ასრულებს ძარღვის მინერალების და შემცველი ქანების ბუნება. მაგალითად, ვინაიდან კარბონატული ქანები სწრაფად აკავშირებენ მეტალებს უხსნად შენაერთებში, ამით ისინი ხელს უშლიან ელემენტების დიდ სივრცობრივ განცალკეებას. პირიქით, მიგრაცია წინ მიდის, და მაშასადამე, სივრცობრივი ინტერვალის გაცოფილ ელემენტებს შორის გაცილებით უფრო დიდი იქნება იმ შემთხვევაში, როდესაც არააქტიუ-

რი ძარღვის მინერალები და გარემომცველი ქანები გვაქვს, როგორც არის. მაგალითად, კვარცი, რქატყუარა და ა. შ.

სულფიდური მადნების დაქანგვის დროს ქიმიური შეცვლის ბუნება შეიძლება ილუსტრირებულ იქნას ასეთი მაგალითით (ემონსის მიხედვით). დაქტანუნის (ტენესი, აშშ) საბადოს პირველადი მადნები წარმოდგენილია შემდეგი მინერალებით: პიროტინი, პირიტი, ქალკოპირიტი, სფალერიტი, კვარცი, კალციტი, გრანატი, ამფიბოლი, პიროქსენი და სხვ. ამ პირველადი მადნების და მათი დაქანგვის დროს წარმოშობილი „რკინის ქულის“ საშუალო ქიმიური შემადგენლობა ნაჩვენებია 37-ე ცხრილში.

ცხრილი 37

კომპონენტი	შემადგენლობა პირველად მადნებში %	შემადგენლობა „რკინის ქულში“ %	კომპონენტი	შემადგენლობა პირველად მადნებში %	შემადგენლობა „რკინის ქულში“ %
SiO ₂	22,44	9,95	S	21,28	0,65
Al ₂ O ₃	2,93	1,57	MnO	0,44	—
Fe	33,43	49,4	Cu	2,45	0,86
MgO	3,15	—	Zn	2,79	—
CaO	8,28	0,35	H ₂ O	—	15,40
			O	—	21,38

თვალში გვხვდება „რკინის ქულის“ გამდიდრება წყლით და ეანგბადით და თუთიის სრული გატანა; ამასთანავე სპილენძის და გოგირდის მცირე ნაწილი დარჩა. რთული მადნის ადგილზე წარმოიშვა ლიმონიტი, მცირე რაოდენობით კვარცის, კაოლინის, სპილენძის და გოგირდის შემცველი.

ვერტიკალური ზონალობა სულფიდური საბადოები სპილენძის დროს. ეანგვის ზონის ფარგლებში ჩვეულებრივ საკმაოდ კარგად გამოიყოფა რამდენიმე ათეული სანტიმეტრის სისქის სულ ზედა ფენა, რომელიც უფრო მეტად განიცდის გამოფიტვის პროცესებს. ჩვეულებრივ ეს ფენა არ შეიცავს მძიმე ფერად მეტალებს. დადგენილია, რომ მას თითქმის მთლიანად შორდებიან ისეთი ძნელად ხსნადი მეორადი მინერალები კი, როგორც არის ანგლუზიტი და ცერუსიტი; აქ შემჩნეულია გალარიბება სინგურითაც კი (შუა აზიის საბადო). ეს „ზედაპირული ფენა“.

ქვევით მოდის დაქანგული მადნების ნორმალური ქვეზონა, რომელიც ქვედა ნაწილებში ჩვეულებრივ გამდიდრებულია. ამ ზონის გამდიდრებას ზოგიერთი ავტორი (ვ. ა. ობრუჩევი და სხვ.) უმთავრესად აკავშირებს ჩამავალი ხსნარებიდან ნაირგვარი მეორადი მინერალების: კარბონატების, სულფატების და სხვ. გამოყოფასთან. ს. ს. სმიტნოვი და სხვა ავტორები ამ ქვეზონას განიხილავენ, როგორც მეორადი სულფიდური გამდიდრების ზონის (ცემენტაციის ზონის) სულ ზედა დაქანგულ ნაწილს. როგორც ჩანს, შეტნაკლებად ორივე შეხედულება სწორია.

მდიდარი დაქანგული მადნები შეუმჩნევლად გადადიან მეორად გამდიდრებულ სულფიდური მადნების ზონაში, ამის გამო აქ დაქანგულ მადნებთან ერთად სულფიდებიც გვხვდებიან. ალტაიზე ასეთ მადნებს „მურისებრს“

უწოდებენ, მადნის შავი ფერის და სირბილის გამო; ისინი შედგებიან სულფიდების ნატეხებისაგან და ამ ნატეხების დამაქავშირებელი ქანგვის და ცემენტაციის ზონის მინერალების ფხვიერი ცემენტისაგან.

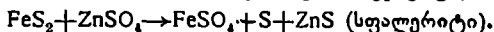
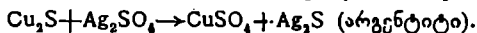
ქანგვის ზონის ქვეშ მოთავსებულია ცემენტაციის ზონა ანუ მეორადი გამდირბების სულფიდური მადნების ზონა, რომლის წარმოშობა უმთავრესად გამოწვეულია ჩამავალ სულფატურ ხსნარებს და პირველად სულფიდურ მადნებს შორის მომხდარი გაცვლითი რეაქციებით. თავისუფალი ქანგბადი აქ უკვე ვეღარ აღწევს. სამაგიეროდ, აქ არის თავისუფალი H_2S , რომელიც შეიძლება წარმოიშვას თავისუფალი H_2SO_4 სულფიდებზე მოქმედების დროს, მაგალითად, შემდეგი ფორმულით:



მაშასადამე, აქ უკვე გაბატონებულია აღმდგენელი არე. თავისუფალი H_2SO_4 -ის დახარჯვასთან დაკავშირებით (სულფიდებთან და შემცველ ქანებთან ურთიერთქმედების გამო) ხსნარები მეფე არ არიან. გაცვლა-გამოცვლის რეაქციების კანონის თანახმად ხდება შესაბამისი სულფიდების და სულფომარჩილების დალეკვა. სულფიდთა დალეკვის თანმიმდევრობა ემპირულად დადგენილი რიგით მიმდინარეობს: Hg, Ag, Cu, Bi, Cd, Pb; Zn, Ni, Co, Fe, Mn, ამ რიგში ზემოთ მდგომი მეტალის სულფიდი მეტასომატურად ჩანაცვლებს ქვემოთ მდგომ სულფიდს. მაგალითად, სპილენძის სულფატის ტყვიის, თუთიის და რკინის სულფიდებთან ურთიერთქმედების დროს გამოიყოფა სპილენძის სულფიდი (მაგალითად, ქალკოზინი Cu_2S , კოველინი CuS , ბორნიტი Cu_3FeS_3), Pb, Zn, Fe კი გადაეღწენ ხსნარში.

ძირითადად ძნელად ხსნადი სულფიდი იკავებს ადვილად ხსნადის ადგილს. აღნიშნული რიგის გეოენერგეტიკულ ანალიზს (მისი გამოსახვა ფუნქციის სახით α და r -დან) დიდი სიძნელებები ხვდება, სულფიდების ძლიერად გამოხატული და ჯერჯერობით არასაკმაოდ შესწავლილი პოლარიზაციის გამო.

ცემენტაციის ზონაში სულფიდებს და სულფატებს შორის მიმდინარე ზოგიერთი რეაქცია სქემატურად შესაძლებელია გამოსახულ იქნას შემდეგი განტოლებებით:



გარდა ამისა, აქ შეიძლება გამოიყოს ბორნიტი Cu_3FeS_3 , პრუსტიტი Ag_3AsS_3 , ბულანჯერიტი $Pb_5Sb_3S_{11}$ და მთელი რიგი სხვა მინერალები.

ზოგიერთი მეტალისათვის, განსაკუთრებით სპილენძისა და ვერცხლისათვის, მეორადი სულფიდური გამდირბების ზონას მეტად დიდი საწარმოო მნიშვნელობა აქვს, ვინაიდან ჩვეულებრივ უფრო მდიდარი მადნებით ხასიათდება, ვიდრე ზედა ზონები. ამ ზონაში შემჩნეულია აგრეთვე გამდირბება ოქროთი: ერთ-ერთი ჰიპოთეზის თანახმად, ის შემოიტანება აქ რკინის ქანგის სულფატის

ხსნარში და აღდგენის დროს ცეპენტაციის ზონაში გამოიყოფა თვითნაბადი სახით.

ზოგჯერ დაქანგვის ზონის ფარგლებში შეიძლება შემჩნეულ იქნას გამოტუტული მადნების ქვეზონა, მაგალითად, ურალის კოლჩედანურ, კოუნრადსკის და ალმალიქსკის სპილენძის საბადოებში. ს. ს. სმირნოვი ამ ზონის ჩამოყალიბებას უკავშირებს ხსნარების მჟავიანობის გადიდებას. ქვევით ჩასვლისას, ზედაპირული ხსნარები სულ უფრო და უფრო მთავე ხდებიან, ვიდრე განსაზღვრულ მაქსიმუმს არ მიღწევენ, რომლის შემდეგ მჟავიანობა ხელახლა კლებას დაიწყებს. მჟავიანობის ხარისხი განსაზღვრავს წყლების ხსნადობის ხარისხს. მაშასადამე, მჟავიანობის მაქსიმუმს გამოტუტვის ქვეზონა შეესაბამება. ვინაიდან ეს მაქსიმუმი თანდათან გადაადგილდება, გამოტუტვის ქვეზონა მკვეთრად გამოსახული არ არის.

ყველა ჩამოთვლილი ზონა იშვიათად თუ შეგვხვდება ერთი საბადოს ფარგლებში. მხოლოდ, ზონალობის შესაქმნელად ფაქტორების განსაკუთრებულად ხელსაყრელი კომბინაციის დროს, ე. ი. მხოლოდ როგორც გამონაკლისი გვხვდება სრული კრილი, რომელიც, ს. ს. სმირნოვის და სხვ. თანახმად შეიძლება წარმოედგინოთ შემდეგი სახით:

ქანგვის ზონა:

ზედაპირული ფენა

დაქანგული მადნების ქვეზონა

დაქანგული გამორეცხილი მადნების ქვეზონა

მდიდარი დაქანგული მადნების

სულფიდური მადნების მეორადი გადიდრების ზონა

პირველადი (ჰიპოგენური) სულფიდური მადნების ზონა.

ქანგვის ზონის მინერალოგიური შემადგენლობა მეტად ნაირგვარია. ჩვეულებრივ ამ ზონაში მინერალთა რაოდენობა ბევრჯერ უფრო მეტია შედარებით საბადოს პირველად ნაწილებთან, ეს, როგორც ვნახეთ, დაკავშირებულია ამ ზონაში მინერალთა წარმომშობი ფაქტორების დიდ ნაირგვარობასთან, მაგრამ როგორი ნაირგვარიც არ უნდა იყოს ეს ფაქტორები თავის ერთობლიობაში, ისინი ჰიპერგენეზის ზონის ფარგლებს გარეთ მინერალთა წარმოშობის პირობებისაგან განსხვავდებიან. ამის გამო ჰიპერგენული მინერალების უმრავლესობა მდგრადებია მხოლოდ თავის ზონაში, სხვა ზონებში ისინი არამდგრადები ხდებიან. ასეთებია მრავალრიცხოვანი ქანგულები და ჰიდროქანგები, სულფატები, კარბონატები, ფოსფატები, არსენატები, ვანადატები, მოლიბდატები, ქრომატები, ვოლფრამატები, ჰალოგენიდები, თვითნაბადი მეტალები.

ყოველივეს გარდა, ამა თუ იმ შენაერთის სიჭარბე დამოკიდებულია დაქანგვის სტადიაზე: დასაწყის სტადიებში სჭარბობენ (შეუცვლელ სულფიდებს გარდა) სულფატები, საშუალო სტადიებში—კარბონატები, და საბოლოო სტადიებში კი—უმთავრესად რკინის, სილიციუმის, მანგანუმის და ალუმინის ქანგულები და ჰიდრატები.

ერთხელ კიდევ აღვნიშნოთ ჰიპერგენეზის ზონაში კოლოიდური პროცესების ფართო გავრცელება. ამ ზონაში წარმომშობილი მრავალი მინერალი, მათ რიცხვში რკინის ქანგვის ჰიდრატი (ლიმონიტი, ჰეტიტი და სხვ.),

რომლებიც მადნეული საბადოების „რკინის ქუღს“ ქმნიან, გამოურკვეველი ადსორბციული სისტემის სტადიის გამოვლით წარმოიშევიან.

ჰიპერგენეზის ზონაში ეგრეთ წოდებული „მადნეული“ მინერალებისაგან განსხვავებით, „ძარღვის“ მინერალების რიცხვი მცირეა: უმთავრესად ისინი არიან ჰიპოგენური (ჰირველადი) მადნების ნარჩენი მღვრადი მინერალები (კვარცი, ბარიტი და სხვ.); ახლადწარმოშობილებიდან— SiO_2 , ნაირგვარ ფორმებში, კაოლინტი, ზოგიერთი კარბონატი.

ბიოგეოქიმიური პროცესები

ელემენტთა მიგრაციის ზემოთ განხილული არაორგანული პროცესების, მათი კონცენტრაციის და გაფანტვის გარდა, ჰიპერგენეზის ზონაში მეტად დიდ მნიშვნელობას ღებულობენ ეგრეთ წოდებული ბიოგეოქიმიური პროცესები, რომლებიც დაკავშირებულია ორგანიზაციების ცხოველმოქმედებასთან. თუ ელემენტთა მიგრაცია მაგმურ და პოსტმაგმურ პროცესებში, როგორც დაფინახეთ, სრულდებოდა დედაიწის სიღრმეების ხარჯზე (პლანეტის ნარჩენისითბო და რადიოაქტიური დაშლის ენერგია), ბიოგეოქიმიურ პროცესებში კი მთავარ როლს ასრულებს მზის სხივების კოსმიური ენერგია. მისი დაქერა და აკუმულირება წარმოებს მწვანე მცენარეების ქლოროფილის მარცვლების რთული მექანიზმით, მათგან ის გადადის ყველა სხვა ორგანიზმში, მათ რიცხვში ისეთებშიაც, რომლებსაც არ შეუძლიათ უშუალოდ გამოიყენონ მზის სხივების ენერგია.

დედაიწის გარსი, რომელშიაც გაერცვლებულია ორგანიზმები, ბიოსფეროს სახელწოდებას ატარებს. ეს ცნება მეცნიერებაში პირველად შეტანილი იყო ე. ზიუსის მიერ ჯერ კიდევ 1875 წ. მაგრამ გეოქიმიის ბიოსფეროს განსაკუთრებული როლი გაცილებით უფრო გვიან იქნა დადგენილი, განსაკუთრებით ვ. ი. ვერნადსკის შრომებით, რომელიც სამართლიანად ითვლება გეოქიმიის ახალი განშტოების—ბიოგეოქიმიის შემქმნელად.

ბიოსფერო უწყვეტია: ბიოსფეროს ფარგლებში არ არსებობს ისეთი უბნები, რომლებიც ხანგადახან მუდმივად უსიცოცხლო იყოს. ორგანიზმების ესა თუ ის სახეები გვხვდება იმ ოლქებშიაც, რომლებიც წინათ „უსიცოცხლოდ“ ითვლებოდნენ: უმაღლეს თოვლიან მწვერვალებზე, გაყვარებულ და უწყლო უდაბნოების ცენტრალურ ნაწილებში არქტიკის ყინულებში და ა. შ. მხოლოდ მოქმედი ვულკანების კრატერები, ჯერ კიდევ ცხელი ლავის ნაკადები და, შესაძლებელია, ზოგიერთი პატარა დახშული წყლის აუზები მარილების და მჟავების დიდი კონცენტრაციით მართლა შესაძლებელია ჩათვალოს უსიცოცხლოდ, და ისიც დროებით. ორგანიზმები არსებობისათვის ხანგრძლივ ბრძოლაში შეეგუენ საკმაოდ ნაირგვარ პირობებში სიცოცხლეს: გეოლოგიური ეპოქების განმავლობაში მთლად დაიპყრეს და ჩასახლდნენ იმ ნაწილში, რომელსაც ამჟამად აღნიშნავენ ტერმინით „ბიოსფერო“. ამ ნაწილში შედის მთელი ჰიდროსფერო, ლითოსფეროს ზედა ნაწილი და მთელი ტროპოსფერო შინც.

ოკეანეში ბიოსფეროს ქვედა საზღვარი თანხვედბა ფსკერის ზედაპირს¹ ხმელეთზე კი, ვერნადსკის აზრით, „უნდა იყოს იმ არეების ზემოთ, სადაც გაბატონებულია წყლის ცხელი ორთქლი და ტემპერატურა 100° ქვეით არ ეცემა, საშუალოდ 3—4 კმ სიღრმეზე გეოიდის დონედან.“ ეს საზღვარი თანხვედბა უმარტივესი ორგანიზმების სიცოცხლის ზღვრულ ტემპერატურას, რომლებსაც, როგორც ცნობილია, შეუძლია გაიზარდონ და გამრავლდნენ არა უმეტეს 100° ტემპერატურის დროს. მაგალითად, კამჩატკის ეულკინის მახლობლად, თერმალურ წყაროებში ბაქტერიების კოლონიები ცხოვრობენ 85° ტემპერატურის დროს, და 82° დროს მათ ემატებათ უმარტივესი ციანური წყალმცენარეები. ორგანიზმების სპორები, როგორც ჯერ კიდევ პასტერმა დაგვანახა, უძლებენ უფრო მაღალ ტემპერატურასაც: მაგალითად, სოკოს სპორები—140°-მდე, და ზოგიერთი მიკრობები—180°-მდე. ახლახან, ნაირგვარი ბაქტერიების, და მათ რიცხვში აერობული ბაქტერიების საკმაოდ მდიდარი ფლორა აღმოჩენილი იყო ამიერკავკასიის ნავთის საბადოების წყლებში თითქმის 1600 მ სიღრმეზე, ე. ი. გაცილებით უფრო ღრმად, ვიდრე დღემდე ცნობილი იყო სიცოცხლე. ატმოსფეროს ქანგბადი, ცხადია, ასეთ სიღრმეს ვერ მიაღწევდა.

ვერნადსკის აზრით, აერობული ბაქტერიები თავისი სუნთქვისათვის იყენებენ იმ ქანგბადს, რომელიც მიიღება წყლის მოლეკულაზე, მასში მოთავსებული რადიუმის და მეზოთორიუმის ალფა-ნაწილაკების მოქმედებით.

ბიოსფეროს ზედა საზღვარი ზუსტად დადგენილი არ არის, მაგრამ ის, ალბათ, განისაზღვრება ორი ფაქტორით: წყლის არსებობით და მოკლეტალლოვანი გამოსახვების რაოდენობით. უწყლოდ ორგანიზმების სიცოცხლე შეუძლებელია, 1600Å ნაკლები სიგრძის მქონე ტალღების ინტენსიური გამოსხივება სასიკვდილოა ყველა ორგანიზმისათვის. 1933 წ. 30 სექტემბერს სტრატოსტატ „სსრკ“-ზე საბჭოთა მეცნიერების მიერ ჩატარებულმა გამოკვლევებმა პაერის შემადგენლობის შესახებ დაგვანახეს, რომ 16,5 კმ სიმაღლეზე წყლის კვალიც კი არ არის. მაგრამ, ეს დამატებით შემოწმებას მოითხოვს. ასევე გამორკვეული არ არის ის სიმაღლე, სადაც მოკლეტალლოვანი გამოსხივების რაოდენობა ყველა ორგანიზმისათვის კრიტიკულ სიდიდეს აღწევს. ყოველ შემთხვევაში, ის იმ 30—50 კმ-ზე ზევით არ არის, სადაც „ოზონის ეკრანის“ არსებობას ვარაუდობენ, ე. ი. სტრატოსფეროს ფენაში, რომელშიც ქანგბადის მოლეკულები ულტრაიისფერი გამოსხივების ზეგავლენით გარდაქმნილია ოზონის მოლეკულაში.

ვერნადსკი ატმოსფეროს მთელ ქანგბადს ბიოგენურად აღიარებს და „ოზონის ეკრანს“ ფრიად მნიშვნელოვნად თვლის მოკლეტალლოვანი განსხივების დამლუპველი მოქმედებისაგან ორგანიზმის დასაცავად; ამ გამოსხივების მეტ რაოდენობას ეს ეკრანი იჭერს.

სავსებით გასაგებია, რომ სიცოცხლის გავრცელების აღნიშნული საზღვრები ადამიანს არ ეხება. ამ ბოლო წლებში, შემჩნეულია, მაგალითად, ადამიანის მიერ ბიოსფეროს ფარგლების განსაკუთრებით ინტენსური გაფართოება, რომელიც სულ უფრო და უფრო იპყრობს სტრატოსფეროს.

ვერნადსკის გამოანგარიშებით, ორგანიზებული მატერიის საერთო მასა შეადგენს $n \cdot 10^{11}$ ტ, რაც დაახლოებით მთელი დედამიწის ქერქის წონის ($3 \cdot 10^{19}$ ტ) 0,001% უდრის. ამ მატერიის მეტი რაოდენობა მოთავსებულია ოკეანეში, უმთავრესად პლანქტონის სახით, რომლის მასა მთელი წყლის წონის $1 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-2}$ % შეადგენს.

ორგანიზმების სიდიდე მეტად ნაირგვარია: უდიდესი ორგანიზმები — ხეები და ძუძუმწოვრები — ტონობით იწონიან; უწვრილესი ბაქტერიები სიდიდით უახლოვდებიან მოლეკულებს, და ცალკეული ინდივიდის წონა გაიზომება $n \cdot 10^{-11}$ გ სიდიდით. ასეთი ორგანიზმების რაოდენობა მოცულობის ერთეულში შეიძლება უზარმაზარ რიცხვს აღწევდეს. ამრიგად შეგვიძლია ვილაპარაკოთ ორგანიზებული მატერიის თავისებურ გაფანტვაზე.

ორგანიზმების მნიშვნელობა ვანისაზღვრება არა მარტო მათი შემქნელი ატომების რაოდენობით: ეს რაოდენობა, როგორც დავინახეთ, მთელი დედამიწის ქერქის წონასთან შედარებით სრულიად უმნიშვნელოა. მაგრამ ორგანიზმებში ელემენტთა ატომები სულ სხვა ენერგეტიკულ მდგომარეობაში იმყოფებიან, რაც გაპირობებულია მზის ენერჯის აკუმულაციით; ცოცხალ ნივთიერებას მუდმივად გაივლიან სხვადასხვა ელემენტის მნიშვნელოვანი რაოდენობანი, რის გამო ჩვენი პლანეტის ზედა ნაწილების ისტორიაში ორგანიზმების როლი მეტად დიდია.

თითოეული ორგანიზმი თავისი სიცოცხლის დროს გარემომცველი გარემოდან ელემენტების ამა თუ იმ რაოდენობას ითვისებს და ასევე მუდმივად უბრუნებს მათ გარემომცველ გარემოს. ამაში მდგომარეობს სიცოცხლის არსებითი თვისება, ვინაიდან, ენგელსის განმარტების მიხედვით: სიცოცხლე — ეს არის ცილოვანი ნივთიერების არსებობის ზერხი, რომლის არსებით მომენტს წარმოადგენს ნივთიერებათა მუდმივი გაცვლა-გამოცვლა მათ გარემომცველ გარეგან ბუნებასთან, ამასთანავე ამ გაცვლა-გამოცვლის შეწყვეტასთან ერთად სიცოცხლეც წყდება, რაც იწვევს ცილების დაშლას.

თავის გეოქიმიურ ისტორიაში ორგანიზმებში განვლილი ნივთიერების რაოდენობა გეოაცებს თავისი სიდიდით. მაგალითად, თვლიან, რომ 13 წლის განმავლობაში ორგანიზმები ატარებენ ნახშირბადის ისეთ რაოდენობას, რომელიც 10-ჯერ აღემატება მის მთელ რაოდენობას დედამიწის ქერქში. ამასთანავე არ შეიძლება მხედველობიდან გამოვუშვათ, რომ ეს პროცესები დედამიწაზე წარმოებენ არა ნაკლებ მილიარდი წლების განმავლობაში. აქედან ცხადია ბიოქიმიური პროცესების განსაკუთრებული როლი გეოქიმიიაში, თუ ყველა ელემენტისათვის არა, მნიშვნელოვანი რიცხვისათვის მაინც.

ვ. ი. ვერნადსკი ატმოსფეროს მთელ ეანგბადს ორგანიზმების ცხოველ-მოქმედების პროდუქტად თვლის. ქვანახშირის, ტორფის, ნავთის, ცარცის, მრავალი კირკვების, ფოსფორიტების, კვინის და მანგანუმის მადნების და სხვათა დაგროვება — არის ორგანიზმების ცხოველმოქმედების შედეგი, ისევე როგორც ნიადავი ორგანიზმების ქანებთან ურთიერთქმედების შედეგს წარმოადგენს.

ორგანიზმების რაოდენობა ბიოსფეროს სხვადასხვა ნაწილში მეტად განსხვავებულია, განსაკუთრებით ვერტიკალური მიმართულებით: ბიოსფეროს საზღვრებთან ის უახლოვდება ნულს, ლითოსფეროს და ატმოსფეროს საზღვარზე, და აგრეთვე ჰიდროსფეროს ზედა ნაწილებში ის მაქსიმუმს აღწევს. მწვანე მცენარეებს (ავტოტროფული ორგანიზმები) შეუძლია იცოცხლონ მხოლოდ მზის სხივების ქვეშ, რითაც უშუალოდ განისაზღვრება მათი გაკრცელების ადგილები, ამის გამო ლითოსფეროში იჭრებიან მხოლოდ თავისი ფესვებით, ე. ი. ძალიან მცირე სიღრმეზე. დანარჩენი (ჰეტეროტროფული) ორგანიზმები, უფრო დამოუკიდებელი არიან მზის სხივების მიმართ, აქვთ სიღრმეზე გაკრცელების უფრო ფართო საზღვრები როგორც ჰიდროსფეროში, ასევე ლითოსფეროში.

ორგანიზმები მჭიდროდ არიან დაკავშირებული გარემომცველ გარემოთან, რომელიც განსაზღვრავს მათი მდგრადობის (არსებობის) არეს. ისინი წარმოადგენენ განსაკუთრებულ თერმოდინამიკურ არეს, რომელშიაც მდგრადი არიან რთული ორგანული შენაერთები, რომლებიც არამდგრადებია ამ არეს გარეშე და სადაც შეუძლია მიმდინარეობდნენ ისეთი რეაქციები, რომლებიც იმავე ტემპერატურისა და წნევის დროს ორგანიზმების გარეშე არ წარმოებენ. ასეთია, მაგალითად, CO_2 დაშლა მზის სხივების ზეგავლენით. ამ მოსაზრებიდან გამომდინარე, ვერნალსკიმ გამოთქვა აზრი: ორგანიზმები იქნან გაგამოყოფილი, როგორც ბუნებაში ელემენტთა მოპოვების განსაკუთრებული ფორმა, ისევე როგორც სხვა ცნობილი ფორმები (მინერალი, მაგმა, გაფანტულობა).

ორგანულ ნივთიერებაში შემაჯალი ელემენტები ქმნიან რთულ, ძირითად მასაში ენდოთერმულ შენაერთებს, და ამრიგად ისინი თითქოს მაღალ ენერგეტიკულ დონეზე იმყოფებიან. ტოვებენ რა ცოცხალ ნივთიერებას ასეთი შენაერთების სახით, ისინი, ვიდრე გადავიდოდნენ ნაკლებ აქტიურ და ორგანიზმების გარეთ უფრო მდგრად ფორმებში, გაივლიან რაღაც გზას. ასეთ გზას გადის, მაგალითად, მწვანე მცენარეების ნახშირბადი. მცენარეების შიერ შეტაცებული ატმოსფეროს ნახშირყვანგი, ფოტოსინთეზის და მათში ნაირგვარი შენაერთების სახით (უჯრედოვანა, ცილა და ა. შ.) არსებობის შედეგად ნახშირბადი შედის ცხოველების სხეულში და სხვა ჰეტეროტროფულ ორგანიზმებში. ამ ორგანიზმების სუნთქვის შედეგად ნახშირბადი საკმაოდ სწრაფად, რიგი გარდამავალი შენაერთების გამოვლით, ლეხულობს ნაკლებად აქტიურ CO_2 -ის ფორმას. ნახშირბადის მეორე ნაწილი, რომელიც ორგანიზმების სიკვდილის შემდეგ მოხვდება რა აკუმულაციის შესაბამის პირობებში, გროვდება საპროპელიტებში, გადადის ნავთში, და მხოლოდ დიდი, გეოლოგიური მასშტაბებში გაზომილი დროის პერიოდების შემდეგ უბრუნდება საწყისს, ნაკლებად აქტიურ, ატმოსფეროს CO_2 -ის ფორმას. ნახშირბადის ეს წრიული ბრუნვა, როგორც სავსებით ნათელია, სრულდება მზის სხივების ენერჯის ხარჯზე, რომელიც გარდაიქმნება მწვანე მცენარეების ქლოროფილით და სხვაგვარად ვერც იწარმოება.

ორგანიზმების განსაკუთრებული როლი და უპირველეს ყოვლისა მცენარეების გამოვლინებულია არა მარტო ნახშირბადის მიმოქცევაში, არამედ

რივ სხვა ელემენტებშიაც, მათ რიცხვში ეანგბადის, გოგირდის, ფოსფორის და აზოტის. ამა თუ იმ სიძლიერით ეს როლი შეღავნდება საერთოდ ყველა ციკლიური ელემენტის ბრუნვაში.

დედამიწაზე მზის მიერ ყოველწლიურად გამოგზავნილი ენერგია მეტის-მეტად დიდია და შეადგენს 1,6ნ-10²¹ დ. კალ. ამ ენერგიის მეტი ნაწილი შეიტაცება ატმოსფეროს მიერ და მიდის ოკეანეს სითბურ რეჟიმზე და მხოლოდ მცირე ნაწილი, რომელიც საერთო რაოდენობის 1—2% შეადგენს, დაკავშირებულია უმთავრესად 6700—7350 Å სიგრძის სინათლის ტალღებთან, გამოიყენება მცენარეების მიერ, მაგრამ მცენარეები მიისწრაფიან მათთვის მისაწვდომი ენერგია გამოიყენონ მაქსიმალურად. ხმელეთზე შინდერის ბალახებს და ტყის ფოთლებს ჩვეულებრივ ისეთი ფართობი აქვთ, რომელიც მრავალჯერ აღემატება მათ მიერ დაკავებულ ფართობს: შინდერის ბალახებისათვის—22—38-ჯერ, იონჯასათვის—85-ჯერ, წიფლის ტყისათვის—7,5-ჯერ და ა. შ.

ჰიდროსფეროში მზის სხივების ენერგია უფრო სრულად გამოიყენება ფოტოპლანქტონის მიერ, უმთავრესად ერთუჯრედიანი მწვანე ორგანიზმებით, რომლებიც განვითარებულია წყლის დიდ ფენაში და შეუიარაღებელი თვალისათვის უჩინარია. სიღრმესთან დაკავშირებით იცვლება სპექტრის სხვადასხვა სხივის ფარდობითი რაოდენობა, და შესაბამისად ამისა იცვლება მცენარეების ხასიათი, რომლებიც შეგუებული არიან მაქსიმალურად გამოიყენონ განსაზღვრული სიგრძის ტალღების ენერგია. ამგვარად, სიღრმესთან დაკავშირებით მწვანე მცენარეები თანდათან ინაცვლებიან ლურჯებით, უკანასკნელნი უფრო მეტ სიღრმეზე—წითლებით.

ორგანიზმები სიცოცხლის დროს ქიმიური ატომების გადაადგილებით და ახალი შენაერთების შექმნით დიდ გეოქიმიურ მუშაობას ასრულებენ. ამ მუშაობის მასშტაბის წარმოსადგენად, რომელიც, როგორც ყოველივე მუშაობა, შეიძლება გამოსახულ იქნას ფორმულით $\frac{mv^2}{2}$, სადაც m —ნივთიერების მასაა, v —მისი გადატანის სისწრაფეა, შეგვიძლია, როგორც ამას აკეთებს ვერნანდსკი, მივმართოთ ორგანიზმების გამრავლების სისწრაფეს. ზოგიერთი ბაქტერია მრავლდება გაყოფით ყოველ 22 წუთის შემდეგ, ე. ი. 64-ჯერ დღელამდე. იდეალურად ხელსაყრელ პირობებში ერთი ასეთი ბაქტერიის შთამომავლობა შეძლებდა დაეფარა ერთფენიანი შრით დედამიწის მთელი ზედაპირი 36 საათში. სიცოცხლის გადაცემის სისწრაფე (ნივთიერების გადატანა)

ამ შემთხვევაში იქნება $\frac{40\ 075\ კგ}{35 \cdot 60 \cdot 60} = 0,33\ კმ/წმ$, სადაც 40075—დედამიწის

ეკვატორის სიგრძეა. მაშასადამე, აქ სიცოცხლის გადაცემის სისწრაფე თითქმის ბგერის სისწრაფის ტოლია. სხვა ორგანიზმებისათვის ის შესაბამისად უფრო მცირეა და, მაგალითად, დიდი ცხოველებისათვის გაიზომება ერთ სეკუნდში სანტიმეტრის ნაწილებით. საერთოდ განსაკუთრებით დიდ გეოქიმიურ მუშაობას ასრულებენ მიკროორგანიზმები, რომელთა ურცხვი რაოდენობა

ავსებს მთელ ბიოსფეროს, და რომლებსაც სიცოცხლის გადაცემის განსაკუთრებით დიდი უნარი აქვთ.

ორგანიზმებში იკმნებიან მრავალრიცხოვანი ორგანული ნაერთები (ნახ- შერწყლები, ცხიმები, ცილები, მეტალორგანული შენაერთები და ა. შ). ორგანიზმების შემადგენლობაში შედის მთელი რიგი ელემენტები: ერთი—დიდი რაოდენობით და მუდამ, მეორე—მცირე რაოდენობით და, შესაძლებელია, არაყოველთის.

წინათ, პირველებს ბიოგენურ ელემენტებს უწოდებდნენ, ვინაიდან თვლიდნენ, რომ მხოლოდ ისინი, მეორე ჯგუფის ელემენტებისაგან განსხვავებით, აბსოლუტურად აუცილებელი არიან ცხოველების და მცენარეების სიცოცხლისათვის. ასეთებია C, O, H, N, S, P, K, Fe. მაგრამ ბიოქიმიკოსების გამოკვლევები სულ უფრო და უფრო აფართოებენ ბიოგენურ ელემენტების სიას, და ამჟამად უკვე ყველასათვის ექვს გარეშეა, რომ ორგანიზმებში მცირე რაოდენობით შემავალი ელემენტებიდან, ზოგიერთი მაინც ასრულებს განსაზღვრულ ფიზიოლოგიურ ფუნქციას, ე. ი. აუცილებელია ისინიც მივაკუთვნოთ ტიპურ ბიოქიმიურ ელემენტებს. ასეთებია: იოდი, რომლის კონცენტრირება წარმოებს ხერხემლიანი ცხოველების ფარისებრ ჯირკვალში—იოდ-ორგანული კომპლექსის ფორმაში (ჰორმონი ტიროქსინი); მანგანუმი—მეზენჯავ ფერმენტებში; თუთია—ცხოველების ეპითელიარულ ორგანოებსა და განსაკუთრებით გველთა შხაშში; სპილენძი—სასუნთქ პიგმენტ ჰემოციანინში, რომელიც მოლუსკებში იგივე როლს ასრულებს, რასაც ჰემოგლობინი უმაღლეს ცხოველებში და ა. შ.

საკვიროა აღენიშნოთ, რომ ორგანიზმა ქიმიური შემადგენლობა ოდენობით საკმაოდ შესწავლილი არ არის. თანამედროვე მეცნიერებისათვის დაახლოებით ერთ მილიონ ცნობილ მცენარეთა და ცხოველთა სახეებიდან ქიმიურად შესწავლილია, და ისიც უმთავრესად მხოლოდ „ბიოქიმიური“ ელემენტების მხრივ, არა უმეტეს 5000 სახისა. ორგანიზმების შემადგენლობაში ექვს გარეშე დადგენილია დაახლოებით 60 ელემენტი, თანაც უკანასკნელთა რიცხვი, კვლევის მეთოდების დაზუსტებასთან და სულ ახალი და ახალი ორგანული სახეების შესწავლასთან დაკავშირებით თანდათან იზრდება. ეს რიცხვი უკვე ახლაც შეიძლება გავზარდოთ: ჯერ ერთი, კეთილშობილი აირების (He, Ne, Ar, Kr, X) ხარჯზე, რომლებიც, უეჭველია, ორგანიზმში იჭრებიან ავგონთან ერთად; მეორე მხრივ, იშვიათი მიწის ელემენტების ხარჯზე, რომლებიდანაც ორგანიზმებში უფრო გავრცელებულია (La, Ce); მესამე მხრივ, ურანის, თორიუმის და რადიუმის რადიოაქტიური დაშლის პროდუქტების ხარჯზე, რომლებიც აგრეთვე დადგენილი არიან ორგანიზმებში.

ორგანიზმებში სხვადასხვა ელემენტის რაოდენობა მერყეობს დიდ ფარგლებში—ათეული პროცენტებიდან (O და H-სთვის). $n \cdot 10^{-12}$ % მდე (Ra, Rn). მოსახერხებელია, რომ ყველა ელემენტი ორგანიზმებში მათი რაოდენობის მიხედვით დანაწილდნენ სამ ჯგუფად:

1. მაკროქიმიური— $n \cdot 10^1$ -დან $n \cdot 10^{-2}$ % მდე,
2. მიკროქიმიური— $n \cdot 10^{-3}$ -დან $n \cdot 10^{-6}$ % მდე,
3. ულტრაელემენტები— $n \cdot 10^{-6}$ ან $n \cdot 10^{-12}$ % მდე.

ორგანიზმების საშუალო ელემენტარული შემადგენლობა (%-ში მათი წონისაგან) მოყვანილია 38-ე ცხრილში (ა. პ. ვინოგრადოვის მიხედვით).

ც ხ რ ი ლ ი 38

ჯ ზ უ ფ ი	შემადგენლობა %	ელემენტები
მაკროელემენტები	10	O, H
	10 ⁰ —10 ¹	C, N, Ca
	10 ⁻¹ —10 ⁰	S, P, K Si
	10 ⁻² —10 ⁻¹	Mg, Fe, Na, Cl, Al
მიკროელემენტები	10 ⁻³ —10 ⁻²	Zn, Br, Mn, Cu
	10 ⁻⁴ —10 ⁻³	I, As, B, F, Pb, Ti, V, Cr, Na, Sr
	10 ⁻⁵ —10 ⁻⁴	Ag, Co, Ba, Th
ულტრაელემენტები	10 ⁻⁶ —10 ⁻⁵	Au, Rb
	10 ⁻¹¹ —10 ⁻⁵	Hg
	10 ⁻¹² —10 ⁻¹¹	Ra, Em

გარდა ამისა, ორგანიზმებში დადგენილია შემდეგი ელემენტები, რომელთა რაოდენობა ჯერჯერობით ზუსტად დადგენილი არაა: Li, Be, Se, Ga, Ge, W, Ar, Sc, Mo, Rb, Pd, Pt, Cd, Sn, Cs, Te, Sb, Bi, U, La, Ce.

ორგანიზმებში შეხვედრილი ელემენტები, მეტწილად ციკლიურებს ეკუთვნის (მათი საერთო წონის 99%-ზე მეტი).

შემდეგ ჯგუფს გაფანტული ელემენტები შეადგენენ, მათ რიცხვში Li, Se, Ga, Rb, Cs, I, Br. ზოგიერთისთვის ორგანიზმების განსაზღვრული სახეები წარმოადგენენ ძლიერ კონცენტრატორებს.

რიგი ელემენტების ისტორიაში კონცენტრატორი—ორგანიზმების გეოქიმიური როლი განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს. რიგ შემთხვევაში გეოციტებს შედეგების გრანდიოზულობა. საკმარისია მოვიგონოთ ნახშირბადის კონცენტრაცია ქვანახშირის, ნავთის, ტორფის, საწვავი ფიქლებისა და სხვ. საბადოებში, კალციუმის და ნახშირბადის კონცენტრაცია კირქვებში; სილიციუმის—დიატომიტებში; ფოსფორის—ფოსფორიტებში და ა. შ. ზოგიერთი ელემენტი ორგანიზმებში კონცენტრირებულია მულდამ 1%-ზე მეტი რაოდენობით: O, H, C, N, Ca. სხვები ასეთი კონცენტრაციით შედიან მხოლოდ ზოგიერთ ორგანიზმში: Al, Fe, Si, Mg, Ba, I, Sr, Mn, K, Cl, Zn, P, Br და, ალბათ, Cu, V. მაშასადამე, სულ ცნობილია დაახლოებით 20—22 ქიმიური ელემენტი, რომლებსაც შეუძლია მნიშვნელოვანი რაოდენობით დაგროვდნენ ორგანიზმებში. გაცილებით უფრო ნაკლები, მაგრამ ზოგჯერ მაინც საკმაოდ დიდი კონცენტრაცია შემჩნეულია რიგ შემთხვევაში ზოგიერთი სხვა ელემენტისათვის: Be, B, Se, Th, Co, Ni, Mo, Pt, Pd, Rh, Ga, Ge, As, Cd, Sn, Sb, Au, Pb, Bi (ჩვეულებრივად ქვანახშირის ნაცარსა და ჰუმუსში).

ორგანიზმების, როგორც კონცენტრატორების როლი განსაკუთრებით ნათელი ხდება, თუ შევადარებთ ორგანიზმებში ზოგიერთი ელემენტის კლარკებს ამ ელემენტების კლარკებს შესაბამის გარემოში. ვერნადსკის მონაცემების თანახმად, ზღვის ორგანიზმებში გარემოსთან შედარებით ჩვენ გვაქვს კლარკების ზრდა:

- F, B, K, S—ათეულჯერ ($n \cdot 10^1$)
- Fe, Br, Sr, As, Ag—ასეულჯერ ($n \cdot 10^2$)
- Si, P—ათასჯერ ($n \cdot 10^3$)
- Cu, I—ათეულ ათასჯერ ($n \cdot 10^4$)
- Zn, Mn—ასეულ ათასჯერ ($n \cdot 10^5$)

სურათი უფრო ნათელი გახდება, თუ ამ საშუალო რიცხვებიდან გადავალთ ზღვის ცალკეულ ორგანიზმებზე. მოვიყვანოთ რამდენიმე მაგალითი (ცხრ. 39). ორგანიზმების ცხოველმოქმედების შედეგად შესაძლებელია წარმოიშვან ისეთი ელემენტების ერთდროული კონცენტრაციები, რომელნიც ჩვეულებრივ გეოქიმიურ დამოკიდებულებაში განსხვავებული არიან და ამის გამო არაორგანული პროცესების დროს მათი ასოციაციები არ წარმოიშებიან. ასეთია ზემოთ ნახსენებ ელემენტთა ასოციაცია ქვანახშირის ნაცარსა და ჰუმუსში, სადაც ერთდროულად კონცენტრირებულია, მაგალითად, ჰიდროთერმალური ძარღვების (Pb, Zn და სხვ.), ულტრა ფუძე მაგმების (Ni, Pt—ჯგუფი) და გრანიტული ჰეგმატიტების (Be, Th და სხვ.) ტიპური ელემენტები. დიდი ხანია ცნობილია, რომ ქვანახშირები გამდიდრებულია იშვიათი ელემენტებით.

ცხრილი 39

ელემენტი	შემცველობა ზღვის წყალში	შემცველობა ორგანიზმებში %	კონცენტრაციის კოეფიციენტი
Si	$5 \cdot 10^{-3}$	კაჟიანი ღრუბლები—30-მდე დიატომური წყალმცენარეები—3-მდე	600 000 60 000
I	$5 \cdot 10^{-6}$	წყალმცენარეები—0,6-მდე ღრუბლები—2-მდე	120 000 400 000
Fe	$5 \cdot 10^{-3}$	ზღვის ბალახი—0,1	2 000

მინერალოგები კარგად იცნობენ, მაგალითად, ქვანახშირის ზოგიერთ საბადოში ნაპოვნ მილერიტის NiS და ლინეიტის Co_2S_3 შესანიშნავ კრისტალებს. კარგად არის აგრეთვე ცნობილი, რომ ნახშირები, რომლებიც ელექტროდებდად გამოიყენებიან, მუდამ შეიცავენ სხვადასხვა იშვიათ ელემენტებს: სპექტროსკოპებს დიდი ზრომის დახარჯვა უხდებათ, რომ გაწმინდონ ეს ნახშირები აღნიშნული მინარეუებისაგან.

რიგ ლამბორატორიებში, ამ ბოლო წლებში ჩატარებული სისტემატური კვლევის შედეგად, ქვანახშირების იშვიათი ელემენტებით გამდიდრების სურათი ახლა საკმაოდ ნათელი გახდა.

მოგვყავს გოლდშმიდტის ცხრილი, რომელიც გამოსახავს ქვანახშირის ნაცარში ზოგიერთი იშვიათი ელემენტის შემცველობას და კონცენტრაციის ხარისხს შედარებით ლითონფეროსთან (ცხრ. 40).

ელემენტი	შემცველობა ნახშირის ნაცარში %		კონცენტრაციის ხარისხი ლითონფეროსთან შედარებით	
	უდიდესი	საშუალო	უდიდესი	საშუალო
Be	0,1	0,03	100—500	30—150
B	0,3	—	1000	—
Sc	0,04	0,006	70—130	10—20
Co	0,16	0,03	150	30
Ni	0,8	—	80	—
Zn	1	—	50	—
Ga	0,04	0,01	30—40	7—10
Ge	1,1	0,05	1600—2800	70—120
As	0,8	—	1600	—
Y	0,08	0,01	80	—
Mo	0,05	0,02	30	13
Sn	0,05	0,02	10	4
Pb	0,1	—	70	—

ამ ცხრილის საფუძველზე ზოგიერთი ქვანახშირის ნაცარი შესაძლებელია განხილულ იქნას, როგორც იშვიათი ელემენტების მადანი, განსაკუთრებით Ge, Ga, Co, Ni. ამასთანავე აუცილებელია მხედველობაში მივიღოთ, რომ ეს „მადანი“ უკვე ამოღებულია, დაფუჭულია და სუფთად მიტანილია სამრეწველო ცენტრებში: გვრჩება მხოლოდ მისგან ამოვიღოთ ძვირფასი მეტალები.

ქვანახშირის იშვიათი ელემენტებით გამდიდრება დაკავშირებულია მცენარეულობასთან, რომლისგანაც ის წარმოიშვა. ეს დასტურდება, ერთი იმით, რომ მკირენაქრიანი ნახშირები უფრო მდიდარია იშვიათი მეტალებით, და, მეორე მხრივ, გამოკვლევებით იშვიათი ელემენტების შემცველობაზე როგორც თვით მცენარეებში, ასევე ჰუმუსში, რომელიც წარმოიშვება როგორც მცენარეული ნარჩენების ლპობის და დაშლის პროდუქტი.

ორგანიზმებში, როგორც ლავინახეთ, პირველ რიგში გროვდებიან ისეთი ელემენტები, რომლებიც საესებით გარკვეულ ფიზიოლოგიურ ფუნქციას ასრულებენ: ქმნიან ქიმიურ შენაერთებს, რომელთა ერთობლიობა წარმოადგენს ორგანიზმის სხეულს (ცილა, ცხიმი, უჯრედოვანა და ა. შ.). მაგრამ ელემენტები არა მარტო მონაწილეობენ წონასწორობის მოძრავ სისტემაში, ე. ი. არა მარტო რთულ ორგანულ შენაერთებში; ისინი აგრეთვე მეტად მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ სკელეტური ნაწილების აშენებაში. ქიმიური შემადგენლობით ორგანიზმების სკელეტები შეიძლება საკმაოდ ნაირგვარი იყოს. სკელეტების მასალა შესაძლებელია იყოს: არაგონიტი (კონხიტი); კალციტი, აპატიტი, აპატიტი კარბონატებთან, სხვა ფოსფატები, Ca, Si, Ba სულფატები; ოპალი; ალუმოსილიკატები; Fe, Al, Mn ჟანგების ჰიდრატები, დაბოლოს, ორგანული ნივთიერებანი—ცელულოზა, ქიტინი, ცილა და სხვ.

საერთოდ რომ ვთქვათ, გარემომცველი გარემოდან ორგანიზმებში იჭრება სრულიად სხვადასხვაგვარი ელემენტი, მაგრამ ისინი გროვდებიან სხვადასხვა რაოდენობით. მაგალითად; ზღვის წყალმცენარე წყალთან ერთად ლებულობს ყველა იმ ელემენტს, რომლებიც გახსნილია მასში. მაგრამ ესა თუ ის ელემენტი იჭრება მხოლოდ მანამდე, ვიდრე მისი იონების კონცენტრაცია

წყალმცენარის ხსნარებში და გარემომცველ წყალში არ იქნება გათანაბრებული: ამის შემდეგ წყლიდან ელემენტის დიფუზური შექრა წყალმცენარეში წყდება. ამასთან ძირითადად ისახება ელემენტების ორი ჯგუფი. ერთი ორგანიზმში იძლევიან განსაზღვრულ უხსნად შენაერთებს, და ამ ელემენტთა იონების კონცენტრაცია ორგანულ სითხეში ნაკლები იქნება, ვიდრე გარემომცველ სითხეში; ამის გამო ამ ელემენტების შემდგომი შექრის დროს გამოიყოფიან ამა თუ იმ ორგანული, მეტალ-ორგანული და მინერალური სკელეტების წარმონაქმნების სახით. იწარმოებს ამ ელემენტების მეტად თუ ნაკლებად მნიშვნელოვანი კონცენტრირება. სულ სხვა სურათს იძლევა ის ელემენტები, რომლებიც ორგანიზმში უხსნად შენაერთებს არ წარმოშობენ: ისინი ორგანიზმში იქნებიან იმავე სახით და კონცენტრაციით, როგორც გარემომცველ წყალში; ამის გამო მათი შეტანა შეწყდება, და საერთოდ ვერ მივიღებთ მათ კონცენტრაციებს.

რამდენადმე სხვაგვარად არის საქმე დედამიწის ზედაპირის ტყის მცენარეებში. აქ ფესვების საშუალებით ნიადაგის ხსნარებთან ერთად შეიტანებიან ნაირგვარი ელემენტები. ფესვების წნევის ზეგავლენით ეს ხსნარები ფოთლებს აღწევენ, სადაც საკუთრივ წარმოებს ორგანული ნივთიერების სინთეზი; ამასთან წყალი ფოთლების საშუალებით ორთქლდება, ამრიგად, ხის სიცოცხლის მთელ მანძილზე წარმოებს ნიადაგის ხსნარების მუდმივი დენა ქვევიდან ზევით, ფესვებიდან ფოთლებისაკენ, და მცენარეს გამდიდრება არა მარტო იმ ელემენტებით, რომლებიც განსაზღვრულ ფიზიოლოგიურ როლს ასრულებენ, არამედ უცხო ელემენტებითაც, რომლებიც არ ესაჭიროება ხეს და რომლებიც შედიან შემთხვევითი მინარევების სახით. როგორც ჩანს, ამგვარად უნდა აიხსნას მცენარეების და მათსადაამე, ჰუმუსის და ქვანახშირის გამდიდრება ნაირგვარი, და მათ რიცხვში ზოგიერთი იშვიათი ელემენტით, ურომლისოდ მცენარეები, ალბათ, გააძლებდნენ.

ორგანიზმების გეოქიმიური როლი არ ისაზღვრება ბიოსფეროში ამა თუ იმ ელემენტების კონცენტრაციით. ის გაცილებით უფრო დიდია, მოვიყვანოთ რამდენიმე მაგალითი.

კაოლინის ბირთვი, როგორც ცნობილია, ხსნათდება დიდი მდგრადობით, ასე რომ, დედამიწაზე მიმდინარე ჩვეულებრივმა არაორგანულმა პროცესებმა საეპქოა, რომ შექმნონ მისი დაშლა. ვ. ი. ვერნადსკიმ, ჯერ კიდევ 1911 წელს, ზოგიერთი წინასწარი ექსპერიმენტული მონაცემების საფუძველზე გამოიტანა დასკვნა, რომ დიატომურ წყალმცენარეებს შეუძლია მისი დაშლა. ა. პ. ვინოგრადოვის და ე. ა. ბოიჩენკოს მიერ 1939—1941 წლებში ჩატარებული ცდებით დამაჯერებლად დამტკიცებულია, რომ დიატომების ზოგიერთი სახე კარგად ეითარდება ნაკრიტზე, მათ მიერ გამოყოფილი ლორწოთი შლიან მას, ათავისუფლებენ თიხამიწას, და კაჟმიწას იყენებენ თავისი ფარების ასაშენებლად. ამ შედეგებს შეიძლება დიდი მნიშვნელობა ჰქონდეს დიატომიტის სახით კაჟმიწის დიდი დაგროვების ასახსნელად, და აგრეთვე ა. დ. არხანგელსკის დასკვნების დასადასტურებლად, რომ ბოქსიტები ზღვიური წარმოშობის არიან.

მაგრამ ორგანიზმებს არა მარტო კაოლინის ბირთვის დაარღვევა შეუძლიათ. მრავალრიცხოვანი დაკვირვებები გვიჩვენებენ, რომ უმარტივეს ორგა-

ნიშნებს შეუძლიათ დაშალონ სხვა მინერალებიც და მათი კომპლექსები—ქანები და ამრიგად გამოფიტვის მნიშვნელოვან ბიოლოგიურ ფაქტორს წარმოადგენენ. ამასთან განსაზღვრული თანმიმდევრობით წარმოებს ეგრეთ წოდებული „კლდეების დასახლება“ ორგანიზმებით. პირველად ჩნდებიან ნიტროფიკატორი—ბაქტერიები და მოლურჯო-მწვანე წყალმცენარეები; მინერალების დაშლით, ისინი ხელს უწყობენ ბაქტერიებიდან, წყალმცენარეებიდან (ყერძოდ-ლიატომები) და უმარტივესი სოკოებიდან ნაირგვარი მიკროფლორის განვითარებას; შემდეგ ჩნდებიან ლითოფილური ფუთქურები და კლდის ხავსები. ყველა ისინი ნიადაგს ამზადებენ უმალესი მცენარეებით და მისი თანამგზავრი ფაუნით კლდეების დასახლებისათვის.

ბ. ბ. პოლინოვი ამ ფაქტებს განსაკუთრებულ მნიშვნელობას აწერს. ამ ფაქტებზე და ზოგიერთ სხვა მოსაზრებებზე დაყრდნობით, ის შესაძლებლად თვლის, რომ პირველი ორგანიზმები პირველად წარმოშობილ ლითოსფეროზე გაჩნდნენ ისეთ პირობებში, რომლებიც საერთოდ, მაგმურ ქანებზე, ეგრეთ-წოდებული ორთოელივიალურ ნიადაგთა ფორმირების პირობების ანალოგიურია.

პირველად ორგანიზმებს უნდა ჰქონოდათ ქანების დაშლის უნარი. მათი შთამომავლობა ევოლუციური გზით შეეგუა ცხოვრებას წყალში და სხვა ნაირგვარ პირობებში, რომელიც თანდათან იქმნებოდა დედაშიწაზე ლითოსფეროს, ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს ურთიერთქმედებით და თვით ორგანიზმების აქტიური მონაწილეობით. პოლინოვის ჰიპოთეზის თანახმად, ამ ევოლუციის დროს ცალკეული ქიმიური ელემენტები ორგანიზმებისათვის შემთხვევითების ჯგუფიდან თანდათან გადადიოდნენ ორგანოგენების ჯგუფში, და ასრულებენ ამა თუ იმ ფიზიოლოგიურ როლს.

ორგანიზმები ქიმიურ ელემენტებს არა მარტო აკონცენტრირებენ, არამედ კიდევაც ფანტავენ. ეს განსაკუთრებით ნათელი გახდება, თუ ჩვენ მივმართავთ მიკროორგანიზმებს, რომლებიც ფართოდ არიან გავრცელებული ჰიდროსფეროში და ლითოსფეროს ზედა ფენებში, სადაც ისინი ხშირად ასეული მეტრის სიღრმეს აღწევენ. როგორი პატარაც უნდა იყოს მიკროორგანიზმი, მის შემადგენლობაში მულამ შედის მცირე რაოდენობით ნაირგვარი ელემენტების მნიშვნელოვანი რიცხვი, რომლებიც, ამრიგად, სიცოცხლით დაკავებულ სიცრცეში იფანტებიან.

იმ გარემოს ქიმიური შემადგენლობა, სადაც ცხოვრობენ ორგანიზმები, უშუალო გავლენას ახდენს მათზე, რომელიც ორი ძირითადი მიმართულებით არის გამოვლინებული: ერთი მხრივ ქიმიური გარემო განსაზღვრავს ორგანიზმების გავრცელებას, მეორე მხრივ ის იწვევს მათ შეცვლას. ერთი და მეორეც მტკიცდება მეცნიერებაში დაგროვალი მრავალრიცხოვანი ფაქტებით, რომლებიც ამ ბოლო წლებში შეჯამებულია ა. პ. ვინოგრადოვის მიერ.

სხვადასხვა ორგანიზმი სხვადასხვაგვარ რეაგირებას ახდენს შესაბამის გარემოში ამა თუ იმ ელემენტების სიჭარბეზე ან ნაკლებობაზე. ეს იწვევს ორგანიზმების ერთგვარ შერჩევას, როდესაც მოცემულ ქიმიურ გარემოსთან შეგუებული ერთი სახეები განდევნიან უფრო ნაკლებად შეგუებულ სხვა სახეებს. ამით აიხსნება ზღვის და მტკნარი წყლის აუზების ფლორისა და ფაუნის,

კარგად ცნობილი განსხვავება, ზოგიერთი ნიადაგის უნაყოფობა და ზოგის სინოციერე, ფლორის თავისებურება კირქვებზე და მაგნეზიალურ ქანებზე; გალმეიური ფლორის თავისებურება—თუთიით მდიდარ ნიადაგებზე და ა. შ.

ამა თუ იმ ბიოქიმიური პროვინციის ფარგლებში გარკვეული ელემენტების სიჭარბის ან ნაკლებობის პირობებში მცხოვრები მცენარეების და ცხოველების მრავალი ავადმყოფობა ასევე აიხსნება ორგანიზმებზე ქიმიური გარემოს ზეგავლენით. ეს ავადმყოფობანი დამახასიათებელია გარკვეული ადგილებისათვის და ატარებენ ენ დემიის სახელწოდებას.

ნიადაგებში მაგნიუმის, მანგანუმის და რკინის ნაკლებობა იწვევს მცენარეთა ქლოროზს და სხვა დაავადებას. ფტორის ნაკლებობა—ცხოველებში კბილების დაავადებას, ფოსფორის და კალციუმის ნაკლებობა—ცხოველთა ძვლების დაავადებას, იოდის ნაკლებობა—ჩივიის ეპიდემიას და ა. შ.

ბერილიუმის სიჭარბე ნიადაგებში იწვევს „ბერილიუმის რახიტს“ ცხოველებში, ფტორის სიჭარბე შლის ძვლებს და კბილის ემალს, ბორის, მანგანუმის და ზოგიერთი სხვა ელემენტის სიუხვე იწვევს მცენარეებში რიგ დაავადებას და ა. შ.

გარკვეულ ქიმიურ გარემოსთან შეგუებისას ორგანიზმები განიცდიან შესაბამის გეოლოგიურ ცვლილებებს, რის შედეგად ორგანიზმებში წარმოებს ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტების მომატება ან შემცირება. ღროთა განმავლობაში ეს ბიოლოგიური ცვლილებები განმტკიცდებიან და მემკვიდრეობითი ხდებიან.

ორგანიზმის შეცვლის გამომწვევე ელემენტებს მასში ენიჭება ესა თუ ის გარკვეული ბიოლოგიური ფუნქცია. ა. პ. ვინოგრადოვის თანახმად, „ორგანიზმის ქიმიურ შემადგენლობას შენახული. აქვს თავისი წარმოშობის ნიშნები“.

ნატრიუმით მდიდარი ორგანიზმები, ალბათ, უახლოეს წარსულში დაკავშირებული იყვნენ მლაშე გაუმდინარ ოლქებთან, სუბტროპიკების მრავალი მცენარე მდიდარი ალუმინით, ალბათ, ლატერიტულ ნიადაგებზე წარმოიშვა და ა. შ.

მცენარეების გამდიდრების შემთხვევები გარკვეული ელემენტებით, რომლებიც ჰარბი რაოდენობით შედიან ნიადაგებში, კარგად არის ცნობილი: ზოგიერთი მცენარე, რომლებიც იზრდება თუთიის საბადოების ადგილებში, შეიცავს ნაცარში თუთიის ქანგის 13⁰/₆-მდე; ხურხუმი, რომელიც დამახასიათებელია გამარილიანებული ნიადაგებისათვის, შეიცავს 10⁰/₆-მდე ნატრიუმ-ქლორს; კალციუმის მარილებით მდიდარი წყლის აუზებიდან ზოგიერთი წყალ-მცენარე შეიცავს 80⁰/₆-მდე კალციუმის კარბონატს და ა. შ.

ამრიგად, მცენარეებში ამა თუ იმ ელემენტის ჰარბი რაოდენობა გარკვეულად მიგვითითებს ამ ელემენტებით იმ ნიადაგების გამდიდრებაზე, სადაც ეს მცენარეები იზრდებიან. მხოლოდ ნიადაგები, როგორც ცნობილია, თავის ქიმიურ შემადგენლობაში გამოსახავენ იმ ქანების თავისებურებას, რომლებზედაც ისინი წარმოიშენენ. აქედან გასაგებია რიგი მკვლევარების ცდები, რომ მცენარეები (და ნიადაგები) განიხილონ, როგორც ქიმიური ელემენტების ამა თუ იმ საბადოთა ძებნის ნიშნები.

ასე, მაგალითად, დ. პ. მალიუგამ დაგვანახა, რომ ნიკელის და კობალტის საბადოების ზემოთ მდებარე ნიადაგები, დაკავშირებული უძველესი გამოთქმის ქერქთან, მნიშვნელოვნად გამდიდრებული არიან ამ ელემენტებით (ათეულჯერ); ამავე ელემენტებით ძლიერ გამდიდრებულია ამ ნიადაგებზე გაზრდილი მცენარეების ზოგიერთი სახე. ასე, მაგალითად, ვაციწვერაში ნიკელის კონცენტრაცია—735-ჯერ და კობალტის კი 127-ჯერ მეტს აღწევს შედარებით ამავე ელემენტების რაოდენობასთან, ჩვეულებრივ შავმიწანიადაგებზე მზარდ ამავე მცენარეში.

დ. პ. მალიუგა თვლის, რომ ამ გზით შესაძლებელია აღმოჩენილ იქნან აღნიშნული ტიპის საბადოები დედამიწის ზედაპირიდან მნიშვნელოვან სიღრმეზედაც კი, რაც, ექვს გარეშეა, დიდ პრაქტიკულ ინტერესს წარმოადგენს. გამოორიცხული არ არის, რომ მომავალში, როდესაც ეს ბიოქიმიური მეთოდი გაუმჯობესებული და შემოწმებული იქნება სხვა ქიმიურ ელემენტებზე, შესაძლებელია ის მართლაც გახდეს ერთ-ერთი მნიშვნელოვანთაგანი სასარგებლო ნამარხების საბადოების ძებნის დროს.

ცალკეული ელემენტების გამოკვირვის მაგალითები

წინა თხრობაში მოკლედ იყო განხილული გეოქიმიის ზოგიერთი საერთო საკითხი, რომლებიც ეხებოდნენ ქიმიური ელემენტების ქცევას ჩვენი პლანეტის სხვადასხვა პირობებში, უმთავრესად დედამიწის ქერქის პირობებში.

კონკრეტული მაგალითების სახით განვიხილოთ სამი ელემენტის გეოქიმია—ქანგბადის, რკინის და ვერცხლისწყლის, როგორც სამი ტიპის ელემენტთა—ლითოფილური, სიდეროფილური და ქალკოფილურების წარმომადგენლები.

ამ ელემენტთა თავისებურების საფუძველზე განვიხილოთ მათი გავრცელება სხვადასხვა გეოსფეროში, როლი სხვადასხვა ბუნებრივ პროცესებში, ასოციაციები სხვა ელემენტებთან, მიგრაცია, გაფანტვა და კონცენტრაცია, საბადაოთა წარმოშობის პირობები.

ქანგბადის გამოკვირა

ქანგბადი დედამიწის ქერქის ყველაზე უფრო გავრცელებული ელემენტია, წონით მასში ის 49,13%-ს შეადგენს.

ლითოსფეროში ქანგბადის შემცველობა 47,2%-ს შეადგენს, ჰიდროსფეროში—85,89%, ატმოსფეროში—23,01%-ს.

ქანგბადის მაღალი საშუალო შემცველობა ეთანხმება მენდლეევის ცხრილში მის პატარა რიგით ნომერს (№ 8) და მისი მთავარი იზოტოპის (4q) ტიპს და აღნიშნავს ქანგბადის ატომთა გულის განსაკუთრებულ მდგრადობას.

დედამიწის ქერქში ქანგბადის მაღალ შემცველობასთან და მისი შენაერთების განსაკუთრებულ მდგრადობასთან დაკავშირებით აიხსნება, ყველა ქიმიურ ელემენტთან შედარებით, მისი მინერალების განსაკუთრებით დიდი რიცხვი—1200 მინერალზე მეტია, რომლებშიაც ქანგბადი მნიშვნელოვანი შემადგენელი ნაწილის სახით შედის.

უახლოესი მონაცემების თანახმად, ქანგბადის კიზოტოპური შემადგენლობა შემდეგია:

იზოტოპების ატომური წონა	16	17	18
იზოტოპების წონითი რაოდენობა %-ში	99,76	0,04	0,20

ეს შემადგენლობა დამახასიათებელია როგორც მიწიერი, ასევე მეტეორული წარმოშობის ეანგბადისათვის.

დედამიწაზე სიღრმესთან ერთად ეანგბადის შემცველობა თანდათან კლებულობს. დასაწყისში შედარებით ჩქარა ქრება თავისუფალი ეანგბადი, რომელიც დამახასიათებელია ატმოსფეროსა და ბიოსფეროსათვის. შემდეგ უმაღლესი ხარისხის ვალენტოვნების ეანგეულები ადგილს უთმობენ ეანგბადის ნაკლები შემცველობის ეანგეულებს (მაგალითად, Fe_2O_3 , ინაცვლება Fe_2O_4 და FeO -თი). მკავე და საშუალო ქანებისათვის დამახასიათებელი ეანგბადით მდიდარი მინერალები უშუქ და ულტრაფუქ ქანებისაკენ გადასვლისას აგრეთვე თანდათანობით კლებულობენ; უკანასკნელებში რკინა მხოლოდ ქვეეანგის სახით შედის (მეტა—და ორთოსილიკატებში, ტიტანიტებში, ქრომიტებსა და სხვა მინერალებში), და ტიტანის ოთხვალენტოვანი შენაერთების ნაცვლად ჩნდებიან სამვალენტოვანი. უფრო ღრმად, ეანგეულ-სულფიდურ გარსში, ეანგბადის რაოდენობა სულ უფრო და უფრო კლებულობს და, ბოლოს, ჩვენი პლანეტის რკინის გულში სრულებით არ შედის, სადაც, ამის გამო, რკინის მეტეორიტებთან ანალოგიით, შეუძლია არსებობა არა მარტო თვითნაბად მეტალებს, არამედ ისეთ შენაერთებსაც, როგორც არიან კარბიდები, სილიციდები, სულფიდები და მისი მსგავსნი, რომლებიც ეანგბადის არსებობის დროს არამდგრადები არიან.

უმრავლესობა გავრცელებული ელემენტების იონებთან შედარებით: Si (0,39), Al (0,57), Na (0,98), Ca (1,06) და ა. შ. ეანგბადის იონებს საკმაოდ დიდი ზომა აქვთ (1,32 Å).

გამოანგარიშებულია, რომ დედამიწის ქერქი მოცულობით 91,8%-ით შედგება ეანგბადისაგან, რომლის იონები სილიკატების და სხვა ეანგეულების სფეროების უმკიდროეს წყობას ქმნიან იმ დროს, როდესაც სხვა იონები უმთავრესად თავსდებიან ეანგბადის იონთა სფეროებს შორის შექმნილ სივრცეებში. ეანგბადის კიდევ უფრო მეტი შემცველობის და წყალბადის იონების მეტად მცირე მოცულობის შესაბამისად, ჰიდროსფეროსათვის ეანგბადის შეფარდებითი მოცულობა კიდევ უფრო დიდი იქნება.

ლითოსფეროს მთავარი შემადგენელი ნაწილების—სილიკატების და სხვა ეანგეულების კრისტალთა ქიმიური თავისებურებანი ძირითადად ხასიათდებიან, ერთი მხრივ, ეანგბადის იონთა სიდიდების და, მეორე მხრივ, ამ ეანგეულების მთავარი ელემენტების (სილიციუმის, ალუმინის, რკინის, ნატრიუმის, კალციუმის, მაგნიუმის და ა. შ.) თანაფარდობით.

ეს თანაფარდობანი საშუალებას იძლევა გეომეტრიული გზით დადგენილი იქნას კრისტალური მესრების უმნიშვნელოვანესი გეომეტრიული კონსტანტა—კოორდინაციული რიცხვი, ე. ი. ერთი ხარისხის იონთა რაოდენობა, რომელიც გარშემოხვეულია რომელიმე მეორე იონის ირგვლივ. დამტკიცებულია, რომ წამყვან ელემენტთა წყვილისათვის—ეანგბადისა და სილიციუმისათვის—სილიკატებში შესაბამისი იონები ტეტრაედრებად ჯგუფდებიან (სილიციუმის იონი გარშემოხვეულია ეანგბადის ოთხი იონით), ამასთანავე ამ ტეტრაედრებს შეუძლიათ შეერთდნენ მხოლოდ წვეროებით, ე. ი. შეუძლიათ მხოლოდ ერთი საერთო ეანგბადის იონი ჰქონდეთ.

სილიციუმ-ეანგბადოვანი ტეტრაედრების ნაირგვარი შეკავშირებანი საზღვრავენ სილიკატთა სტრუქტურების მთელ ნაირგვარობას და საფუძველს იძლევიან უკანასკნელთა კრისტალთა ქიმიური კლასიფიკაციისათვის. ამგვარად, გამოპყოფენ იზოლირებული სტრუქტურის (ორთოსილიკატებს), ძეწყვისებრი და ბაფთისებრი სტრუქტურის (მეტასილიკატები), ფენობრივი სტრუქტურის (ქარსები, კაოლინი და სხვ.), კარკასული სტრუქტურის (კვარცი, მინდვრის შპატები და სხვ.) ჯგუფებს.

იონის რადიუსის სიდიდით (1,32) ეანგბადთან განსაკუთრებით ახლოა ფტორი (1,33). შესაბამისად შესაძლებელია, რომ ზოგიერთ კრისტალურ მესერში ამ ორი ელემენტის იზომორფიზმს ექნას ადგილი. ამის მაგალითად შესაძლებელია განვიხილოთ აპატიტი, რომელშიაც ფტორის ნაწილი ჩანაცვლებულია ეანგბადით და ამის შესაბამისად კათიონურ ნაწილში წარმოებს ორვალენტოვანი კალციუმის ჩანაცვლება სამვალენტოვანი იშვიათი მიწა ელემენტებით. ამგვარად წარმოებს ელექტრული დამუხტვის კომპენსაცია.

ეანგბადი ქიმიურად მეტად აქტიურია. მდგრადი შენაერთების მოცემა მას შეუძლია უმრავლეს სხვა ელემენტთან. მათ რიცხვში დედამიწის ქერქში უფრო გავრცელებულ ელემენტებთან—სილიციუმთან, ალუმინთან, კალციუმთან, მაგნიუმთან, ნატრიუმთან და ა. შ. დედამიწის ქერქის პირობებში ეანგბადის შენაერთები ამ ელემენტებთან უფრო მდგრადია, ვიდრე სხვა მეტალოიდების შენაერთები, გარდა ამისა, ეანგბადი დედამიწის ქერქში უფრო გავრცელებულია, ვიდრე სხვა მეტალოიდები. ყოველივე ეს იწვევს დედამიწის ქერქში სწორედ ეანგბადოვანი შენაერთების ქარბობას, მათ დიდ თვისებით ნაირგვარობას (1200-ზე მეტი ეანგბადოვანი შენაერთია) და მათ ფართო გავრცელებას.

მეორე მხრივ, ეანგბადის დიდი ქიმიური აქტივობა ხსნის მის მნიშვნელოვან გეოქიმიურ თავისებურებას, რომ მისი ატომების უმეტესი ნაწილი (დაახლოებით 99,99%) არის დაკავშირებულ მდგომარეობაში; დედამიწის ქერქის ეანგბადის მხოლოდ 0,01% არის თავისუფალ მდგომარეობაში, უმთავრესად ატმოსფეროში. დაკავშირებული ეანგბადის ძირითადი მასა მთელი გეოლოგიური ეპოქების განმავლობაში განაკრძობს ასეთ მდგომარეობაში არსებობას—არ გადადის თავისუფალ ფორმაში და, ამგვარად, თითქოს ითიშება იმ მრავალრიცხოვანი ქიმიური რეაქციებიდან, რომლებშიაც მონაწილეობს თავისუფალი აქტიური ეანგბადი.

როგორც წესი, დედამიწის ქერქში მიმდინარე მრავალრიცხოვან გეოქიმიურ პროცესში დაკავშირებული ეანგბადი მონაწილეობს სხვა ელემენტებთან ერთად, რომლებთანაც ის ქმნის შესაბამის ეანგეულებს, თავისი ინდივიდუალობის გამოუვლინებლად.

დედამიწის ქერქის გეოქიმიკაში სულ სხვა, განსაკუთრებით დიდ და ნაირგვარ როლს ასრულებს თავისუფალი ეანგბადი, თავისუფალი ეანგბადის ძირითადი მასა ($1,5 \cdot 10^{15}$ ტ) იმყოფება ატმოსფეროში; გახსნილ მდგომარეობაში ის მოთავსებულია ჰიდროსფეროს წყლებში ($1,5 \cdot 10^{13}$ ტ); ხსნარებში ან უშუალოდ აირად მდგომარეობაში თავისუფალ ეანგბადს შეუძლია რაღაც

სიღრმეზე შეიქრას ლითოსფეროშიც, მაგრამ აქ მისი რაოდენობა, ალბათ, უმნიშვნელოა.

თავისუფალი ეანგბადის საერთო რაოდენობა ცოტათი აღემატება $1,5 \cdot 10^{18}$ ტ, ე. ი. დაკავშირებულ მდგომარეობაში მყოფი ეანგბადის საერთო რაოდენობის დაახლოებით 0,0001 შეადგენს.

თავისუფალი ეანგბადი მხოლოდ დედამიწის ზედაპირზე იმყოფება. თუმცა ის ჩადის ლითოსფეროში, მაგრამ იქ დაეანგვის უნარის მქონე ქიმიურ ელემენტებთან შეხვედრით ის სწრაფად იხარჯება, ამის გამო ღრმა წყაროების წყლები მას არ შეიცავენ, ხოლო ვულკანური აირები თუმცა ზოგჯერ კიდევაც შეიცავენ თავისუფალი ეანგბადის მცირე რაოდენობას, მაგრამ ეს ეანგბადი, ალბათ, ატმოსფერული წარმოშობისაა; ის შეტაცებულია გზადგაზა ლითოსფეროს ზედაპირის მახლობელი ნაწილებიდან.

თავისუფალი ეანგბადი მონაწილეობს ათას სხვადასხვაგვარ რეაქციაში, რომლებიც დედამიწაზე მიმდინარეობენ და ამასთანავე ქიმიური ელემენტების უმრავლესობას მოიცავენ, მათ რიცხვში დედამიწის ქერქის ძირითადი მასის მაშენ ყველა ციკლიურ ელემენტებს (ლითოსფეროს, ჰიდროსფეროს, ატმოსფეროს და ბიოსფეროს ჩათვლით).

ამ რეაქციებს შორის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს მეტალოიდების დაეანგვის პროცესებს. ამათ ეკუთვნიან: ბიოქიმიური პროცესები, რომლებიც დაკავშირებული არიან ორგანიზმებში ნაირგვარი ორგანული შენაერთების წარმოშობასთან და სუნთქვის პროცესებთან; სულფიდურ საბადოთა ჰიპერგენეზისთვის დამახასიათებელი გოგირდის დაეანგვის პროცესები და ა. შ. ფრიალ დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ნაირგვარი მეტალების დაეანგვის პროცესებს, განსაკუთრებით ცვლადი ვალენტოვნების, როგორებიც არიან, მაგალითად, რკინა და მანგანუმი.

ჰიპერგენეზის ზონაში რკინის ან მანგანუმის ქცევა მეტწილად განისაზღვრება თავისუფალი ეანგბადის აბარსებობით ან არსებობით, პირველ შემთხვევაში რკინა ან მანგანუმი ადვილად მიგრირდება, ორვალენტოვან ელემენტთა შესაბამისი ხსნადი შენაერთების სახით. მეორე შემთხვევაში ეს შენაერთები ადვილად იეანგებიან, ამასთან რკინა გადადის სამვალენტოვან, მანგანუმი — ოთხვალენტოვან ფორმაში, რომელთა ეანგეულების ჰიდრატები ჩვეულებრივ ბუნებრივ წყლებში (მდინარეების, ტბების, ზღვების და ა. შ.) თითქმის უხსნადები არიან და, მაშასადამე, გამოიყოფიან ნალექებში. შენაერთთა დაბალი მიგრაციული უნარი ხელს უშლის ამ მეტალების გაფანტვას და, პირიქით, ხელს უწყობს მათ კონცენტრაციას. ამგვარად წარმოიშვებიან რკინის და მანგანუმის საწარმოო საბადოები.

მაგრამ თავისუფალ ეანგბადს შეუძლია ხელი შეუწყოს ელემენტთა მიგრაციასაც. მაგალითად, მას ძნელად მოძრავი სულფიდები გადაჰყავს ადვილად მოძრავ სულფატებში, როდესაც ორვალენტოვანი გოგირდის პატარა იონი გადადის დიდ კომპლექსურ ანიონში $(SO_4)^{2-}$, რომელსაც თავისი დიდი რადიუსის გამო მიგრაციის დიდი უნარი აქვს. ეს თავის დიდ გამოვლინებას პოულობს, მაგალითად, იმაში, რომ სულფატებს სულფიდებთან შედარებით მე-

ტად გადიდებული ხსნადობა ახასიათებთ, რის შესახებ დაწერილებით იყო ნათქვამი სულფიდური საბადოების ჰიპერგენეზის განხილვის დროს.

თავისუფალი ეანგბადი, ზოგიერთი ელემენტის მიგრაციის დაჩქარებით, ხოლო ზოგიერთის მიგრაციის შენელებით, წარმოართავს დედამიწის ზედაპირის პირობებში ელემენტთა ამ ჯგუფების დანაწილებას. ამგვარად წარმოებს, მაგალითად, ქანების გამოფიტვის დროს რკინისა და მანგანუმის დაშორება ნატრიუმისაგან, კალიუმისაგან, კალციუმისა და მაგნიუმისაგან. სავსებით ამგვარ მოვლენას აქვს ადგილი სულფიდური საბადოების გამოფიტვისას — რკინა გამოეყოფა ქალკოფილურ ელემენტებს და გროვდება „რკინის ქულში“, ქალკოფილური ელემენტები კი ჩადიან ქვევით, ცემენტაციის ზონაში.

თავისუფალი ეანგბადის განსაკუთრებული გეოქიმიური როლი განისაზღვრება მისი სამი ძირითადი თავისებურებით: პირველი, მისი ქიმიური აქტივობით, მეორე, მისი, როგორც აირის განსაკუთრებით დიდი მიგრაციული უნარიანობით, და, მესამე, ბიოსფეროში მისი მუდმივად შედარებით დიდი რაოდენობის შემცველობით, სადაც ის არა მარტო იხარჯება, არამედ კიდევაც აღდგება.

ცნობილია მთელი რიგი ქიმიური დაქანგვის რეაქციებისა, რომლებიც ბუნებაში მიმდინარეობენ. თვითნაბადი ელემენტების რიგი, სულფიდები, ანტიმონიდები, არსენიდები, სელენიდები და ა. შ., ყველა მინერალების, რომლებიც შეიცავენ რკინის, მანგანუმის და ცვლადი ვალენტობის სხვა ელემენტების ნაწილობრივ დაუქანგავ ფორმებს, ე. ი. ქვექანგებს, მიწისქვეშა ატმოსფეროების მრავალ აირს, მათ რიცხვში ვულკანების აირებს, ბიოქიმიური და ქიმიური წარმოშობის აირებს, ცოცხალ და მკვდარ ორგანიზმებს შეუძლიათ დაიქანგონ და ამგვარად შეკრან თავისუფალი ეანგბადი.

ცხადია, ბუნებაში რომ არ არსებობდნენ საწინააღმდეგო რეაქციები, რომლების დროს წარმოებს ეანგბადის გამოყოფა, მაშინ უქანასკნელის რაოდენობა შემცირდებოდა და გეოლოგიურ ისტორიაში დიდი ხნის წინათ დადგებოდა ისეთი მომენტი, როდესაც თავისუფალი ეანგბადი მთლიანად დახარჯული იქნებოდა და დაქანგვის რეაქციები შეუძლებელი გახდებოდა.

თავისუფალი ეანგბადი გაინაწილებდა იმ ეანგბადის ბედს, რომელიც იმყოფება დაკავშირებულ მდგომარეობაში, და ჰიპერგენულ პროცესებს სულ სხვა სახე ექნებოდა, ვიდრე ის, რომელსაც ისინი ამჟამად ატარებენ: კერძოდ, შეწყდებოდა ყველა ბიოქიმიური პროცესი. ეს მით უფრო შესაძლებელი იქნებოდა, რომ დედამიწაზე თავისუფალი ეანგბადის რაოდენობა დაკავშირებულ ეანგბადთან შედარებით სავსებით უმნიშვნელოა.

მაგრამ, მიუხედავად დაქანგვის მრავალრიცხოვანი რეაქციებისა, თავისუფალი ეანგბადის რაოდენობა დედამიწაზე, ვ. ი. ვერნადსკის და სხვათა აზრით, დაწყებული იმ მომენტიდან, როდესაც მასზე განვიღარდნენ მწვანე მცენარეები, არსებითად არ შეცვლილა, და, როგორც ჩანს, წარმოადგენს ჩვენი პლანეტის დამახასიათებელ კონსტანტას.

ამ მხრივ მუდმივობა გამოწვეულია იმით, რომ დედამიწაზე დაქანგვის რეაქციებთან ერთად თავისუფალი ეანგბადის გამოყოფის რეაქციებიც მიმდინარეობენ. ასეთი რეაქციების რიცხვი მცირეა: მათ შორის მთავარ როლს

ასრულებს ორგანული ნივთიერების ფოტოსინთეზის რეაქცია, რომელიც წარმოებს მწვანე მცენარეთა ქლოროფილის მარცვლებში—ბიოსფეროს უმნიშვნელოვანესი რეაქციაა. ამ რეაქციის მსვლელობაში ნახშირჟანგა აირის და წყლის ხარჯზე და შხის სინათლის ენერჯის მეშვეობით მწვანე მცენარეებში იქმნებიან ნახშირწყალბადები და ამასთანავე გამოიყოფა თავისუფალი ჟანგბადი.

ბიოსფეროში ეს ფოტოქიმიური რეაქცია მიმდინარეობს ყველგან, სადაც კი არიან მწვანე მცენარეები. ამ რეაქციის დროს გამოყოფილი თავისუფალი ჟანგბადის რაოდენობა ზუსტად გამოანგარიშებული არ არის, მაგრამ ის, ალბათ, ძალიან დიდია, დაახლოებით უპასუხებს ჟანგბადის იმ რაოდენობას, რომელიც დროის იმავე პერიოდში კავშირდება დაჟანგვის ყველა ნივთიერებას რეაქციებში.

ცნობილია ზოგიერთი სხვა რეაქციაც, რომლებიც დედამიწაზე გამოყოფენ თავისუფალ ჟანგბადს, მაგრამ მათი მნიშვნელობა ვაცილებით ნაკლებია, ვიდრე აღნიშნული ფოტოსინთეზის რეაქციები.

ამნაირად, დედამიწის სიღრმეში მიმდინარეობენ ალდგენის რეაქციებიც, მაგალითად, სულფატების სულფიდებამდე, რკინის ჟანგის შენაერთების რკინის ქვეჟანგის შენაერთებამდე და ა. შ. ამ რეაქციების დროს გამოიყოფა თავისუფალი ჟანგბადი, მაგრამ ის აქვე მრავალრიცხოვანი სხვა შენაერთების დაჟანგვაზე იხარჯება და დედამიწის ზედაპირზე არ გამოდის.

ზოგიერთი მკვლევარი უშვებს თავისუფალი ჟანგბადის წარმოშობის შესაძლებლობას ატმოსფეროს ზედა ფენებში წყლის ორთქლზე ულტრაიისფერი სხივების მოქმედებით და, შესაძლებელია, ნახშირჟანგაზედაც. მაგრამ, ატმოსფეროს ზედა ფენებში ამ შენაერთების მცირე შემცველების მხედველობაში მიღებით, ძნელი დასაშვებია, რომ ამ დროს წარმოიშვება თავისუფალი ჟანგბადის მნიშვნელოვანი რაოდენობა.

თავისუფალი ჟანგბადის წარმოშობა მიმდინარეობს აგრეთვე წყალზე რადიოქტიური გამოსხივების მოქმედებით, რომელიც ამ დროს იშლება. ბუნებაში ეს პროცესი, ალბათ, საკმაოდ ფართოდ არის გავრცელებული, მაგრამ ძნელი წარმოსადგენია, რომ მნიშვნელოვან შედეგებს აღწევდეს, რადგან წყლებში რადიოქტიურ ნივთიერებათა შემცველობა მუდამ ზედმიწევნით მცირეა. შესაძლებელია ზოგიერთი სხვა რეაქციაც, რომლებსაც თან ახლავს თავისუფალი ჟანგბადის წარმოშობა, მაგალითად, მეტალთა ჟანგეულებზე თავისუფალი ქლორის მოქმედებისას, მაგრამ ისინიც, მთავარ ბიოქიმიურ რეაქციასთან შედარებით, მეორეხარისხოვან როლს ასრულებენ.

ყოველივე ამან საფუძველი მისცა ვერნადსკის, რომ ჩვენი პლანეტის მთელი თავისუფალი ჟანგბადი და იმავე რიცხვში ატმოსფეროს მთელი ჟანგბადი განეხილა, როგორც სიცოცხლის წარმონაქმნი. ის იმავე დასკვნამდე მივიდა ატმოსფეროს ჟანგბადის მიმართაც. ამის შესახებაც ის წერდა „...სწორი იქნება დავასკვნათ—და ეს შემდგომ მხედველობაში ვიქონიოთ, რომ დედამიწის აირის გარსი, ჩვენი ჰაერი, არის სიცოცხლის ქმნილება“.

ჟანგბადი, როგორც ცნობილია, არსებობს სამ ალოტროპიულ მოდიფიკაციაში. ქიმიური რეაქციების დროს მისი მიღების მომენტში ჩვენ გვაქვს ჟანგბადის ატომები, რომლებიც განსაკუთრებული მალალი აქტივობით ხასი-

ათდებიან (ექტიური ეანგბადი). ეს ეანგბადები, რეაქციაში თუ არ შედიან, მაშინ წყვილ-წყვილად ერთდებიან, და ჩვეულებრივი ეანგბადის მოლეკულას იძლევიან (O_2). ზოგიერთი განსაკუთრებული პირობების დროს (წყნარი ელექტრული განმუხტვის დროს, რადიექტიური პროცესების დროს, ჩვეულებრივ ეანგბადზე ულტრაიისფერი სხივების მოქმედების დროს და ზოგიერთი ქიმიური რეაქციების დროს) წარმოიშეება ეანგბადის მესამე მოდიფიკაცია—ოზონი (O_3), რომელიც ჩვეულებრივ ეანგბადზე უფრო დაეანგვის მაღალი უნარიანობით ხსიათდება.

ოზონი ბუნებაში მუდმივად იქმნება, განსაკუთრებით ატმოსფეროს ზედა ნაწილებში ულტრაიისფერი სხივების მოქმედებით. თელიან, რომ რაღაც სიმაღლეზე (დაახლოებით 30—50 კმ) ოზონი მთლიან ფენას ქმნის („ოზონის ეკრანი“), რომელიც აკავებს ულტრაიისფერი სხივების ძირითად მასას და, ამგვარად, ვერნადსკის აზრით, ბიოსფეროს ორგანიზმებს ამ სხივების დამლუპველი მოქმედებისაგან იცავს.

ოზონის გეოქიმიური როლი არასაკმაოდ არის გაშუქებული, მაგრამ, როგორც ჩანს, მისი როლი მნიშვნელოვანია, თუმცა ოზონის რაოდენობა მცირეა, მაგრამ, სამაგიეროდ, ვინაიდან უფრო ძლიერი დამეანგველია, როგორც ლაბორატორიული პრაქტიკიდან არის ცნობილი, მას შეუძლია აწარმოოს დაეანგვის ისეთი რეაქციები, რომელთა გამოწვევა შეუძლებელია ჩვეულებრივი ეანგბადით (სინგურის დაეანგვა, ორგანული შენაერთების დაშლა მათ რიცხვში მიკროორგანიზმების და ა. შ.).

ჰაერში, ოზონის რაოდენობა, ალბათ, უპასუხებს რაღაც წონასწორობას მისი წარმოშობის რეაქციებსა და მისი დაშლის რეაქციებს შორის, იმ მრავალრიცხოვანი დამეანგველი პროცესების დროს, სადაც ის მონაწილეობს.

დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ეანგბადის ზოგიერთ შენაერთს, პირველ რიგში წყალს და ნახშირეანგა აირს. ისინი მონაწილეობენ დედამიწის ნაირგვარ პროცესებში, განსაკუთრებით ჰიპერგენეზის ზონაში. მათ რიცხვში ქანების და სასარგებლო ნამარხთა საბადოების დაშლასთან დაკავშირებულ რეაქციებში, ფოტოსინთეზის ბიოქიმიურ რეაქციებში და ა. შ. ისინი მრავალ ქიმიურ ელემენტთა მიგრაციის გზებს წარმართავენ და იწვევენ ზოგიერთი ელემენტის გაფანტვას და ზოგის კი კონცენტრაციას. წყლისა და ნახშირეანგა აირის დიდი როლი არაერთხელ იყო ხაზგასმული ამ წიგნში.

ეანგბადის მნიშვნელოვანი გეოქიმიური როლი განსაკუთრებით ნათელი ხდება გეოქიმიური ფაციესების განხილვის დროს, რომლის ქვეშ, ლ. ვ. პუსტოვალოვის თანახმად, უნდა ვივულისხმოთ „დედამიწის ზედაპირის ნაწილი, რომელსაც მთელ თავის გავრცელებაზე დანალექი ქანების დაგროვების და ფორმირების ერთნაირი ფიზიკურ-ქიმიური და გეოქიმიური პირობები ახასიათებს“.

ზღვიური პირობებისათვის პუსტოვალოვის მიერ გამოყოფილია შვიდი ფაციესი: 1) გოგირდწყალბადოვანი, 2) სიდერიტული, 3) შამოზიტური, 4) გლაუკონიტური, 5) ფოსფორიტული, 6) დამეანგველი, 7) ულტრადამეანგველი. უპირველეს ყოვლისა ეს ფაციესები ხასიათდებიან დაეანგვის სხვადასხვა პორტენცილით, რომლებიც იზრდება პირველი ფაციესიდან უკანასკნელისაკენ.

გოგირდწყალბადოვან ფაციესს ასასიათებს თავისუფალი ეანგბადის სრული შეუცველობა და ამის შესაბამისად გოგირდწყალბადის და ორგანული ნივთიერების დიდი როლი. უკანასკნელი ორი ფაციესი, როგორც მათი სახელწოდებიდან გამომდინარეობს, ხასიათდება თავისუფალი ეანგბადის ქარბობით და იმით, რომ არ შეიცავს გოგირდწყალბადს და ორგანულ ნივთიერებას, რომელიც მთლიანად დაიჟანგა; ისინი შეიცავენ ეანგბადით მდიდარ რკინის, მანგანუმის და სხვა ელემენტების ეანგეულებს. დანარჩენ გეოქიმიურ ფაციესებს გარდამავალი ადგილი უკავიათ.

პუსტოვალოვის მიერ გამოყოფილ ნაირგვარ გეოქიმიურ კონტინენტალურ ფაციესებს შორის, ერთი ხასიათდებიან მკვეთრად გამოსახული თავისუფალი ეანგბადის ნაკლოვანებით (ნახშირების ფაციესი—აღმდგენელი პროცესების დროს მცენარეული ნივთიერების დაგროვება წყლის აუზებში), მეორენი ხასიათდებიან თავისუფალი ეანგბადის გამოსახული სიქარბით (მაგალითად, დაეანგული რკინის მადნების ფაციესი, მათი თანამედროვე წარმონაქმნები ქაობებში, ტბებსა და ზღვებში ორვალენტოვანი რკინის ხსნად შენაერთებზე თავისუფალი ეანგბადის მოქმედების დროს, ლატერიტული ფაციესი—აღუმოსილიკატების ენერგიული ქიმიური დაშლა თავისუფალი ეანგბადის, წყლის და ნახშირეანგას სიქარბის პირობებში და გადიდებული ტემპერატურის დროს).

რკინის გეოქიმია

რკინა—სიდეროფილური ელემენტების წარმოადგენელია—მას მრავალი რამ საერთო აქვს თავისი ოჯახის სხვა ელემენტთან (ტიტანი, ვანადიუმი, ქრომი, მანგანუმი, კობალტი და ნიკელი). ამ ელემენტებს, მენდელეევის პერიოდულ ცხრილში უკავიათ ადგილები რიგითი ნომრებით 22-დან (ტიტანი) 28-მდე (ნიკელი). თვით რკინის რიგითი ნომერი 26-ია.

რკინის ოჯახის ქიმიური და, მაშასადამე, გეოქიმიური თვისებების სიახლოვე აიხსნება იმით, რომ ერთი ატომიდან მეორე, პერიოდულ ცხრილში მის მომდევნო ატომებზე გადასვლისას, წარმოებს ატომის უფრო ღრმა გარსის (M) დაშენება. იმ დროს, როდესაც გარეგანი გარსი (N), რომლისაგან პირველ რიგში დამოკიდებულია მოცემული ჯგუფის ელემენტთა ქიმიური თვისებები, არ განიცდის ცვლილებებს.

უპირველეს ყოვლისა ამ ოჯახის ყველა ელემენტი ხასიათდება ცვლადი ვალენტოვნებით. ამასთანავე ერთი ვალენტოვნებიდან მეორეზე გადასვლა შედარებით ადვილად წარმოებს, რასაც დიდი გეოქიმიური მნიშვნელობა აქვს.

კეთილშობილი აირების ტიპის იონებისაგან განსხვავებით, რკინის ოჯახის იონები არ არიან სიმეტრიული. ფიზიკოსები ამას უკავშირებენ მათ ნაირგვარ შეფერვას, რომელიც იცვლება ერთი ვალენტოვნებიდან მეორეზე გადასვლის დროს. ატომის აგებულებას უკავშირებენ აგრეთვე ფერომანგნეტიზმს, რკინის და მისი ოჯახის ზოგიერთი ელემენტების ამ დამახასიათებელ თვისებას, რომელიც ეგზომ მნიშვნელოვანია ტექნიკურ და ძებნა-ძიების საქმეში.

რკინის ოჯახის ელემენტებს მსგავსი ატომური რადიუსები აქვთ და ამასთან დაკავშირებით მეტალების დაახლოებით ერთნაირი დნობის და დუღილის

ტემპერატურები. მათ ახასიათებთ ატომებს შორის დიდი შეკავშირების ძალები, რითაც გამოწვეულია დნობის და დუღილის მაღალი ტემპერატურები, და აგრეთვე სიმკვრივე, ე. ი. თვისებები, რომლებიც განსაკუთრებულ ღირებულებას ანიჭებენ ამ მინერალებს. განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რკინის ოჯახის ელემენტების შენადნობებს, რომლებიც ძირითადად წარმოდგენილი არიან შერეული კრისტალებით, ანუ სიდიდით ახლო და აგებულებით მსგავსი ატომების იზომორფული ნარევებით.

რკინის ატომური წონა არის 55,85. მისთვის დადგენილია ოთხი იზოტოპი, შემდეგი წონითი რაოდენობით:

იზოტოპების ატომური წონა	54	56	57	58
იზოტოპების წონითი რაოდენობა %-ში	5,83	91,7	2,16	0,81

აქ თვლაში გვხვდება 4q ტიპის ატომების მქონე იზოტოპების სიკვარვე. მიწიერი და ატომური წარმოშობის რკინის იზოტოპური შემადგენლობა თითქმის ერთი და იგივეა, რაც მიგვიითობს ერთისა და მეორის გენეტურ მსგავსებაზე.

რკინის შემცველობა დედამიწის ქერქში წონით 5,10% შეადგენს. რკინის მეზობელი კენტი ელემენტები: მანგანუმი (N 25) და კობალტი (N 27) შესაბამისად დედამიწის ქერქში 0,09 და 0,003% შეადგენენ, ე. ი. გაცილებით ნაკლებს, ვიდრე რკინა, რაც ერთხელ კიდევ ადასტურებს ლუწი ელემენტების კენტ ელემენტებთან შედარებით კარბობას. კარგად გამოიხატება იგივე კანონზომიერება რკინის ოჯახის სხვა ელემენტებზედაც.

რკინის დიდ შემცველობასთან დაკავშირებით დედამიწის ქერქში მოიპოვება მისთვის ცნობილი მინერალების დიდი რიცხვი: 170-ზე მეტი, გარდა იმ მინერალებისა, სადაც რკინა იზომორფული მინარევის სახით შედის. ამ მინერალებს შორის არიან თვითნაბადები, სულფიდები, ქანგეულები, სილიკატები, კარბონატები, ტიტანატები, ფოსფატები და არსენატები, სულფატები და სხვ. საწარმოო მნიშვნელობის თვალსაზრისით უფრო მნიშვნელოვანია მაგნეტიტი, ჰემატიტი, ლიმონიტი და ჰიდროკსეტიტი, სიდერიტი და რკინის ქლორიტები (შამონიტი, ტიურინგიტი და სხვ.).

მთლიანად დედამიწისათვის რკინი შემცველობა მიღებულია 37,04%-ად, ე. ი. გაცილებით მეტია, ვიდრე დედამიწის ქერქისათვის. ეს აიხსნება იმით, რომ დედამიწის აგებულებაზე არსებული შეხედულების თანახმად, ჩვენი პლანეტის ღრმა ნაწილები გაცილებით უფრო მდიდარია რკინით, ვიდრე ზედაპირული, ხოლო ცენტრალური ბირთვი კი საერთოდ მთლიანად აგებულია რკინისა და მისი ოჯახის ელემენტებისაგან. ეს დასკვნა მტკიცდება ქვის მეტეორიტების შემადგენლობით, რომლებიც საშუალოდ 12,35% რკინას შეიცავენ, ასევე რკინის მეტეორიტებით, სადაც რკინის შემცველობა 90,85%-ს აღწევს.

სიღრმესთან დაკავშირებით რკინის გადიდებული შემცველობა წარმოადგენს ჩვენი პლანეტის დამახასიათებელ თვისებებებს, ისევე, როგორც სიღრმესთან დაკავშირებით ჟანგბადის შემცველობის შემცირება. დედამიწის სულ ზედა გარსები უფრო ღარიბია რკინით: ატმოსფეროში რკინა თითქმის სრულ

ლებით არ შედის (მხოლოდ მეტეოროლ და მიწის მტვერში); ჰიდროსფეროში რკინის შემცველობა $5 \cdot 10^{-6}\%$ შეადგენს; მეავე გრანიტული ქანები 2,42% რკინას შეიცავს. ხოლო რკინის შემცველობა გაცილებით მეტია საშუალო და განსაკუთრებით ფუძე ქანებში (ბაზალტებში 8,71%). კიდევ უფრო მეტია რკინის შემცველობა ქანგ-სულფიდურ გარსში და განსაკუთრებით ცენტრალურ ბირთვში.

დიდი ხანია რკინა და მისი ოჯახის ყველა ელემენტი ნაპოვნია ვარსკვლავების სპექტრში, მათ რიცხვში მზის სპექტრშიც. ასტროფიზიკოსების მიერ ნაჩვენები იყო, რომ ვარსკვლავთა ატმოსფეროში რკინის ოჯახის ცალკეული ელემენტების ატომთა შეფარდებითი რიცხვები უახლოვდებიან იმ რიცხვებს, რომლებიც დადგენილი არიან ლედამიწისათვის.

რკინის ოჯახის ელემენტთა ისტორია, ვარსკვლავთა ატმოსფეროში მათი პოვნის მომენტიდან, არსებულ შეხედულებათა თანახმად, შემდეგნაირად არის წარმოდგენილი. ვარსკვლავთა ატმოსფეროებში $3000-3500^{\circ}$ ტემპერატურების დროს რკინა და მისი ოჯახის სხვა ელემენტები იმყოფებიან აირად მდგომარეობაში. ვარსკვლავის ან მისგან მოწყვეტილი თანამგზავრის ტემპერატურის დაწევის დროს წარმოებს აირის შესქელება და წარმოიშევა თხევადი ფაზა, ამასთან წარმოებს ქიმიური ელემენტების ან მათი შენაერთების დიფერენციაცია თხევად და აირად ფაზებს შორის. შემდგომი გაცივებით ნივთიერების დიფერენციაცია კიდევ უფრო შორს უნდა წავიდეს, ამასთან, შემადგენლობასთან დაკავშირებით, შეიძლება წარმოიშვან ნაირგვარი მდნარები.

ლედამიწის წარმოშობის დროს ერთნაირს გამოეყო სამი მდნარი: მეტალური, სულფიდური და წილური. რკინის ძირითადი მასა, სხვა სიდეროფილურ ელემენტებთან ერთად დაგროვდა მეტალურ ბირთვში. რკინა მოთავსებულია აგრეთვე სულფიდურ გარსში ტიპურ ქალკოფილურ ელემენტებთან ერთად და წილურ გარსში ლიტოფილურ ელემენტებთან ერთად, მაგრამ გაცივებით ნაკლები რაოდენობით, ვიდრე მეტალურ ბირთვში. ელემენტთა ასეთი განაწილება გეოსფეროებად დასტურდება მეტალურგიულ პროცესებთან შედარებით, და აგრეთვე მეტეორიტებით, რომელთა შემადგენლობა, როგორც ფიქრობენ, ახლოა სხვადასხვა გეოსფეროთა შემადგენლობასთან.

ტექნიკისათვის მისაწვდომია ჩვენი პლანეტის რკინის და სხვა ელემენტების მხოლოდ მცირე რაოდენობა—სახელდობრ ის, რომელიც მოთავსებულია ლითოსფეროს ზედა ნაწილებში. ამის გამო განსაკუთრებულ ინტერესს წარმოადგენენ ის გეოქიმიური პროცესები, რომლებიც მიმდინარეობენ ჩვენი პლანეტის სილიკატურ გარსში მისი გაცივების დროს.

მაღალი ტემპერატურის დროს სილიკატურ მდნარს უნარი აქვს გახსნას სულფიდების ნაწილი. ტემპერატურის დაწევის დროს ხსნადობა ძლიერ კლებულობს და სულფიდური მდნარი გამოეყოფა სილიკატურს. შემდგომი გაცივების დროს წარმოიშევიან ლიკვაციური ტიპის სულფიდური საბადოები, რომელნიც შეიცავენ რკინას, ნიკელს, სპილენძს და სხვა ელემენტებს, და რომლებიც წარმოადგენენ მნიშვნელოვან ობიექტებს ნიკელის მისაღებად.

სილიკატური მდნარის გაცივების დროს წარმოებს მისი კრისტალიზაცია ზემოთგანხილული სქემის მიხედვით. ამ დროს რკინის ოჯახის ელემენტთა

ძირითადი მასა გამოიყოფა კრისტალიზაციური დიფერენციაციის პირველ სტადიებში, როდესაც წარმოიშევა ულტრა ფუძე და ფუძე ქანების მინერალები, რაც სავსებით ეთანხმება ა. ე. ფერსმანის გეოენერგეტიკულ თეორიას. დიდ როლს ასრულებს აგრეთვე რკინის ოჯახის ელექტონა იზომორფიზმი მაგნიუმთან.

სიდიდით განსაკუთრებით ახლო არიან ნიკელის და მაგნიუმის იონთა რადიუსები (ორივესათვის $r=0,78$). ამის გამო მაგნეზიალურ სილიკატებში უფრო ნიკელით გამდიდრება უნდა მოხდეს, ვიდრე რკინის ოჯახის სხვა ელემენტებით, რომელთა იონები თავიანთი რადიუსებით ცოტად თუ ბევრად განსხვავდებიან მაგნიუმის იონებისაგან.

გამოკვლევები ადასტურებენ ამ დასკვნას: მთლიანად დედამიწისათვის Ni:Fe დაახლოებით შეადგენს 1:200, ოლივინში—პირველადი მაგმური კრისტალიზაციის მაგნეზიალურ სილიკატში—ეს შეფარდება თითქმის ათჯერ იზრდება, აღწევს 1:20. ამით აიხსნება ის მნიშვნელოვანი პირობა, რომ ნიკელის ატომების მეტი ნაწილი იზომორფული მინარევის სახით მოთავსებულია მაგნეზიალურ ორთო—და მეტასილიკატებში.

რკინას, რომელიც დიდი რაოდენობით შედის პირველად მაგმურ მდნარში, მდნარის გაცივების დროს შეუძლია წარმოშვას დამოუკიდებელი მინერალების (მაგნეტიტის, ტიტანომაგნეტიტის და სხვ.) საბადოები, რომლებსაც რიგ შემთხვევაში შეიძლება დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ჰქონდეთ.

რკინის ძირითადი მასა გამოიყოფა მაგმური მდნარიდან კრისტალიზაციის პირველად და მთავარ სტადიაში, ასე რომ, საბოლოო მდნარების წარმოშობის მომენტისათვის, რომლებიც შემადგენლობით უახლოვდებიან გრანიტოიდებს, რკინის შემცველობა მაგმაში ძლიერ მცირდება. მაგრამ ნარჩენი მაგმური მდნარების (გრანიტოიდულის, სიენიტურის) კარბონატულ ქანებთან ურთიერთქმედების შედეგად რიგ შემთხვევაში მაინც წარმოებს რკინის მადნების დიდი საბადოების წარმოშობა, რომლებიც ეკუთვნიან კონტაქტ-მეტასომატურ ტიპს და ჩვეულებრივ წარმოდგენილია მაგნეტიტის და პემატიტის შემცველი ნაირგვარი სკარნების სახით.

ფიქრობენ, რომ ამ ტიპის საბადოს წარმოშობის დროს რკინის მიგრაცია წარმოებს ან შესაბამისი აქროლადების, ალბათ, ჰალოიდოვანი შენაერთების სახით, ან ზოგიერთი ჯერ ჰიპოთეტიური კომპლექსური ანიონების სახით, როგორც ამას ფერსმანი აკეთებს ან ზეკრიტიკულ მდგომარეობაში შესაბამისი წყლიანი სილიკატების სახით. უკანასკნელი ვარაუდი გაცილებით უკეთ, ვიდრე სხვები, ხსნის სკარნების რკინა-სილიკატურ შემადგენლობას.

ნარჩენი სილიკატური მაგმებიდან რკინა ნაწილობრივ პნევმატოლიტური გამონახადის სახით გამოიყოფა და შესაბამის კონცენტრაციებს იძლევა პიდროთერმალურ ძარღვებში, უმთავრესად სულფიდური მინერალების სახით, ზოგჯერ ჟანგეულებისა და კარბონატების სახით, და ასოციაციაშია ნაირგვარ ქალკოფილურ ელემენტებთან.

საბოლოო პეგმატიტურ ნარჩენამდე რკინის ატომების და მისი ოჯახის ელემენტების სულ უმნიშვნელო ნაწილი აღწევს: ჩვეულებრივ გრანიტულ პეგმატიტებში რკინის გამოყოფა წარმოებს პეგმატიტური პროცესის ერთ-

ერთ უაღრეს სტადიაში მაგნეტიტის ან ჰემატიტის სახით. (ქანგბადის რაოდენობასთან დაკავშირებით), ან ბორთან და ნიობიუმთან ერთად შესაბამისი შენაერთების სახით, რომლებიც, ამგვარად, თითქოს მდნარს ასუფთავებენ რკინისაგან.

დედამიწის ზედაპირზე, მაგმურ ქანებსა და მაგმატოგენურ საბადოებში რკინის ატომები არ რჩებიან ადგილზე უძრავად, არამედ აწარმოებენ ნაირგვარ და ძლიერ რთულ გადაადგილებას. ამ მიგრაციებში ძირითადი ფაქტორების როლს ასრულებენ ქანგბადი, ნახშირჟანგა აირი, წყალი და ცოცხალი ნივთიერება.

რკინის ძირითადი მასა ქანებში მოთავსებულია ორვალენტოვანი ფორმაში და ჩვეულებრივ მაგნიუმთან და რკინის ოჯახის ელემენტებთან იზომორფული ნარევის სახით. სილიკატების დაშლის დროს ორვალენტოვანი რკინა ნახშირის მქაფას და წყლის ზეგავლენით გადადის ხსნარში ბიკარბონატების სახით და გადაიტანება წყლების მიერ. წარმოადგენს რა ეს რკინა შედარებით ძლიერ ფუძეს, ხსნარში კავდება ძლიერ სუსტი მჟავებიტაც კი, და მათ რიცხვში ნახშირის მჟავითაც. მისი ჰიდრატის გამოყოფა წარმოებს თითქმის ნეიტრალური ხსნარებიდან, მაგრამ ქანგბადის ზეგავლენით ორვალენტოვანი რკინა ადვილად გადადის სამვალენტოვანში, რომელსაც უკვე იონის სულ სხვა რადიუსი აქვს, სხვა ვალენტოვნება და შესაბამისად ამისა სხვა ქიმიური თვისებებიც.

სამვალენტოვანი რკინა სუსტ ფუძეს წარმოადგენს. ამის გამო მისი შენაერთები ჰიდროლიტურად იხლიჩებიან ჯერ კიდევ მჟავე ხსნარებში და იძლევიან რკინის ჟანგის შესაბამის ჰიდრატებს ($pH=3$ დროს). ხელსაყრელი პირობების დროს ასეთი გზით შეიძლება წარმოიშვან რკინის მნიშვნელოვანი დანალექი საბადოები (ქაობის, ტბის და ზღვის).

ანალოგიურად იქცევა ორვალენტოვანი მანგანუმი, რომელიც მიგრირებს ორვალენტოვანი იონის ბიკარბონატის სახით, შემდეგ იქანგება ქანგბადით და გამოიყოფა ოთხვალენტოვანი მანგანუმის ჰიდრატის სახით. რკინას შეუძლია აგრეთვე მიგრირება სულფატის, ჰუმინური შენაერთების, კოლოიდური ხსნარების და მექანიკური ანატივტივების სახით იმ მინერალებისა, რომლებიც შეიცავენ რკინას.

ჰიპერგენულ პირობებში რკინის მიგრაციის ნათელ სურათს იძლევა ჩრდილო რაიონებში ფართოდ ვავრცელებული ეწეროვანი ნიადაგების წარმოშობის პროცესი. ხის მცენარეული ნაშთების გახსნის დროს, წარმოშობილი ორვალენტი სიმჟავეების ზეგავლენით, ნიადაგი რივ თავის ფუძეებს კარგავს, მათ რიცხვში რკინას და ლებულობს ეწეროვანი ნიადაგებისათვის დამახასიათებელ რუხ ფერს. ნიადაგიდან გამოტანილი რკინა ნაწილობრივ ნიადაგქვეშა წყლებთან მიგრირებს, ნაწილობრივ რკინის ჰიდრატის სახით ილექება მცირე სიღრმეებზე ორტეტეინის ჰორიზონტში და ანიჭებს მას დამახასიათებელ რუხ შეფერილობას.

სულფიდურ საბადოებში მოთავსებული რკინა, მათი დაქანგვის დროს, ჯერ ქვექანგის სულფატში გადადის, შემდეგ კი ჟანგის სულფატში, რომელიც ადვილად განიცდის ჰიდროლიზს და გამოყოფს რკინის ჟანგის ჰიდრატს, რომელიც წარმოშობს ამ საბადოებისათვის დამახასიათებელ „რკინის ქულს“.

რკინის ენგის ჰიდრატი წარმოადგენს ენგის ზონაში მოხვედრილ რკინის ყველა სხვა მრავალრიცხოვანი ბუნებრივი შენაერთების დაენგვის საბოლოო პროდუქტს.

უკანასკნელ წლებში კარგად არის შესწავლილი საბჭოთა მეცნიერების, განსაკუთრებით ნ. მ. სტრახოვის მიერ რკინის მიგრაცია მდინარეების, ტბების და ზღვების პირობებში. სტრახოვის ძირითადი დასკვნები მდგომარეობს შემდეგში.

მდინარეების მიერ რკინის გადატანა სრულდება სხვადასხვა ფორმებში: ერთი მხრივ, ქეშმარიტი ან კოლოიდური ხსნარები: სახით (ბიკარბონატების, სულფატების და სხვა შენაერთების ხსნარები, რკინა-ორგანული შენაერთები, მაგალითად, რკინის ჰუმატები, რკინის ენგის კოლოიდური ხსნარები); მეორე მხრივ, რკინოვანი ტივტივების სახით, ატივტივებული ნამსხვრევი მასალის შემადგენლობაში. გახსნილი რკინის კონცენტრაცია სხვადასხვა მდინარისათვის მერყეობს საკმაოდ ფართო ზღვრებში: კვალიდან 7,82 მგ/ლ-მდე (საშუალო ყველა მდინარისათვის 0,73 მგ).

გახსნილი რკინის შემცველობასა და წყლის საერთო მინერალიზაციას შორის რაიმე განსაზღვრული კავშირი შემჩნეული არ არის. ამ მხრივ რკინა ძლიერ განსხვავდება ისეთი ელემენტებისაგან, როგორც Ca, Mg, Na, K.

ზამთარში გახსნილი რკინის კონცენტრაცია გაცილებით უფრო მაღალია, ვიდრე ზაფხულში. ეს აიხსნება იმით, რომ ზამთრობით მდინარეების კეება წარმოებს თითქმის მხოლოდ გრუნტის წყლების ხარჯზე, რომლებიც გაცილებით უფრო მდიდარია რკინით, ვიდრე ატმოსფერული ნალექები, რომლებიც ზაფხულში მთავარ როლს ასრულებენ წყლის ბალანსში.

გახსნილი რკინა მდინარეებში უმთავრესად გრუნტის წყლებს შეაქვთ, რომლებშიაც რკინა მეტწილად ორნახშირმჟავა მარილის სახით შედის. მდინარეს წყალში რკინის ეს ბიკარბონატი გადადის ძნელად ხსნად ენგში, რომლის მთავარი ნაწილი გამოიყოფა გელის სახით, რომელიც ილიქება, მაგალითად, დაენგული ბრკეს სახით. გრუნტის წყლების მიერ გახსნილი რკინის შემოტანა ხსნის მისი შემცველობის მერყეობას მდინარის დინების გასწვრივ.

რკინა მდინარეებს შემოაქვთ აგრეთვე ატივტივებული მაღალდისპერსიული ნამსხვრევი მასალის შემადგენლობაში, რითაც გამოწვეულია წყლის სიმღვრივე. მდინარეების სიმღვრივე მერყეობს ფართო საზღვრებში დაკავშირებით წლის დროსთან, რელიეფთან, რაიონის ქანების ლითოლოგიურ შემადგენლობასთან და ა. შ. ჰიდროლოგების მონაცემების მიხედვით, მდინარეთა საშუალო წლიური სიმღვრივე იცვლება 16-დან 1100 მგ/ლ-მდე. მდინარის მღვრიას შემადგენლობაში, სხვა ელემენტებთან ერთად, შედიან რკინის ოჯახის ელემენტებიც: მღვრიაში ბიკარბონატულ ნივთიერებაზე გადაანგარიშებისას რკინის შემცველობა მერყეობს 2-დან 7%-მდე (საშუალო 4,2%), მანგანუმის—0,04-დან 0,22%-მდე (საშუალო 0,08%).

მდინარეებში რკინოვან მღვრიას ორი ძირითადი წყარო აქვს: ერთი მხრივ, მდინარეებში გრუნტის წყლებით შემოტანილი რკინის ქვეენგის დაენგვით, და მისი გადასვლა რკინის ენგის ძნელადხსნად ჰიდრატი; მეორე მხრივ და უმთავრესად, ატმოსფერული წყლებით ნიადაგთა ზედაპირული ფე-

ნების დელუვიალური ჩამონარეცხი. მეორე შემთხვევაში რკინა შემოდის და ნაწილობრივ გადაიტანება რკინის ჟანგის ჰიდრატების სახით, ნაწილობრივ რკინის სხვადასხვა მინერალის სახით—რქატყუარები, ჰიდროქარსები, მაგნეტიტი, ილმენიტი და სხვ.

დაკვირვებანი გვიჩვენებენ, რომ მდინარეთა მიერ რკინის გადატანის ძირითად ფორმას სწორედ რკინის მღვრია წარმოადგენს: გახსნილი რკინა ჩვეულებრივ მთელი მოძრავი რკინის მხოლოდ მცირე ნაწილს შეადგენს. ატივტივებული რკინის შეფარდებითი რაოდენობა განსაკუთრებით დიდია იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც ხასიათდებიან სწრაფი დინებით, ხოლო ერთი და იგივე მდინარისათვის—წყალმეტობის პერიოდებში.

საინტერესო დასკვნები იყო მიღებული ტბების და ზღვების ნალექებში რკინის განაწილების შესწავლის დროს, აქ შეიძლება გამოიყოს ორი შემთხვევა: პირველი—როდესაც რკინა არ წარმოშობს მნიშვნელოვან და მათ რიცხვში საწარმოო კონცენტრაციებს, შედის მხოლოდ „კლარკული“ რაოდენობით; მეორე შემთხვევაში—როდესაც წარმოიშვებიან რკინის მნიშვნელოვანი კონცენტრაციები.

რკინის განაწილების შესწავლამ ისეთი წყლის აუზების ნალექებში, როგორც არიან ბალხაშის ტბა, არალის, კასპიის, ბარენცის ზღვები და სხვ. გვიჩვენა, რომ რკინის შემცველობა შექცევად დამოკიდებულებაშია ნალექის ნამსხვრევი მასალის სიდიდესთან, ე. ი. ის ქვიშებში ნაკლებია, ვიდრე ლამში. ასე, მაგალითად, დ. გ. საპოენიკოვის მიერ შესწავლილ ბალხაშის ტბის ნალექებისათვის რკინის შემცველობა ქვიშებში 2,23⁰/₁₀₀, მსხვილ ალევრიტებში 2,85⁰/₁₀₀, წვრილ ალევრიტებში 4,75⁰/₁₀₀, პელიტებში 7,25⁰/₁₀₀. ეს კანონზომიერება თავის გამოვლინებას პოულობს რკინის სივრცობრივ განაწილებაში: მინიმალური შემცველობა შემჩნეულია სანაპირო ქვიშოვან ნალექებში, მაქსიმალური—აუზების ნაპირიდან დაშორებულ ნაწილებში, სადაც მაღალდისპერსიული პელიტები ილექებიან.

ეს ფაქტები აიხსნება იმ მოსაზრებებით, რომ ტბებსა და ზღვებში „კლარკული“ რკინის განაწილება ძირითადად ატივტივებული რკინის მექანიკური გატანის პროცესებით სრულდება და არა ქიმიური ან ბიოქიმიური პროცესებით ხსნარიდან დალექვით, როგორც ამას წინათ ფიქრობდნენ.

საინტერესოა აღინიშნოს, რომ თანამედროვე ნალექებისათვის დადგენილი კანონზომიერებანი საერთოდ განამარბებულ ნალექებზედაც ვრცელდება: უკანასკნელათვის აგრეთვე დადგენილია შექცევადი დამოკიდებულება რკინის შემცველობათა და ნამსხვრევი მასალის ნაწილაკების დიამეტრს შორის. ამგვარად, რკინის შემცველობა ქვიშებში საშუალოდ 0,99⁰/₁₀₀-ს შეადგენს, ალევრიტებში—3,22-დან 3,99⁰/₁₀₀-მდე, თიხებში—4,87⁰/₁₀₀. ეს საფუძველს გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ უძველეს გეოლოგიურ ეპოქებში რკინის მიგრაციის და მისი დალექვის მექანიზმი ძირითადად იგივე იყო, რაც ამჟამად.

რკინის საბადოების წარმოშობის პირობები მნიშვნელოვნად განსხვავდება ტბებსა და ზღვებში გაფანტული რკინის განაწილების ნაირგვარი შემთხვევებისაგან: რკინის მადნეული დაგროვებანი მკვეთრად დაკავშირებულია წყლის აუზების სანაპირო ზონებთან. ეს ეხება როგორც თანამედროვე ჰიდროგეტი-

ტურ ტბიურ მდინებს, ასევე კარბონული, იურული, პალეოგენური და ნეოგენური ასაკის უძველეს ტბიურ და ზღვიურ ჰიდროგეტიტურ, სიდერიტულ ლეპტოქლორიტულ და შამოზიტის მდინებს. ასეთივე კანონზომიერება დამახასიათებელია მანგანუმის და ალუმინის მდინებისათვის. უკანასკნელები, რკინის მდინების სივრცობრივი განაწილების შესაბამისად, ძირითად მასაში დაკავშირებული არიან ქვიშებთან და ამოისოლებიან თიხების, მერგელების და კირქვებისაქენ.

რკინის მდინეული კონცენტრაციების განაწილებასა და მის „კლარკულ“ შემცველობას შორის მეორე განსხვავება მდგომარეობს პირველების კლიმატურ პირობებთან კავშირში და ასეთი კავშირის ახარსებობაში მეორეებისათვის. ტბიური და ზღვიური მდინები წარმოიშეებიან ნესტიან ჰავაში; ხოლო გაფანტული რკინის განაწილებაში კლიმატი განსაკუთრებულ გავლენას არ ახდენს.

მესამე განსხვავება მდგომარეობს იმაში, რომ გაფანტული რკინის განაწილება მიმდინარეობს წყლის ყველა აუზში და უწყვეტლივ მათი არსებობის მთელ მანძილზე, იმ დროს, როდესაც მდინეული კონცენტრაციები წარმოიშეებიან მხოლოდ წყლის ზოგიერთ აუზში, თანაც ამ აუზების სიცოცხლის მხოლოდ რომელიმე განსაზღვრულ მომენტებში და უფრო ხშირად დაკავშირებულია ზღვის ტრანსგრესიის საწყის ან ტბიური აუზების განვითარების მომენტებთან.

ამრიგად, რკინის დანალექი მდინების წარმოშობა, ალბათ, სულ სხვა მიზეზებით არის გამოწვეული, ვიდრე ისინი, რომლებიც გაფანტული რკინის განაწილების რეგულაციას ახდენენ. ასეთი მიზეზი რამდენიმეა.

სტრაბოვი მთავარ მიზეზად თვლის მიწისქვეშა გრუნტის წყლების ჩასვლას აუზებში, თუმცა გრუნტის წყლები ზღვების და ტბების კვებაში არც ისე დიდ როლს ასრულებენ, როგორც მდინარეების, მაგრამ მაინც ზოგჯერ ზღვის საერთო ბალანსში 1%-ზე მეტს შეადგენს.

ხშირად გრუნტის წყლები ძლიერ გამდიდრებული არიან გახსნილი რკინით (10—20 მგ/ლ-მდე), ამასთან რკინა მათში უმთავრესად ბიკარბონატის სახით შედის. ამ ხსნარების წარმოშობა დაკავშირებულია წყალგამტარი ქანებიდან და ნიადაგებიდან ჩამოსული მეტეორული წყლების მიერ რკინის გამოტუტვისთან, მაგალითად, ჩრდილო რაიონებში ეწერი ნიადაგების წარმოშობასთან.

მოხედებიან რა რკინის ქვეყანგის ბიკარბონატები წყლის აუზს, წყალმარჩხა ეანგზადით მდინარ ზონებში ძნელადხსნად ჰიდროქანგებად ივანგებიან, რომლებიც ჯერ ზოლებს და შემდეგ გელებს წარმოშობენ. ვინაიდან რკინის გელები დადებითად არიან დამუხტული, ისინი გროვლებიან უარყოფითად დამუხტულ ქვიშის მარცვლებთან და ალვერიტულ ნაწილაკებთან, რის შედეგად დამახასიათებელ დამრგვალებულ ოლიტებს იძლევიან. ეს პროცესი იწყება სედიმენტაციის სტადიაში და თავდება დიაგენეზის სტადიაში. რკინის ჰარბი გელები აცემენტებენ ნალექებს.

გრუნტის წყლებში რკინის გარდა სხვა კომპონენტებიც შედიან, მათ რიცხვში მანგანუმი, ალუმინი, სილიციუმი. ზღვის ან ტბის აუზში შეცვლილი ფიზიკურ-ქიმიური პირობების დროს ისინიც გამოიყოფიან, რითაც რკინის მდინების შემადგენლობას აართულებენ და რიგ შემთხვევაში გადაჰყავთ

ისინი ჰემატიტ-შამოზიტურ, სუფთა შამოზიტურ, ტიურინგიტულ, რკინა-ბოქსიტურ და სხვა მადნებში.

ზოგჯერ წყლის აუზებში რკინის დაგროვების მიზეზს წყალქვეშა ვულკანურ მოქმედებასთან დაკავშირებული რკინით მდიდარი ჰიდროთერმები და ფუმაროლები წარმოადგენენ. წყალში მოხვედრისას რკინა იჟანგება და კოაგულაციას ახდენს, და გამოიყოფა ჰიდროთერმების და ფუმაროლების მახლობლად, ამგვარად წარმოიშებიან რკინის ეფუზური—დანალექი ქანები, რომლებიც წარმოდგენილია მქიდრო ან ოლიტური სტრუქტურის ჰემატიტით, და დაკავშირებული არიან ვულკანოგენურ და კაჟიან ქანებთან.

ნ. მ. სტრაზოვის აზრით, დანალექი ქანებში შამოზიტის, ჰიდროგეტიტის და გლაუკონიტის გაფანტული ოლიტების მრავალი შემთხვევა შეიძლება აიხსნას სიღრმეში ზღვის წყლების ცირკულაციით. ზღვის ღრმა ჰორიზონტების წყლები შედარებით გამდიდრებული არიან რიგი ნივთიერებით, მათ რიცხვში კალციუმით, რკინით, მანგანუმით და სხვ. ეს ელემენტები ხსნარში ბიკარბონატების სახით არიან, ვინაიდან სიღრმის წყლები მდიდარი არიან ნახშირჟანგითაც. როდესაც ეს წყლები მოხვდებიან ზედაპირული ზონის პირობებში, ისინი ნახშირჟანგის ნაწილს კარგავენ და წარმოებს შესაბამისი მინერალების დალექვა, მათ რიცხვში კალციუმის კარბონატის და რკინის ზემოთ აღნიშნული მინერალების. ალბათ, ამავე დროს დიდ როლს ასრულებს აგრეთვე ზედაპირულ წყლებში ჟანგბადის გადიდებული შემცველობა, რომელსაც რკინის ქვეჟანგის ხსნადი შენაერთები გადაჰყავს რკინის ჟანგის ძნელად ხსნად შენაერთებში. სიღრმის ცირკულაციის ამავე გზით ხსნის ა. ვ. კაზაკოვი ზღვიური წარმოშობის ფოსფორიტების ზოგიერთი საბადოს წარმოშობას.

ზოგიერთ პირობებში რკინის მნიშვნელოვანი კონცენტრაციების წარმოშობა შეიძლება გამოიწვიოს დიაგენეტურმა პროცესებმა, რომლებიც მიმდინარეობენ ზღვიურ ნალექებში და იწვევენ ელემენტთა გადანაწილებას ნალექის მასაში. ამ გზით წარმოიშებიან სიდერიტის, რკინა-მანგანუმის და პირიტის კონკრეციები.

რკინის ჟანგის ჰიდრატების და მისი უფრო რთული შენაერთების (მაგალითად, გლაუკონიტების) დალექვაში, ვერნადსკის, სამოილოვის და სხვა მეცნიერების აზრით, დიდ როლს ასრულებენ ორგანიზმები.

არსებობს რიგი რკინა-ბაქტერიები, რომლებსაც უნარი აქვთ ხსნართა რკინის ქვეჟანგი უხსნად ჟანგში გადაიყვანონ, არსებობენ წყალმცენარეები, რომლებიც აგროვებენ რკინის ჰიდრატებს, როგორც გარსში, ასევე უჯრედების შიგნით. ზოგიერთი დიატომეა თავიანთ ჯავშანში კაჟიმწის გარდა შეიცავენ რკინის ჟანგებსაც. ცნობილია აგრეთვე უფრო მაღალი ორგანიზმები, რომლებიც აკონცენტრირებენ რკინას.

რკინა მნიშვნელოვან ბიოგენურ ელემენტს წარმოადგენს, ის უმაღლესი ცხოველების სისხლის ჰემოგლობინის შემადგენლობაშია და მონაწილეობს ჟანგბადის გადატანაში, ვინაიდან ახასიათებს ადვილად გადასვლის უნარი ქვეჟანგების ფორმიდან ჟანგებში და პირიქით, მცენარეების და ცხოველების სუნთქვა კატალიზის მეოხებით წარმოებს, რომელშიაც მნიშვნელოვან როლს რკი-

ნა ასრულებს. რკინის აბრახვობის დროს შეუძლებელია მწვანე მცენარეთა ქლოროფილის წარმოშობა, თუმცა მის შემადგენლობაში რკინა არც კი შედის.

ამის გამო რკინა მუდამ შედის ყველა ორგანიზმის შემადგენლობაში, ამასთან ჩვეულებრივ მისი რაოდენობა მერყეობს ორგანიზმის წონის მეთათსედი ნაწილებიდან მეთათედი ნაწილების ფარგლებში.

ჰიპერგენიზის ზონაში რკინის მიგრაციის ნაირგვარი გზების განხილვას იმ დასკვნამდე მივყავართ, რომ მისი ძირითადი მასები, რომლებიც მიღებულია ქანების და სხვადასხვა სახადოს გამოფიტვის დროს, საერთოდ მცირე მანძილზე მიგრირებენ და ვერ აღწევენ მსოფლიო ოკეანესა და ზღვებს. რკინის ის ნაწილები, რომლებიც აღწევენ ზღვებს ხსნარების ან ტივტივების სახით, როგორც ნაჩვენებია იყო, ადვილად გადადიან ნალექებში და წყლების წონასწორობიდან გამოდიან. ყოველივე ეს იწვევს ზღვებსა და ოკეანეებში რკინის სრულიად უმნიშვნელო შემცველობას (დაახლოებით 1 მგ/მ³), რაც განსაკუთრებით დამახასიათებელია დედამიწის ქერქში და საერთოდ ჩვენს პლანეტებზე მისი მაღალი შემცველობის ფონზე.

ჰიდროსფეროში რკინის ასეთი დეფიციტის ძირითად მიზეზს, ალბათ, ჰიპერგენულ პირობებში უფრო მეტად მღვრადი სამავალენტოვანი რკინის ეანგის ზღვის წყალში უმნიშვნელო ხსნადობა წარმოადგენს.

ვერცხლისწყლის გომიქცია

ქალკოლფილური ელემენტის მაგალითად განვიხილოთ ვერცხლისწყალი. ვერცხლისწყლის რიგითი ნომერი არის 80; მისი ატომური წონა 200,6. ამჟამად ვერცხლისწყლისათვის ცნობილია 9 იზოტოპი. ჩვეულებრივ ვერცხლისწყალში იზოტოპების ატომური წონა და პროცენტული შემადგენლობა ხასიათდება შემდეგი მონაცემებით:

იზოტოპების ატომური წონა	202	200	199	201	198	204	196	197	203
იზოტოპების წონითი რაოდენობა %-ში	29,27	3,77	16,45	13,67	9,89	6,85	0,1	0,01	0,006

იზოტოპების განლაგება ატომთა ტიპების მიხედვით შემდეგი იქნება:

ატომის ტიპი	4g	4g+1	4g+2	4g+3
პროცენტული შემადგენლობა	30,72	13,68	39,17	16,456

როგორც ჩანს, ატომთა ტიპებად განაწილება საკმაოდ თანაბარია: უმრავლესობა სხვა უფრო გავრცელებულ ელემენტებთან შედარებით, აქ ჩვენ ვერ ვხედავთ 4g ტიპის ატომთა მკვეთრ სიჭარბეს. მსგავსი სურათი გვაქვს იზოტოპების დიდი რიცხვის მქონე ზოგიერთი სხვა ლუწი მძიმე ელემენტისათვის (Pt, Os, W და სხვ.).

ვერცხლისწყლის ატომური რადიუსი 1,49 Å; მისი ორვალენტოვანი იონის რადიუსი 1,12. როგორც ამ ბოლო დროს დამტკიცდა, ერთვალენტოვანი ვერცხლისწყლის მიერ შექმნილ კრისტალური მესრების კვანძებში, მუდამ მოთავსებულია ორი ორვალენტოვანი იონი, და ჩვენც, მაგალითად, კალომელის

Hg_2Cl_2 სტრუქტურული ფორმულა უნდა გამოვსახოთ ამგვარად: $Cl-Hg-Hg-Cl$. ამგვარ შენაერთებში ელექტროქიმიური თვალსაზრისით ვერცხლისწყალი ერთვალენტოვანია (რაც, მაგალითად, Hg_2Cl_2 -ს ფორმულიდან ჩანს), მაგრამ კრისტალოქიმიურად ვერცხლისწყლის თითოეული იონი ორვალენტოვანია.

სხვა ქალკოფილურ ელემენტებს შორის, რომელთა იონიზაციის პოტენციალები, სხვა ელემენტებთან შედარებით, საერთოდ, საკმაოდ მაღალია; ვერცხლისწყალს პირველი ადგილი უკავია; ვერცხლისწყლისათვის იონიზაციის პოტენციალი (eV -ში) 1 ელექტრონზე—10,39 შეადგენს, 2 ელექტრონზე—29,06. ეს პოტენციალი ახასიათებს ატომის იონურ ფორმაში გადასვლის უნარს; საერთოდ, რაც უფრო მაღალია პოტენციალი, მით უფრო ნაკლებია ატომის იონში გადასვლის მიდრეკილება, მით უფრო მეტია ელემენტის თავისუფალ მდგომარეობაში არსებობის ტენდენცია. იონიზაციის მაღალ პოტენციალთან არის დაკავშირებული ვერცხლისწყლის სხვადასხვა შენაერთიდან ადვილად აღდგენის უნარი, რის გამო ბუნებაში თვითნაბად მეტალს იძლევა.

ვერცხლისწყლის იონიზაციის პოტენციალი უფრო მაღალია, ვიდრე ოქროსი (9,20) და ვერცხლის (7,53.) ამ მხრივ ის უფრო „კეთილშობილია“, ვიდრე ეს მეტალები, და ბუნებაში თვითნაბადი ვერცხლისწყლის წარმოშობის პროცესებთან ერთად, რომლებიც ფართოდ არიან გავრცელებული დაეანგვის ზონაში, ერთდროულად რომ არ მიმდინარეობდეს ვერცხლისწყლის აორთქლება, შესაძლებელია მისთვის თვითნაბადი მდგომარეობა, ალბათ, უფრო ჩვეულებრივი იქნებოდა, ვიდრე ოქრო და ვერცხლისათვის არის. ვერცხლისწყლის იონიზაციის მაღალი პოტენციალი განსაზღვრავს მრავალ მის თავისებურებას, მათ რიცხვში მთელი რიგი ბუნებრივი ქიმიური რეაგენტების (უანგბადის, სიმეაფეების და სხვ.) მიმართ ინერტულობას, რაც ერთ-ერთ ფაქტორთაგანს წარმოადგენს, რომელიც მის გეოქიმიკაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს.

ვერცხლისწყალი დუღს $357,25^\circ$ დროს, მაგრამ ჩვეულებრივი ტემპერატურების დროს შესამჩნევია მისი ორთქლის დრეკადობა, რომელიც 0° -ის დროს 0,00019 მმ, 20° -ის დროს 0,0013 მმ, 100° -ის დროს 0,285 მმ შეადგენს, ვერცხლისწყლის ორთქლის დრეკადობის გაზომვა ხერხდება— 53° დროსაც, ე. ი. გაყინვის ტემპერატურის ქვევით (-39°). ეს თავისებურება იწვევს ვერცხლისწყლის მუდმივ აორთქლებას, ქმნის განსაკუთრებულ „ვერცხლისწყლის ატმოსფეროს“, რომელიც გარს ეხვევა მთელ დედამიწას, რაც ხსნის ლითოსფეროს ზედაფენაში, ჰიდროსფეროსა და ბიოსფეროში, რომლებიც ეხებიან ამ „ვერცხლისწყლის ატმოსფეროს“, ვერცხლისწყლის ატომების გაფანტვას. რასაკვირველია, ვერცხლისწყლის შემცველობა მასში მცირეა: ის 13^2 ჰაერზე 0,02 γ ნაკლებს შეადგენს.

დედამიწის ქერქში ვერცხლისწყლის მცირე გავრცელებასთან დაკავშირებით, მისი მინერალთა რიცხვი მცირეა: სულ 20-მდე. ეს რაოდენობა სულ უმნიშვნელოა ვერცხლისწყლის ხელოვნურად მიღებულ შენაერთებთან შედარებით, რომელთა რიცხვი მრავალასეულობით განისაზღვრება; ამაშია ვერცხლისწყლის ანალოგია ყველა სხვა ელემენტთან.

ვერცხლისწყალი, როგორც ქალკოფილური ელემენტი ძარღვის საბადოებში, გოგირდთან ერთდროულად გროვდება. გოგირდის სიჭარბე, ვერცხლის-

წყლის სულფიდების მდგრადობა და მისი უმნიშვნელო ხსნადობა ზედაპირულ წყლებში იწვევს ჰიდროთერმალურ ძარღვებში სინგურის წარმოშობას და დაცვას, რომელიც ვერცხლისწყლის მინერალებს შორის ყველაზე უფრო გავრცელებული მინერალთაგანია.

ვერცხლისწყლის რთული მინერალები ნაკლებად მდგრადები არიან, ვიდრე სინგური ან თვითნაბადი ვერცხლისწყალი. ამის გამო, მაგალითად, შვატციტი $3(\text{Cu}_2\text{Hg})\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ და ლივინგსტონიტი $\text{HgS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$ ეპითერმალურ პირობებში ძალიან ადვილად გადადიან უფრო მარტივ შენაერთებში, განსაკუთრებით სინგურში. რის გამოც ვერცხლისწყლის რთული მინერალები დიდ იშვიათობას წარმოადგენენ. არის საფუძველი ვიფიქროთ, რომ ჰიდროთერმალური ხსნარებიდან ჯერ გამოიყოფა ვერცხლისწყლის სულფიდის კუბური მოდიფიკაცია—მეტაცინაბარიტი, რომელიც შემდეგ ძალიან ადვილად გადადის უფრო მდგრად მოდიფიკაციაში—სინგურში. ეს აიხსნება იმით, რომ მეტაცინაბარიტის სინგურში გადასვლა ეკზოთერმულ ხასიათს ატარებს (1 გრამ-მოლეკულზე გამოიყოფა 950 დიდი კალორია).

ვერცხლისწყლის კლარკი დედამიწის ქერქში, ჩვენი მონაცემების თანახმად, $7,7 \cdot 10^{-6} \%$ უდრის. საშუალოდ დედამიწის ქერქის 1 ტ ნივთიერებაში 0,077 გ ვერცხლისწყალი შედის, ხოლო თუ დედამიწის ქერქის ხვედრით წონას 2,8-ად მივიღებთ, მაშინ შესაბამისად 1 კმ³-ში 215 ტ ვერცხლისწყალი იქნება. მთლიანად დედამიწის ქერქისათვის, ფერსმანის მიხედვით, თუ მასას $20,4 \cdot 10^{18}$ ვიანგარიშებთ, მაშინ გაფანტული ვერცხლისწყლის მარაგს $1,6 \cdot 10^{13}$ ტ რაოდენობით მივიღებთ; შესაბამისად 1 კმ სიმძლავრის დედამიწის ქერქის ზედაფენისათვის მივიღებთ $1 \cdot 10^{11}$ ტ ვერცხლისწყალს.

გამოანგარიშებანი ვვიჩვენებენ, რომ საბადოებში მოთავსებულია მთელი ვერცხლისწყლის 0,02%. ვერცხლისწყლის ატომების დაახლოებით 99,98% გაფანტულ მდგომარეობაში იმყოფება, უმთავრესად ქანებში, სადაც ვერცხლისწყლის შემცველობა პროცენტის მეშვილიონედი ნაწილებით გაიზომება.

გაფანტულ მდგომარეობაში მყოფ ატომებსა და საბადოებში მყოფ ატომებს შორის, უდავოდ, მკიდრო კავშირია, რომელიც განისაზღვრება წონასწორობის კანონებით. ზოგიერთი პირობების დროს ატომებს გაფანტული მდგომარეობიდან შეუძლიათ გადავიდნენ კონცენტრაციის მდგომარეობაში, შექმნან საბადოები, და, პირიქით, ჰიპერგენეზის ზონაში ვერცხლისწყალს შეუძლია გადავიდეს და კიდევაც გადადის გაფანტულ მდგომარეობაში. ცხადია, რომ ვერცხლისწყლის საბადოების გენეზისის საკითხის განხილვისას ჩვენ როგორმე უნდა აღვრიცხოთ მისი ატომების მთელი მასა, მათ რიცხვში ისინიც, რომლებიც გაფანტულია, და არ შევიზღუდოთ მისი მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილის ბედის განხილვით, როგორც ჩვეულებრივ ამას დღემდე აკეთებდნენ.

რიგი სხვა ელემენტებისაგან განსხვავებით, რომლებიც უმთავრესად ან მჟავე (მაგალითად, Sn, W, Mo და სხვ.), ან ფუძე (Co, Ni; Pt და სხვ.) მაგმებთან არიან დაკავშირებული, ვერცხლისწყალს არა აქვს ასეთი მკვეთრი კავშირი არც მჟავე და არც ფუძე მაგმებთან, ვინაიდან ვერცხლისწყლის შემცველობა მჟავე და ფუძე ქანებში საშუალოდ თითქმის ერთნაირია. აქედან მნიშვნელოვანი პრაქტიკული დასკვნა გამომდინარეობს, ვერცხლისწყლის სა-

ბადოების ძებნის დროს არ შეიძლება ორიენტირება ამა თუ იმ ტიპის მაგმურ ქანებზე, ე. ი. რაიონის პეტროგრაფიული თავისებურებანი არ შეიძლება გამოყენებულ იქნას საძიებო კრიტერიუმად, ვინაიდან ვერცხლის საბადოები შეიძლება დაკავშირებული იყვნენ როგორც მთავე, ისე ფუძე მაგმებთან, თუ საერთოდ ისინი მათთან არიან დაკავშირებული.

თუმცა ვერცხლისწყალი პეგმატიტურ ძარღვებში ოდენობით დადგენილია, მაგრამ მისი რაოდენობა თითქმის მუდამ საშუალო კლარკზე ნაკლებია.

ჰიდროთერმალური საბადოების მინერალები, როგორც წესი, მუდამ ვერცხლისწყლის გადიდებულ რაოდენობას შეიცავენ. კვლევის დროს საინტერესო კანონზომიერება გამოირკვა: მინერალებში ვერცხლისწყლის შემცველობა იზრდება ჰიდროთერმალურიდან მეზოთერმალურისაკენ გადასვლის დროს და მაქსიმუმს აღწევს ეპითერმალურ საბადოებში.

ჰიდროთერმალური ძარღვების მინერალებში ვერცხლისწყალი სულ უკანასკნელი ორ ფორმაში მაინც მოიპოვება: ერთი მხრივ, ის შეიძლება იზომორფულად შედიოდეს სპილენძის, თუთიის, რკინის და სხვა სულფიდების კრისტალურ მესრებში; მეორე მხრივ, შეიძლება სხვა მინერალებში სინგურის მექანიკური მინარევის სახით შედიოდეს, მაგალითად, რეალგარში.

ყურადღებას იქცევს დანალექ თიხოვან ქანებში ვერცხლისწყლის გადიდებული რაოდენობა—საშუალო კლარკზე ორჯერ უფრო მეტია, რაც ექსპერიმენტული მონაცემების თანახმად ხსნარებიდან ვერცხლისწყლის სორბირებით აიხსნება. ამავე მიზეზით აიხსნება ზღვებსა და ოკეანეებში ვერცხლისწყლის დეფიციტი, სადაც მისი შემცველობა მხოლოდ $3 \cdot 10^{-3}$ ‰ შეადგენს.

ვერცხლისწყალი მცირე რაოდენობით ატმოსფეროშიაც შედის, სადაც ის სხვადასხვა გზით ხვდება და უპირველეს ყოვლისა ორთქლის სახით ყველა იმ შემთხვევაში, როდესაც თხევადი ვერცხლისწყალი (თვითნაბადი ან ხელოვნურად მიღებული) უშუალოდ ეხება ატმოსფეროს. დაბეჯითებით შეიძლება ითქვას, რომ ვერცხლისწყლის საბადოების დაქანების ზონაში თვითნაბადი ვერცხლისწყლის წარმოშობის პროცესი ფართოდ არის გავრცელებული, მაგრამ თუ ზოგჯერ მათში ვერ ვპოულობთ თვითნაბად ვერცხლისწყალს, ეს არა იმით აიხსნება, რომ ის იქ არ წარმოიშვება, არამედ იმით, რომ ვერცხლისწყლის აორთქლების პროცესი უფრო სწრაფია, ვიდრე მისი წარმოშობის პროცესი.

ატმოსფეროში ვერცხლისწყალი ხვდება აგრეთვე ვულკანური ამოფრქვევების დროს, რადგან ის მუდამ დიდი რაოდენობით შედის მაგმებში, ცხელი იუვენალური წყაროებიდან და აირების ნაკადებიდან, და აგრეთვე ჰიდროსფეროს წყლის აორთქლების დროს, ქვანახშირის, შეშის და სხვა სახის საწვავი მასალის დაწვის დროს, რადგან ორგანულ ნივთიერებაში ის ყოველთვის შედის. ვერცხლისწყლის დიდი რაოდენობა გადადის ატმოსფეროში სულფიდური, რკინის, მანგანუმის და სხვა მადნების მეტალურგიული გადამუშავების დროს, თვით ვერცხლისწყლის მადნების გადამუშავებაზე ხომ ლაპარაკიც ზედმეტია.

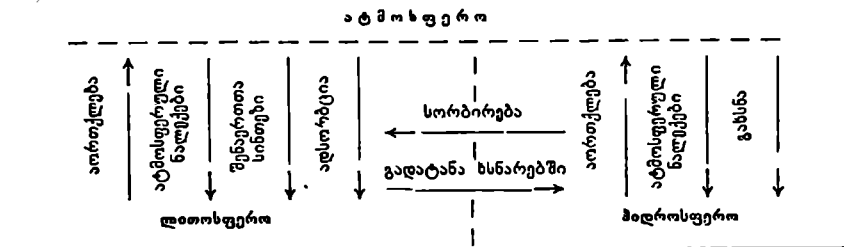
ატმოსფეროში ვერცხლისწყლის შემცველობა მტკიცდება წვიმის წყალში მისი შემცველობით (საშუალოდ დაახლოებით $0,2$ γ 1 მ³.ზე). ცნობილია, რომ წლის განმავლობაში დედამიწაზე ჩამოდის 500 2 კ. 000 კმ³ ატმოსფერული ნალექები, რომლებითაც ხმელეთზე და ჰიდროსფეროში ჩამოიტანება დაახლოებით

100 000 ტ ვერცხლისწყალი, ე. ი. 20-ჯერ მეტი, ვიდრე ყოველწლიურად ამოიღება მსოფლიოს ყველა საბადოდან.

ატმოსფეროში 1 მ³-ზე ვერცხლისწყლის შემცველობა 0,02 γ ნაკლებია. ეს ძალიან შორს არის ნაჯერობის ზღვარიდან, რომელიც 1 მ³-ზე 0°-ის დროს 2300, 20°-ის დროს 14200, —53°-ის დროს—3 γ შეადგენს. ნაჯერობის ზღვარი შეიძლება მიღწეულ იქნას მხოლოდ ზოგიერთი სპეციფიკური პირობების დროს, მაგალითად, მიწისქვეშა დახშულ აუზებში, რომლებიც ეხებიან თვითნაბად ვერცხლისწყალს, ზოგჯერ ლაბორატორიებში.

დედამიწაზე მუდმივად მიმდინარე ვერცხლისწყლის აორთქლების პროცესებს დიდი ხანია შეეძლოთ გაეყენათ ატმოსფერო ვერცხლისწყლის ორთქლით, ყოველგვარ სანიტარულ ნორმებზე გადაჭარბებით, რის გამო ატმოსფერო სასიცოცხლოდ უვარგისი გახდებოდა. მაგრამ ეს არ წარმოებს, ვინაიდან იმ პროცესებთან ერთად, რომლებიც ამდიდრებენ ატმოსფეროს ვერცხლისწყლით, წარმოებს შექცევითი პროცესები—ვერცხლისწყლის მოშორება ატმოსფეროდან. უკანასკნელს ეკუთვნიან: ზემოთ ნახსენები ატმოსფერული ნალექები, ჰიდროსფეროს წყლებში ვერცხლისწყლის გახსნა, რიგი ვერცხლისწყლის შენაერთების სინთეზი (მაგალითად, ვერცხლისწყლის სულფიდი და ქლორიდი), კოლოიდური ნალექებით ვერცხლისწყლის ორთქლის სორბირება (ნიადაგებით, მანგანუმის, რკინის, ალუმინის და სხვა ეანგეულების ჰიდრატებით).

ატმოსფეროს, ჰიდროსფეროს და ლითოსფეროს ზემოთ აღნიშნული დამოკიდებულება წარმოდგენილია შემდეგი სქემით:



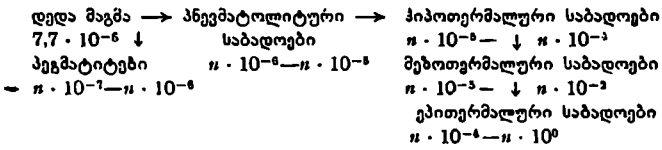
დამტკიცებულია, რომ ვერცხლისწყალი ორგანიზმებში შედის პროცენტის მედილიონი ნაწილის რაოდენობით. ცხოველებსა და მცენარეებს შორის ვერცხლისწყლის მნიშვნელოვანი კონცენტრაციები დადგენილი არ არის, თუმცა ზოგიერთ თევზსა და წყალმცენარეში ვერცხლისწყლის შემცველობა ნივთიერების 1 კგ-ზე რამდენიმე ათეულ γ აღწევს. ამის გამო რიგი სხვა ელემენტებისაგან (C, P, Si, Mn, Fe და სხვ.) განსხვავებით, ვერცხლისწყლისათვის კონცენტრაციის ბიოგენური პროცესი არ არის დადგენილი და შესაძლებელია საერთოდ ამორიცხული. უცნობია აგრეთვე ფიზიოლოგიური როლი ორგანიზმებში მოთავსებული იმ მცირე რაოდენობა ვერცხლისწყლისა, რომელიც მუდამ შედის მათში.

მცენარეებში ვერცხლისწყალი ნიადაგებიდან შედის, სადაც ის ხშირად საშუალო კლარკთან შედარებით გადიდებული რაოდენობითაა, კოლოიდური

ნიეთიერების მიერ უშუალოდ ატმოსფეროდან მისი სორბირების გამო. მცენარეებიდან ვერცხლისწყალი ტორფსა და ქვანახშირში გადადის, რომელნიც მათგან წარმოიშეება. ნახშირებში ვერცხლისწყლის შემცველობა $0,8 \cdot 10^{-6} - 1,2 \cdot 10^{-6} \%$ შეადგენს.

გადავიდეთ ვერცხლისწყლის საბადოების განხილვზე.

ზემო თხრობიდან, სადაც ჩვენ განვიხილეთ ვერცხლისწყლის გავრცელება ქანებსა და მინერალებში, გამომდინარეობს ორი ძირითადი დასკვნა: ჯერ ერთი, საერთოდ ჰიდროთერმალური პროცესის ვერცხლისწყლით გამდიდრება და, მეორე მხრივ, ამ პროცესის უკანასკნელი ფაზების განსაკუთრებული გამდიდრება ვერცხლისწყლით, რომლებთანაც საკუთრივ დაკავშირებული არიან ვერცხლისწყლის საბადოები. ეს კანონზომიერება შეიძლება წარმოვიდგინოთ ასეთი სქემის სახით:



ჰიდროთერმალური პროცესის ვერცხლისწყლით გამდიდრება დაკავშირებულია ვერცხლისწყლის ატომების ქალკოფილურ თვისებებთან—ელემენტთა პერიოდულ სისტემაში და ატომთა მოცულობის მრუდზე მისი მდებარეობით და მისი იონების ბუნებასთან. ამ მხრივ ის მონათესაობას იჩენს სხვა ქალკოფილურ ელემენტებთან, რომლებთან ერთად ჰიდროთერმალურ საბადოებში გროვდება, მაგრამ ბუნებრივია, რომ თვით ქალკოფილურ ელემენტებს შორის განსხვავება უნდა იქვეყნდეს ჰიდროთერმალურ პროცესში მათ განსხვავებულ ქცევას, რითაც განისაზღვრება, კერძოდ, მათი კრისტალიზაციის თანმიმდევრობა და, როგორც შედეგი, ამა თუ იმ ელემენტთა საბადოების კავშირი ჰიდროთერმალური პროცესის ამა თუ იმ სტადიასთან. როგორც ცნობილია, ამაზე არის დამყარებული ამ საბადოების კლასიფიკაცია.

ვერცხლისწყლის საბადოები დამახასიათებელია ეპითერმალური პირობებისათვის. აქ, ერთი მხრივ, ვერცხლისწყლის კონცენტრაცია უკვე დიდ სიდიდეებს აღწევს და, მეორე მხრივ, დაბალი ტემპერატურის დროს შესაძლებელია ვერცხლისწყლის სულფიდების გამოყოფა. მეზოთერმალური, და მით უმეტეს, ჰიპოთერმალური პირობები გაცილებით უფრო ნაკლებად ხელსაყრელია ვერცხლისწყლის მინერალების წარმოსაშობად. ამით აიხსნება, თუ რატომ არის ასეთი იშვიათი ვერცხლისწყლის მოპოვების შემთხვევები მეზოთერმალურ, და განსაკუთრებით, ჰიპოთერმალურ საბადოებში, ამასთან მათში ჩვეულებრივ პირველადი მინერალების სახით გვხვდება არა სინგური, არამედ ვერცხლისწყლის მიმქრალი მადნები. ვერცხლისწყლის ყველა დიდი და პატარა საბადოების უმრავლესობა ეკუთვნის ეპითერმალურს. ზოგჯერ ისინი არსებითად ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან გეოლოგიური აგებულებით, მაგრამ გეოქიმიური თვალსაზრისით იმდენი საერთო აქვთ, რომ სავსებით გარკვეულ ჯგუფს ქმნიან, რომელსაც ჰიდროთერმალური საბადოების კლასიფიკაციის დროს მუდამ გამოჰყოფენ.

მადნეულ მინერალებს შორის ხშირად მხოლოდ სინგური გვხვდება, ზოგჯერ მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ანტიმონიტი; სხვა სულფიდები იშვიათად გვხვდება. მეორად მინერალებს შორის ხშირად, მაგრამ ცოტა რაოდენობით, გვხვდება თვითნაბადი ვერცხლისწყალი, ძალიან იშვიათად კალომელი, მონტროიდიტი და ოქსიპალოიდები. ანტიმონიტთან ჩვეულებრივ დაკავშირებულია მისი დაჟანგვის პროდუქტები: ოქრები, კერმეზიტი, სენარმოტიტი, ვალენტიანიტი; გვხვდება აგრეთვე რკინის სპილენძის და სხვა მინერალების დაჟანგვის პროდუქტები. ძარღვის მინერალებს შორის უფრო ტიპურია კვარცი, ქალცედონი და კალციტი, ზოგიერთ საბადოში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ფლუორიტი, სხვადასხვა რაოდენობით გვხვდება აგრეთვე ბარიტი, ნაკრიტი, ბიტუმოვანი ნივთიერებანი.

ვერცხლისწყლის საბადოების ელემენტები შეიძლება გაიყოს სამ ჯგუფად: 1) მთლიანად ჰიდროთერმების მიერ შემოტანილი (Hg, Sb, As, Cu, Zn, Pb, Bi, S, F, Au, Ag); 2) მთლიანად გარემომცველი ქანებიდან ათვისებული (Ni, Co, Cr, V); 3) ნაწილობრივ ჰიდროთერმებით შემოტანილი, ნაწილობრივ გარემომცველი ქანებიდან ათვისებული (Si, Ca, Mg, O, Ba, Al, Fe, C, Cl, Br).

პირველი ჯგუფის ელემენტები (F-ის გამოკლებით) ტიპური ქალკოფილურებია; მეორე ჯგუფის ელემენტები სიდეროფილურებია; მესამე ჯგუფის ელემენტები ლიტოფილური, სიდეროფილური და ატმოფილურებია.

ვერცხლისწყლის საბადოებში მუდამ შედის დიდი რაოდენობით (Hg-ის გარდა): S, რომელიც უმთავრესად დაკავშირებულია ვერცხლისწყალთან; Si, Ca, (Mg, Fe), O, ამასთანავე Ca-ის და Si-ის რაოდენობებს შორის უკუფარდობა არსებობს, რომელიც იმაზე მიგვითითებს, რომ საწყისი ხსნარები, ალბათ, მდიდარი იყვნენ სილიციუმით, და შემდეგ კი კარბონატულ ქანებში გავლისას Ca, Mg, Fe-ის კარბონატებით გამდიდრდნენ. არა მუდამ, მაგრამ ხშირად შედის Sb, As, Cu, ამასთანავე სტიბიუმი ზოგჯერ დიდი რაოდენობით გროვდება, და იძლევა საწარმოო მნიშვნელობის დაგროვებას; დარიშხანი და განსაკუთრებით სპილენძი დამორჩილებული რაოდენობით არიან. კიდევ უფრო შორს, უკანა პლანზე გადადიან Zn, Pb, Bi, Au, Ag, რომლებიც თუმცა გენეტიკურად დაკავშირებული არიან ვერცხლისწყალთან, მაგრამ გამოყოფის მხრივ დამახასიათებელი არიან უმთავრესად მეზო—და ჰიპოთერმებისათვის.

ამრიგად, ვერცხლისწყლის საბადოების ნივთიერი შემადგენლობით, ერთი მხრივ, და ვერცხლისწყლის სულფიდურ მინერალებში გავრცელებით, მეორე მხრივ, მტკიცდება, რომ ვერცხლისწყლის საბადოები ჰიდროთერმალური პროცესის მხოლოდ ერთ-ერთ უკანასკნელ სტადიას წარმოადგენს. ამ პროცესის მსვლელობაში წარმოებს ხსნარების ვერცხლისწყლით გამდიდრება და რიგი სხვა, უფრო მაღალტემპერატურაიანი ქალკოფილური ელემენტებით გაღარიბება, რომლებიც მცირე რაოდენობით მაინც შედიან ვერცხლისწყლის საბადოებში.

ამ გარემოების მხედველობაში მიღება აუცილებელია ვერცხლისწყლის საბადოების გენეზისის საკითხის განხილვის დროს. ამ საკითხის შესახებ გამოთქმული იყო რამდენიმე თეორია. ძველი თეორიები—პელაგიური, რომელიც გულისხმობს ვერცხლისწყლის შენაერთების გამოყოფას ზღვის წყლიდან კარ-

ბონატებთან ერთად, და სუბლიმაციური, რომლის თანახმად სინგური ორთქლის სახით გამოიხდება სიღრმიდან და შემდეგ დაილექება ნაპრალების კედლებზე—ამჟამად ორივე უარყოფილია, რადგან არც ერთი არ ხსნის ვერცხლისწყლის საბადოების აგებულებას და ნივთიერა შემადგენლობის თავისებურებას. გაცილებით უფრო დამაკმაყოფილებელი აღმოჩნდა ჰიდროთერმალური თეორია, რომელიც პირველად 1879 წ. წამოაყენა კრისტლმა და შემდეგ განავითარეს ბეკერმა და რიგმა სხვა მეცნიერებმა. ეს თეორია გულისხმობს სინგურის და მისი თანამგზავი მინერალების გამოყოფას ტუტე ჰიდროთერმალური ხსნარებიდან. ეს მოსაზრება, რიგი არაპირდაპირი საბუთების გარდა, მტკიცდება აშშ-ის სულფურ ბანკსა და სტიმბოტ სპრინგსის საბადოებზე უშუალო დაკვირვებით, სადაც ვერცხლისწყლის და სხვა მეტალთა სულფიდების გამოყოფა ტუტე სულფიდური წყლებიდან ამჟამადაც წარმოებს. ტუტე-ხსნარებში ვერცხლისწყალი შედის კომპლექსური ხსნადი მარილის— Na_2HgS_2 -ის სახით, რომელიც კომპლექსურ ანიონს $[\text{HgS}_2]^-$ იძლევა. რიგი მკვლევარების (კნოკსი, საუკოვი) შემდგომმა შრომებმა დააზუსტა და განავითარა ბეკერის თეორია. ხსნარების იონური თეორიის თვალსაზრისით შესწავლილი იყო კომპლექსური ანიონი $[\text{HgS}_2]^-$ წარმოშობის და დაშლის პირობები, რამაც საშუალება მისცა თეორიულად მიდგომოდნენ სინგურის საბადოების გენეზისის საკითხს.

ხსნადი კომპლექსური სულფიდის წარმოშობა მიმდინარეობს შემდეგ სქემით:



მოქმედი მასების კანონის მიხედვით გვექნება:

$$K = \frac{(\text{Na}_2\text{HgS}_2)}{[\text{Na}_2\text{S}][\text{HgS}]}$$

სადაც K —წონასწორობის კონსტანტაა.

მუდმივი ტემპერატურისა და წნევისათვის K წარმოადგენს უცვლელ სიდიდეს, საიდანაც გამომდინარეობს, რომ ხსნარში Na_2S -ის კონცენტრაციის გადიდება გამოიწვევს კომპლექსური ხსნადი მარილის Na_2HgS_2 -ის კონცენტრაციის გადიდებას, ე. ი. ვერცხლისწყლის ხსნადობის გაზრდას, და, პირიქით, ხსნარში Na_2S -ის კონცენტრაციის შემცირება გამოიწვევს HgS -ის გამოყოფას. ამრიგად, ერთი და იგივე მიზეზები ხელს შეუწყობენ ხსნარში Na_2S -ის კონცენტრაციის შემცირებას და ხსნარიდან HgS -ის გამოყოფას. ასეთ მიზეზებს, როგორც თეორიიდან გამომდინარეობს და როგორც ჩვენმა ექსპერიმენტულმა გამოკვლევებმა დაამტკიცეს, ეკუთვნის:

1. ხსნარების სიმეფივებით ნეიტრალიზაცია, მათ რეცხვში CO_2 -ით.
2. ხსნარების წყლით განზავება.
3. ეანგზადის მოქმედება ხსნარებზე.

ყველა ამ შემთხვევაში თავისუფალი Na_2S -ის კონცენტრაცია კლებულობს, წარმოებს ხსნადი მარილის დაშლა და გამოიყოფა ვერცხლისწყლის სულფიდი, ჯერ შავი მოლიფიკაციის—მეტაცინაბარტის სახით, რომელიც დროთა განმავლობაში გადადის უფრო მღვრად წითელ სინგურში. თავისთავად ტემპერა-

ტურის დაწევა, როგორც ექსპერიმენტებმა აჩვენეს, არ იწვევს ვერცხლისწყლის სულფიდის გამოყოფას, არამედ, პირიქით, ზრდის მის ხსნადობას. წნევის როლი ჯერჯერობით სავსებით ნათელი არ არის მხოლოდ, ჩვენი აზრით, ნაკლებად მნიშვნელოვანია, ვიდრე სამი ძირითადი ფაქტორის განზავების, ნეიტრალიზაციის და ხსნარების დაქანგვის როლი.

ძნელი შესამჩნევი არ არის, რომ ბუნებაში ყველა ეს ფაქტორი კომპლექსურად მოქმედებს: ქვეყიდან ამომავალ მადნეულ ტუტებსნარებს წინ ეგებება ზემოდან ჩამავალი სუსტად მჟავე, ქანგბადით მდიდარი ხსნარები; რომელნიც იწვევენ ტუტებსნარების გაზავებას, ნეიტრალიზაციას, დაქანგვას და ხელს უწყობენ ვერცხლისწყლის სულფიდის დალექვას. CO_2 -ის დიდი როლით აიხსნება ის, რომ ვერცხლისწყლის საბადოები ხშირად დაკავშირებული არიან კარბონატულ ქანებთან. სავსებით ნათელია, რომ ვერცხლისწყლის სულფიდის გამოსაყოფად ზემოდანიწნული ხელსაყრელი პირობების კომპლექსი შეიძლება იქნას დედამიწის ზედაპირიდან მხოლოდ შედარებით მცირე სიღრმეზე, ე. ი. ეპითერმალურ პირობებში.

ვერცხლისწყლის საბადოების წარმოშობასთან დაკავშირებულია საბადოების ირგვლივ ვერცხლისწყლის განბნევის პირველადი ორეოლების წარმოშობა. ამ ორეოლების ფარგლებში ვერცხლისწყლის რაოდენობა, შემცველი ქანებისათვის მისი საშუალო კლარკთან შედარებით, მნიშვნელოვნად გაზრდილია. ორეოლის საზღვრებს გარეთ ვერცხლისწყლის შემცველობა ეცემა პროცენტის მემილიონედ ნაწილებამდე, ე. ი. უახლოვდება შემცველი ქანების კლარკს. გაფანტვის ორეოლების წარმოშობა შეიძლება აიხსნას ვერცხლისწყლის ორთქლის მაღალი დრეკადობით, რომელიც გროვდება ჰიდროთერმული ხსნარების ზევით ვერცხლისწყლის საბადოების წარმოშობის მომენტში: უკვე 100° დროს ის $0,28$ მმ აღწევს, რაც უდრის $3,3$ გ 1 მ³ ჰაერში.

აიხრად მდგომარეობაში მყოფი ვერცხლისწყალი სხვა აქროლად კომპონენტებთან—წყლის ორთქლთან, ნახშირეანგთან, გოჯირღწყალბადთან და სხვებთან ერთად—მრავალრიცხოვანი ნაპრალების საშუალებით, შედარებით ადვილად იქრება საბადოს ირგვლივ მყოფ ქანებში და ზოგჯერ კერისაგან საკმაოდ მნიშვნელოვან მანძილზე. ასე წარმოებს საბადოს ირგვლივ ქანების ვერცხლისწყლის შესამჩნევი გამდიდრება, ე. ი. იქმნებიან ვერცხლისწყლის გაფანტვის პირველადი ორეოლები. ორეოლების აღმოჩენა ხერხდება არა მარტო რღვევის ზონების გარშემო, რომლებთანაც დაკავშირებულია ვერცხლისწყლის საბადოები, არამედ ამ ზონების მიმართულებითაც და ზოგჯერ საბადოდან საკმაოდ დიდ მანძილზე. ყოველივე ეს საშუალებას გვაძლევს ორეოლები განვიხილოთ, როგორც ვერცხლისწყლის საბადოების მაჩვენებლები, ე. ი. როგორც საბადოს არსებობის განსაკუთრებული ნიშანი.

ვერცხლისწყლის საბადოებთან ერთდროულად წარმოშობილი გაფანტვის პირველადი ორეოლების გარდა არსებობენ მეორადი ორეოლები, რომლებიც წარმოშობილი არიან გაცილებით უფრო გვიან—საბადოს დაშლასთან დაკავშირებით.

მეორადი ორეოლები შეიძლება იყოს ორი გენეტიკური ტიპის: ჯერ ერთი, მექანიკური—სინგურის ქვიშრობები, რომლებიც დაკავშირებული არიან

საბადოების მექანიკურ ნგრევასთან და მისი მინერალების ჩამოტანასთან; მეორე ქიმიური—დაკავშირებული სინგურისაგან წარმოშობილი ვერცხლისწყლის მარილების ხსნარებში გადატანასთან და საბადოსაგან ამა თუ იმ მანძილზე ვერცხლისწყლის გამოყოფასთან, რომელიც გამოიყოფა ვერცხლისწყლის ამა თუ იმ მეორადი მინერალების სახით (სინგური, თვითნაბადი ვერცხლისწყალი და სხვ.), ან ჰიპერგენეზის ზონაში ფართოდ გავრცელებული კოლოიდური ნივთიერებით ვერცხლისწყლის სორბირებასთან.

ამრიგად, ქანებში, ქვიშრობებში, თიხებში და სხვაგან ვერცხლისწყლის შემცველობის განსაზღვრით, გეოქიმიური პროფილირება შეიძლება გამოყენებულ იქნას, როგორც ერთ-ერთი მეთოდი ვერცხლისწყლის საბადოების ძებნის დროს.

უქანასკნელ დრომდე სინგური ითვლებოდა ვერცხლისწყლის უმნიშვნელოვანეს მინერალად, რომელიც აღგენს საბადოს,—ჰიპერგენეზის ზონაში, ბუნებრივი ქიმიური რეაგენტების მიმართ მეტად მდგრადია. ამის გამო ვერცხლისწყლის მიგრაციას ხსნადი შენაერთების სახით თითქმის არავითარ მნიშვნელობას არ აძლევდნენ.

ბოლო წლებში ჩვენს მიერ ექსპერიმენტულად იყო დამტკიცებული ეანგბადის აქტიური ფორმებით (ოზონით და წყალბადის ზეანგით) და აგრეთვე ხშირად სულფიდურ საბადოებში პირიტისა და ქალკოპირიტის დაქანგვასთან დაკავშირებით წარმოშობილი რკინის ეანგის სულფატით სინგურის დაქანგვის შესაძლებლობა. ამ დროს შესაძლებელია წარმოიშვას ვერცხლისწყლის სულფატი, რომელიც ნაწილობრივ ჰიდროლიზს განიცდის, ნაწილობრივ იხსნება. ხსნარებში ნატრიუმ-ქლორის არსებობა და ტემპერატურის აწვევა მნიშვნელოვნად ზრდის სინგურის დაქანგვის რეაქციას.

ცდებზე დაყრდნობით, შეგვიძლია ვიფიქროთ, რომ ბუნებრივ წყლებს, რომლებიც ჩვეულებრივ შეიცავენ ხსნარში რკინის ეანგის სულფატს და ქლორიდს, უნარი აქვთ სინგურიდან ვერცხლისწყალი გადაიყვანონ ხსნად მდგომარეობაში, რომლის სახით ($HgSO_4$ -ის და განსაკუთრებით $HgCl_2$ -ის ფორმაში) მას მიგრირების უნარი აქვს.

ბუნებრივია, რომ ხსნარებიდან ვერცხლისწყალი შეიძლება გამოიყოს ამა თუ იმ მინერალების სახით; სულფიდებთან ურთიერთმოქმედებით—სინგურის სახით, ზოგიერთი სხვა პირობების დროს—თვითნაბადი ვერცხლისწყლის, კალომელის და ოქსიჰალოიდების სახით. მართლაც საბადოების ზედაპირზე ჩვენ ხშირად ვამჩნევთ სინგურის გამოფიტვას და ზოგჯერ თვითნაბადი ვერცხლისწყლის მეორადი სინგურის და სხვა მეორადი მინერალების წარმოშობას. ლიტერატურული მონაცემების მიხედვით, მეორადი სინგურის წარმოშობის შავალითები ცოტაა, მაგრამ, რასაკვირველია, ბუნებაში მათი რიცხვი გაცილებით მეტია: მხოლოდ, სამწუხაროდ, ყოველთვის არ ხერხდება პირველადისაგან მეორადი სინგურის გარჩევა.

ვერცხლისწყლის სულფატი და ქლორიდი საკმაოდ არამდგრადია: მათ აღვილად შეუძლიათ თვითნაბად ვერცხლისწყლად აღდგენა. ამას, როგორც ექსპერიმენტულად დაგვანახვა ნ. ხ. აიღინიანმა, განსაკუთრებით ხელს უწყობენ კარბონატები. სინგურის დაქანგვის დროს წარმოშობილი ვერცხლისწყა-

ლი მხოლოდ ნაწილობრივ გამოიყოფა მინერალების სახით: მისი ნაწილი იფანტება ხსნარებთან ერთად და ჩადის ჰიდროსფეროში, ნაწილი სორბირდება კოლოიდური ნალექებით, ნაწილი ორთქლდება.

დასასრულ განვიხილოთ ვერცხლისწყლის და სხვა ელემენტების იზომორფიზმის საკითხი. ერთი მხრივ შეიძლება ვილაპარაკოთ ვერცხლისწყლის მინერალების კრისტალურ მესრებში ელემენტების იზომორფულ შესვლაზე. მეორე მხრივ სხვა მინერალთა კრისტალურ მესრებში ვერცხლისწყლის იზომორფულად შესვლაზე.

ამ მხრივ ფაქტები ნაკლებად არის ცნობილი. ასე, მაგალითად, იშვიათ მინერალში—გვადალკაზარტიში, რომელიც კრისტალოგრაფიული და ქიმიური თვისებებით ახლო დგას მეტაციინაზარიტთან, შედის $4,23\%$ -მდე Zn და ცოტა Fe და Cd. ვერცხლისწყლის და სპილენძის იზომორფიზმის მაგალითის იძლევიან მიმქრალი მადნები. ამ მინერალებს შორის ტიპური შვატციტი $3(\text{Cu}_2, \text{Hg})\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ წარმოადგენს ტეტრაედრიტს, რომელშიაც სპილენძის ნაწილი ჩანაცვლებულია ვერცხლისწყლით (24% -მდე). ჩვეულებრივ მიმქრალ მადნებშიაც აგრეთვე მუდამ შედის ვერცხლისწყალი პროცენტის მეთათათსედიდან მეასედ ნაწილამდე.

ვერცხლისწყლის, ნიკელის, კობალტის, სპილენძის, ტყვიის და ვერცხლის იზომორფიზმის საინტერესო მაგალითს წარმოადგენენ იშვიათი მინერალები ბლოკიტი და პენროზეიტი, ზოგადი ფორმულით RSe_3 , სადაც $\text{R} = \text{Ni}, \text{Cu}, \text{Pb}, \text{Ag}, \text{Hg}, \text{Co}$. ვერცხლისწყლის რაოდენობა ამ მინერალებში მერყეობს $1,41 - 4,12\%$ -ის ფარგლებში.

დედამიწის ქერქის პირობებში ვერცხლისწყლის იზომორფიზმი სხვა ელემენტებთან უფრო შეზღუდულია, ამის გამო შესაბამისი მაგარი ხსნარები იშლებიან. ამის მაგალითს იძლევიან ვერცხლისწყლის მიმქრალი მადნები, რომლებიც წარმოშობილი არიან მეზოთერმალურ პირობებში, ხოლო გამოფიტვის ქერქში იშლებიან რიგ უფრო მარტივ შენაერთებად, მათ რიცხვში სინგური.

იზომორფიზმის საინტერესო მაგალითს იძლევა აგრეთვე სინგურის შესვლა ბარიტის კრისტალურ მესერში, ამასთანავე ვერცხლისწყლის რაოდენობა ბარიტში ზოგჯერ პროცენტის მეთათსედი და მეასედ ნაწილსაც კი აღწევს. ვერცხლისწყლის და ბარიუმის შეზღუდული იზომორფიზმი დამტკიცებული იყო არა მარტო ბარიტების შესაბამისი ანალიზებით, არამედ ექსპერიმენტულად ვერცხლისწყლის იონების თანდასწრებით, ხსნარებიდან ბარიტის კრისტალიზაციის გზით.

პრაქტიკული გეოქიმიის ზოგიერთი საკითხი

ამ წიგნის „შესავალსა“ და სხვა თავებში ჩვენ მოკლედ აღვნიშნავდით რიგ პრაქტიკულ ამოცანებს, რომლებსაც წარმატებით წყვეტს გეოქიმია.

ამ დასკვნით თავში შევჩერდებით ამ საკითხებიდან ზოგიერთის უფრო დეტალურ განხილვაზე. ჩვენს მიზანს არ წარმოადგენს ამ წიგნში გავაშუქოთ გეოქიმიის ყველა პრაქტიკული მიღწევა, რადგან ამისათვის საჭირო იქნებოდა სპეციალური წიგნი. ჩვენ განვიხილავთ მხოლოდ სამ საკითხს, რომლებსაც, ჩვენი აზრით, განსაკუთრებით დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. სახელდობრ, გეოქიმიის როლს: 1) სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ძებნისათვის, 2) ახალი მინერალური ნედლეულის გამოვლინებისათვის და 3) სოფლის მეურნეობის და ჯანმრთელობის დაცვის ზოგიერთი პრაქტიკული საკითხის გადასაჭრელად.

გეოქიმიის როლი სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისისა და ძებნის საკითხების გადასაჭრელად

სწავლება სასარგებლო ნამარხთა შესახებ, როგორც ცნობილია, სარგებლობს სხვადასხვა მეთოდით: საბადოს ფორმის, წილის პირობების და ასაკის შესწავლის დროს სარგებლობენ გეოლოგიური მეთოდებით; საბადოს და გარემომცველი ქანების ნივთიერი შემადგენლობის შესწავლის დროს გამოიყენება მინერალოგიის, გეოქიმიის და პეტროგრაფიის მეთოდები; ელემენტთა დაგროვების წარმოშობის საკითხები, ე. ი. საბადოს წარმოშობა, ისევე როგორც მათი შემადგენლობის შეცვლის საკითხები, წამოადგენენ გეოქიმიის კვლევის სფეროს. საჭირო არ არის ვილაპარაკოთ სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისის საკითხის განსაკუთრებულ პრაქტიკულ მნიშვნელობაზე: მათზე დამოკიდებული საბადოს პერსპექტიულობის შეფასება და გეოლოგიური სამუშაოების ამა თუ იმ მიმართულებით წარმართვა, ე. ი. საბოლოო ანგარიშში საბადოთა ათვისებისათვის საჭირო შრომის და მატერიალურ-ტექნიკურ საშუალებათა და დროის განსაზღვრა. ამის გამო აუცილებელია შესრულებულ იქნას ყოველივე ის, რაც საჭიროა, რომ საბადოს გენეზისი სწორად იქნას გააშუქებული. სამწუხაროდ, ამ უკანასკნელ დრომდე სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისის გააშუქების დროს გეოქიმიის საკმაოდ დაბალი მნიშვნელო ყურადღება ექცეოდა. ჩვეულებრივ საბადოს აღწერის დროს საკ-

მაოდ დეტალურად აშუქებენ მადნეული სხეულის გეომორფოლოგიას და წოლის პირობებს, აღწერენ შემცველ ქანებს, მათ შემადგენლობას, ხნოვანებას და დამოკიდებულებას სხვა ქანებთან, იძლევიან მადნეული სხეულის მინერალოგიურ დახასიათებას, მაგრამ თითქმის სრულებით, მცირე გამონაკლისის გარდა არ აშუქებენ მადნეული პროცესის გეოქიმიის საკითხებს, არ ირკვევა მიზეზები, რომლებმაც გამოიწვია მოცემული საბადოსთვის დამახასიათებელი ქიმიური ელემენტების კონცენტრაცია. სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისის საკითხის გადაწყვეტის დროს გეოქიმიკოსის წინაშე მუდამ უნდა იდგეს შემდეგი სამი ძირითადი საკითხი: 1) საიდან და რა მიზეზის ზეგავლენით შედიან ქიმიური ელემენტები „გამადნევის“ პროცესში; 2) რა მთავარ ფორმებში მიგრირებენ ისინი; 3) რა ძირითადი მიზეზები იწვევენ მოცემულ პირობებში ელემენტთა კონცენტრაციას.

ჩვეულებრივ საბადოები, რომლებსაც ამჟამად ვიკვლევთ, წარმოშობილი არიან ძალიან დიდი ხნის წინ—მრავალი მილიონი წლის წინათ. ამ ხნის განმავლობაში მათ განიცადეს მრავალი ცვლილება, ვინაიდან არაერთხელ და არსებითად იცვლებოდნენ ის პირობები, რომლებშიც ისინი იმყოფებოდნენ.

მთელი ამ ხნის განმავლობაში სხვადასხვა ქიმიურმა ელემენტმა სხვადასხვაგვარი მიგრირება განიცადა; შედეგად ზოგიერთი მინერალი არამდგრადი აღმოჩნდა და ჩანაცვლებულ იქნა სხვა მინერალებით, ზოგიერთი მინერალი კი ამა თუ იმ ნაწილში დაკუთვლია დღემდე. ელემენტთა მიგრაციის შედეგად საბადოთა გარშემო წარმოიშენენ მათი გაფანტვის ორეოლები. ამის გამო გეოქიმიის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ამოცანას წარმოადგენს აგრეთვე გააშუქოს ელემენტთა მიგრაციის ის პროცესები, რომელნიც მიმდინარეობდნენ ჩამოყალიბებულ საბადოში; კერძოდ, განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია გამორკვეულ იქნას ის პროცესები, რომელნიც მიმდინარეობენ საბადოთა ჰიპერგენეზის ზონაში, იმისათვის, რომ მონახულ იქნას საშუალება საბადოს ღრმა ნაწილების შესათვისებლად მათი ზედაპირზე გამოსაყვლების მიხედვით და გამოყენებულ იქნას ორეოლები შესაძლებელ საძიებო ნიშნებად.

ჩამოთვლილი ამოცანები საკმაოდ რთულია; მათი გადაწყვეტა შესაძლებელია მხოლოდ სასარგებლო ნამარხთა საბადოების შესწავლის დროს დაგროვილი იმ დიდი ფაქტიური მასალის კრიტიკული გეოქიმიური ანალიზის გზით, და სასარგებლო ქიმიური ელემენტების გადამტანი ხსნარების ფიზიკურ-ქიმიური თავისებურებების გამოსარკვევად ფართოდ დაყენებული ექსპერიმენტული კვლევის გზით.

აქ დიდი დახმარება უნდა გაგვიწიოს კვლევის უახლესმა მეთოდებმა, რომელნიც ყველა ბუნებრივ ობიექტში ყველა ქიმიური ელემენტის განსაზღვრის საშუალებას იძლევიან, აგრეთვე მას-სპექტროსკოპის მეთოდები, რომელთა საშუალებით შეიძლება დადგენილ იქნას ელემენტთა იზოტოპური შემადგენლობა და ამის საფუძველზე გადაეწყვიტოს სასარგებლო ნამარხთა საბადოში და იმ ბუნებრივ ობიექტში (ქანი, წყალი, ატმოსფერო და ა. შ.) შემავალი ელემენტისათვის გენტიკური მონათესაობის, ან ასეთი მონათესაობის არარსებობის საკითხი.

სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისის და მათი შემდგომი შეცვლის საკითხების გადაწყვეტის დროს დიდი როლი უნდა შეასრულოს ქიმიური ელემენტების აღრიცხვამ, მათი ბალანსის გამორკვევამ. ამისათვის სინჯების მონაცემების საფუძველზე აუცილებელია გამოვთვალოთ ცალკეული ელემენტების კონცენტრაციის შეფარდებითი კლარკები, ე. ი. სიდიდეები, რომლებიც განსაზღვრავენ მათ შემცველობას დედამიწის ქერქში შემცველობასთან შედარებით; კონცენტრაციის ეს კლარკები შევადაროთ სხვადასხვა ელემენტის კლარკებს და ამის საფუძველზე შევეცადოთ გადავწყვიტოთ საკითხი იმის შესახებ, თუ რომელი ელემენტებია პარაგენეტული, ე. ი. ერთი და იგივე ქიმიური პროცესებისათვის დამახასიათებელი და რომლებიც სხვა პროცესებთან არიან დაკავშირებული. ასე, მაგალითად, ჰიდროთერმალურ საბადოებში მაღალი აღმოჩნდება ზოგიერთი ქალკოფილური ელემენტის კონცენტრაციის კლარკები და დაბალი—სიდეროფილური ელემენტთა კონცენტრაციის კლარკები; დანალექი რკინის მადნებისთვის მაღალი იქნება კონცენტრაციის კლარკები რკინისთვის, მანგანუმისთვის და დარიშხანისთვის, ხოლო დაბალი—ჩვეულებრივ ქალკოფილური ელემენტებისათვის და აგრეთვე ნატრიუმისთვის, კალიუმისთვის, სილიციუმისთვის და სხვ.

სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისის მრავალი საკითხი არსებითად ჯერჯერობით გადაწყვეტილი არ არის, არამედ მხოლოდ წამოყენებულია. მაგრამ ამ მხრივ უკვე ბევრი გაკეთებული და მიღებული თეორიული დასკვნები საშუალებას იძლევა გადაჭრილ იქნას ზოგიერთი მნიშვნელოვანი პრაქტიკული საკითხი.

ერთ-ერთ ასეთ თეორიულ დასკვნათაგანს წარმოადგენს დასკვნა მრავალ სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეტიკური კავშირის შესახებ გარკვეული ტიპის ინტრუზივებთან. რიგი მიზეზების ზეგავლენით, რომელთა შესახებ ზემოთ იყო ნათქვამი, მაგმური მდნარის ევოლუციის პროცესში წარმოებს ქიმიურ ელემენტთა მიგრაცია, რომლის შედეგად წარმოებს ზოგიერთი ქიმიური ელემენტის როგორც კონცენტრაცია, ასევე გაფანტვაც. ამ რთული გეოქიმიური პროცესის შედეგად მის სხვადასხვა ეტაპზე წარმოიშვებიან ნაირგვარი საბადოები, გენეტიკურად ან პარაგენეტულად ინტრუზულ ქანებთან ახლო მდგომნი, რომლებიც დამახასიათებელი არიან მაგმის დიფერენციაციის ამ ეტაპებისთვის.

აქედან გამომდინარეობს კარგად ცნობილი კავშირი გარკვეულ მაგმურ საბადოებსა და გარკვეული ტიპის მაგმებს შორის, რომელიც გამოყენებული არის ძებნის კრიტერიუმად. სხვადასხვა მაგმური ქანის ელემენტთა კლარკების შესწავლამ დაგვანახა, რომ ჩვეულებრივ გარკვეული ტიპის ქანებისთვის დამახასიათებელია გარკვეული ელემენტების გადიდებული კონცენტრაცია, სხელდობრ იმ ელემენტების, რომლებიც იძლევიან ამ ქანებთან გენეტიკურად დაკავშირებულ საწარმოო კონცენტრაციებს. ყოველივე ამის საფუძველზე გამოყოფენ ეგრეთ წოდებულ ძებნის მაგმურ კრიტერიუმს.

ამრიგად ულტრაფუძე და ფუძე ქანებთან დაკავშირებული არიან პლატინის ჯგუფის ელემენტთა საბადოები, ქრომის, ტიტანის, სპილენძის და ნიკელის საბადოები, ალმასების, კორუნდის, ტალკის და ზოგიერთი სხვ.

გრანიტებთან დაკავშირებულია კალის, ვოლფრამის, მოლიბდენის და სხვა იშვიათი ელემენტების საბადოები. სხვადასხვა იშვიათი ელემენტებით განსაკუთრებით მდიდარია მყავე მაგმის საბოლოო დიფერენციატი—გრანიტული პეგმატიტები. ტუტე მაგმებისთვის დამახასიათებელია მათთან გენეტიკურად დაკავშირებული ფოსფორის, ცირკონიუმის, ნიობიუმის, იშვიათი მიწების და ზოგიერთი სხვა ელემენტის საბადოები.

გაცილებით უფრო რთულია კავშირი ჰიდროთერმალურ საბადოებსა და ინტრუზივებს შორის: თუ ჰიპოთერმალური საბადოებისათვის ეს კავშირები შესაბამის მყავე მაგმებთან ცოტად თუ ბევრად ნათელია, მეზოთერმალური და განსაკუთრებით ეპითერმალური საბადოებისათვის საკითხი ჯერჯერობით სადისკუსიოა. აქ აუცილებელია დამატებითი და მათ რიცხვში განსაკუთრებული გეოქიმიური გამოკვლევები.

გარკვეულ ქიმიურ ელემენტთა საბადოების ინტრუზივებთან გენეტიკური კავშირის საკითხის გადასაჭრელად დიდი მნიშვნელობა აქვს მოცემულ ინტრუზივებში ამ ელემენტთა კლარკების გამოკვლევას, ვინაიდან, მოქმედი მასების კანონის თანახმად, მაგმებში ამ ელემენტების გადიღებული კონცენტრაცია ხელს შეუწყობს შესაბამისი საბადოების წარმოშობას.

ასე, მაგალითად, ნ. ი. გინზბურგი, იშვიათი მეტალების შემცველი ზოგიერთი პეგმატიტის განხილვისას, მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ თუ დედა გრანიტული მაგმა გამდიდრებული იყო გარკვეული ქიმიური ელემენტებით, მაშინ ამავე ელემენტებით იქნებიან გამდიდრებული ამ მაგმებთან დაკავშირებული ყველა პეგმატიტური სხეულები.

ასეთი მაგმებიდან წარმოშობილ გრანიტებში იშვიათი ელემენტები ხშირად იძლევიან აქცესორულ მინერალებს, რაც უშუალოდ მიგვითითებს მოცემულ ქანებში და დედა მაგმურ კერაში ამ ელემენტების მაღალ კლარკზე. ჩვეულებრივ ამ ქარბი ელემენტებით გამდიდრებულია არა მარტო პეგმატიტები, არამედ დედა ინტრუზივთან გენეტიკურად დაკავშირებული ეპითერმალური და პნევმატოლიტური ძარღვებიც. გადიღებული კონცენტრაციის ელემენტები არა მარტო დამოუკიდებელ მინერალებს, იძლევიან, არამედ აგრეთვე იზომორფული მინარევის სახით შედიან სხვა მინერალების შემადგენლობაში.

ძნელი შესამჩნევი არ არის, რომ ყველა ეს კანონზომიერება წარმოადგენს მაგმური მოქმედების თავისებურ პირობებში მოქმედი მასების კანონის გამოვლინების შედეგს.

პრაქტიკულად მნიშვნელოვან გეოქიმიურ მეთოდს წარმოადგენს გეოქიმიური რუკების და კრილების შედგენა, რომლებზედაც მოცემული ადგილის (ან კრილის გასწვრივ) სხვადასხვა წერტილში განსაკუთრებული ხერხის საშუალებით აღნიშნავენ ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტის შემცველობას. ასეთი რუკები და პროფილები საშუალებას იძლევიან შემცველ ქანებთან, სტრუქტურებთან და სხვა გეოლოგიურ ფაქტორებთან დაკავშირებით თვალსაჩინოდ ვიმსჯელოთ ამ ელემენტთა კონცენტრაციის ცვალებადობაზე და ამგვარად გადავწყვიტოთ რიგი გენეტიკური საკითხები. ხშირად, ამ რუკებს და პროფილებს უშუალო პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვთ: მათი გამოყენებით გეო-

ლოგი უფრო რაციონალურად წარმართავს სამთო სამუშაოებს, და ზოგჯერ კიდევაც იყენებს მათ მარაგის გამოანგარიშების დროს.

კერძოდ, ამათ ეყუთენიან გეოლოგებისათვის კარგად ცნობილი აგეგმვის კუპრომეტრული და პლუმბომეტრული მეთოდები, რომელთა არსი შემდეგში მდგომარეობს. ფართობს, რომლის ფარგლებში არის მადნეული საბადო, მისი შესწავლის მიზნით ყოფენ კვადრატებად, რომელთა გვერდები 20—50 მ-ს აღწევენ. კვადრატის კუთხეებიდან იღებენ სინჯებს. სინჯში სასარგებლო კომპონენტის შემცველობას ადგენენ ან უშუალოდ ველზე ანალიზის მარტივი მეთოდის საშუალებით ან ლაბორატორიულ პირობებში. შემდეგ, ანალიზის შედეგები გადაიტანება გეოლოგიურ რუკაზე და ერთიანი გამადნების წერტილებს აკავშირებენ შესაბამისი იზონახებით. გეოქიმიური პროფილების მაგალითებს შეიძლება წარმოადგენდნენ ლითოლოგიური პროფილები, თუ ისინი საკმაოდ კარგად არიან დახასიათებული ქიმიურად, და თუ მათი საშუალებით შეგვიძლია ვიმსჯელოთ პროფილის გასწვრივ ამა თუ იმ ელემენტების რაოდენობის ცვალებადობაზე.

მეორე მაგალითს წარმოადგენს სასარგებლო ნამარხის საბადოს გასწვრივ აგებული პროფილი, რომელზედაც აღნიშნულია სასარგებლო კომპონენტის შემცველობა ჰორიზონტალური ან ვერტიკალური მიმართულებით და რომელიც ფართოდ გამოიყენება საბადოს დახასიათებისათვის მისი მარაგის გამოთვლის დროს.

დიდი საძიებო მნიშვნელობა აქვს იმ მეთოდებს, რომლებიც სწავლობენ ჰიპერგენეზის ზონაში საბადოს დაშლის დროს მიმდინარე მიგრაციის მოვლენებს. როგორც ცნობილია, ეს მიგრაცია შეიძლება წარმოებდეს სხვადასხვა ფორმაში: ელემენტებს შეუძლიათ მიგრირება მყარ, თხევად და აირად მდგომარეობაში. ჰიპერგენეზის პირობებში ელემენტთა მიგრაციის შედეგად საბადოს გარშემო შეიძლება წარმოიშვან ე. წ. გაფანტვის ორეოლები, რომელთა ფარგლებში ჩვენთვის საინტერესოა ამა თუ იმ ელემენტების შემცველობა, როგორც წესი, საბადოს ახლო მალაი იქნება და თანდათან შემცირდება მისგან მოშორებით. ამ ორეოლების შესწავლა მათში საძიებო ელემენტების განაწილების თვალსაზრისით წარმოადგენს საბადოთა ძებნის მნიშვნელოვან გეოქიმიურ მეთოდს.

ელემენტთა მიგრაციის ფორმის მიხედვით არჩევენ მექანიკურ, წყლის და აირის ორეოლებს.

გაფანტვის მექანიკური ორეოლები უკვე დიდი ხანია გამოიყენება რიგი სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ძებნის დროს, განსაკუთრებით ოქროს, პლატინის, კასიტერიტის, ვოლფრამიტის, სინგურის და სხვ. საკმაოდ მდგრადი და მაგარი მინერალებისათვის. ჩვეულებრივ მექანიკური გაფანტვის ორეოლების გამოკვლევისათვის გამოყენებული შლიხური მეთოდი ფართოდ არის ცნობილი, საკმაოდ მარტივი და ეფექტურია. არსებითად იგივე, მინერალთა მექანიკური მიგრაციის პრინციპი უდევს საფუძვლად გეოლოგებისათვის ფართოდ ცნობილ ნამსხერეულ-მდინარეულ და ლოდურ-მყინვარეულ მეთოდს.

აკეთრივ შლიხური მეთოდისაგან განსხვავებით მდინარეულ-ნამსხვრეულ-ლი და მყინვარეულ-ლოდური მეთოდები არა მარტო მდგრადი და მაგარი მინერალების საბადოების ძებნის საშუალებას იძლევიან, არამედ ნაკლებად მდგრადი მინერალებისაც: მდგრად ნამსხვრეებს და ლოდნარს შორის მოთავსებული ეს მინერალები შეიძლება მდინარის წყლით მყინვარებით გადატანილ იქნან შორს მანძილზე, ასე, მაგალითად, ამ მეთოდებით ნაპოვნი იყო სპილენძის, პირიტის, ჰემატიტური ძარღვების, ქვანახშირის და სხვა სასარგებლო ნამარხთა საბადოები.

ელემენტთა გაფანტვის წყლის ორეოლები სასარგებლო ნამარხთა ძებნის დროს ჯერჯერობით ნაკლებად არის გამოყენებული, თუმცა თეორიულად და პრაქტიკულად მიღებული დადებითი შედეგების თანახმად ამ გეოქიმიურმა მეთოდმა ძებნის საქმეში სერიოზული ადგილი უნდა დაიკავოს. ზემოთ, მიწისქვეშა წყლების გეოქიმიის და ჰიპერგენეზის პროცესების განხილვის დროს და წიგნის სხვა ადგილებში ჩვენ უკვე შევეხეთ ბუნებრივ ხსნარებში ელემენტთა მიგრაციის საკითხებს და დავინახეთ, რომ წყლების ქიმიური შემადგენლობა უმთავრესად დამოკიდებული არის იმ ქალების და მადნეული მასების შემადგენლობაზე, რომლებშიც წარმოებდა ამ წყლების ცირკულაცია. ცნობილია, მაგალითად, რომ სულფიდური მადნების წყლებს აქვთ სპეციფიკური შემადგენლობა: ჩვეულებრივ ისინი დაქანგვის ზონაში არიან მეთავე, შეიცავენ $(SO_4)^{2-}$ -ის, თუთიის, სპილენძის, რკინის, და ზოგიერთი სხვა ელემენტის იონთა დიდ რაოდენობას—ეს მიწისქვეშა წყლებში მოცემული საბადოსათვის დამახასიათებელი ელემენტებით გამდიდრებული, მოძრაობის ხელსაყრელი პირობების დროს იღვრებიან საბადოს გარშემო და მის ირგვლივ ქმნიან ამ ელემენტთა გაფანტვის თავისებური წყლის ორეოლს. მათი კონცენტრაცია, ისევე როგორც გაფანტვის სხვა ორეოლებში, საბადოს მახლობლად უფრო მაღალია და მცირდება მისგან დაშორებით. რელიეფის ხელსაყრელი პირობების დროს ამ მიწისქვეშა წყლებს შეუძლია გამოვიდნენ ზედაპირზე წყაროების სახით, აგრეთვე შეიძლება აღმოჩენილ იქნან ქვების და ქაბურღილების საშუალებით.

ელემენტები მიწისქვეშა წყლებიდან შეიძლება მოხვდნენ მდინარეებსა და წყაროებში; ამის გამო, თეორიულად წყლის ორეოლებს შეიძლება დიდი გავრცელება ჰქონდეთ. მაგრამ პრაქტიკულად ისინი საბადოდან დიდ მანძილზე ძნელად თუ შეგვხვდებიან, ვინაიდან რაიონის მშენებელ სხვადასხვა ქანზე მოძრაობის დროს წყლები განუწყვეტლივ იცვლიან თავის შემადგენლობას. ასე, მაგალითად, მეთავე წყლები საკმაოდ სწრაფად ნეიტრალდებიან, თუ ამ ხსნარებს გზაზე შეხვდება კარბონატული ქანები, ამის შემდეგ ისინი გახდებიან სუსტად ტუტოვანი.

მსგავსი გაფანტვის ორეოლები შეისწავლა ე. ა. სერგეევმა მდინარე ზავოდინსკაიას რაიონის პოლიმეტალური სულფიდური საბადოებისთვის ალტაიზე; მან დაამტკიცა, რომ მდინარის წყალი მძიმე მეტალებით მდიდრდება სამთო გამონამუშევრების რაიონიდან გამომდინარე შენაკადების ხარჯზე, ამასთან აღნიშნულ შენაკადებში ამ მეტალების შემცველობა ათჯერ უფრო

მეტია, ვიდრე მდ. ზაფოდინსკიაში, რომელიც თავის მხრივ მდ. ბუხტარმასთან შედარებით მნიშვნელოვნად გამდიდრებულია ამ მეტალებით.

შორეულ აღმოსავლეთის ერთ-ერთი აუზისთვის, ო. ა. ალექინმა დაგვანახა, რომ რიგი საბადოების წყლებში ოქროს შემცველობა გაცილებით უფრო მაღალია, ვიდრე მოცემული აუზის წყლებში ოქროს საშუალო შემადგენლობა.

ვ. ი. ნიკოლაევმა რიგ მაგალითებზე დაგვანახა, რომ კალიუმის, ბორის და ბრომის საბადოების ძებნის დროს დიდი როლი შეუძლია შეასრულოს რაიონის წყლებში შემავალ კალიუმის, ბორის და ბრომის იონებს: აღნიშნულ ელემენტებზე წყლის სისტემატური ანალიზის გზით ის ყველაზე უფრო მეტად გამდიდრებულ რაიონებს შემოფარგლავდა და ლებულობდა რა მხედველობაში წყლის მოძრაობას, ასკვნიდა სიღრმეზე შესაბამისი მარილების საბადოების არსებობას, რომლებმაც წარმოშვეს წყლის გაფანტვის ორეოლები.

ნავთის საბადოთა ძებნის დროს ფართოდ არის გამოყენებული ჰიდროქიმიური მეთოდები. წყლებს, რომლებიც რეცხავენ ნავთის ბუდობებს, გამოაქვთ იქიდან ნაფტენური სიმეაყეები და იოდი, რის გამო მათი შემცველობა წარმოადგენს დამახასიათებელ კრიტერიუმს ნავთის საბადოების ძებნის დროს. ნავთის საძიებო კრიტერიუმს წარმოადგენს ის გარემოება, თუ წყალში არ შედის $(SO_4)^{2-}$ -ის იონები და დიდი რაოდენობით შედის ბრომის, ბორის, ბარიუმის და სტრონციუმის იონები, და აგრეთვე, თუ წყალში შედიან აირადი მძიმე ნახშირწყალბადები. ეს საკითხები განსაკუთრებით დეტალურად გაშუქებულია ვ. ა. სულინის შრომებში.

სასარგებლო ნამარხთა საბადოებიდან წყლის ხსნარებით გამოტანილი ელემენტები, ამა თუ იმ, და ზოგჯერ დიდი რაოდენობით შეიძლება სორბირებულ იქნან მაღალდისპერსიული მინერალური და ორგანული პროდუქტებით, რომელნიც აშენებენ დედამიწის ზედაპირს. ასეთი გზით წარმოიშებიან ორეოლები, რომლებსაც შეიძლება სორბციულები ვუწოდოთ. ისინი შეიძლება იყვნენ მთის ფერდობების დელუვიალურ ნალექებს შორის და ხეობათა ალუვიონს შორის; ისინი შეიძლება გამოვლინებულ იქნან ნიადაგურ საფარში — საერთოდ ყველგან, სადაც მიწისქვეშა წყლები აღწევენ ზედაპირამდე და ხედებიან კოლოიდურ ნალექებს, რომლებსაც ხსნარების იონთა სორბირების უნარი აქვთ. ეს ორეოლები ჯერჯერობით თითქმის სრულებით არ არიან შესწავლილი; მაგრამ გვაქვს ზოგიერთი მონაცემები, რომლებიც გვაძლულებენ სერიოზული ყურადღება მივაქციოთ მათ. ასე, მაგალითად, ა. პ. ვინოგრადოვის და მისი თანამშრომლების გამოკვლევებით დამტკიცებულია, რომ ზოგიერთი საბადოების მახლობლად ნიადაგი შესამჩნევად გამდიდრებულია ამ საბადოებისათვის დამახასიათებელი ელემენტებით (სპილენძი, ნიკელი, კობალტი, მოლიბდენი). არის საფუძველი ვიფიქროთ, რომ ელემენტები ნიადაგში უმთავრესად სორბირებულ მცკომარეობაში შედიან, ვინაიდან ისინი შედარებით ადვილად ამოიღებიან ნიადაგიდან.

გ ა ფ ა ნ ტ ვ ი ს ა ი რ ა დ ი ო რ ე ო ლ ე ბ ი ფ ა რ თ ო ლ გამოყენებიან ზოგიერთ სასარგებლო ნამარხთა ძებნის დროს. მათ საბადოებს თავისი თვისებების მიხედვით ამ ორეოლების შექმნის უნარი აქვთ. ასეთებია ნავთის და

სხვადასხვა აირების (წვადი და ჰელიუმი) საბადოები; და აგრეთვე რადიოაქტიური მადნების საბადოები.

აირების ორეოლის გამოყენების საუკეთესო მაგალითს წარმოადგენს ძირითადად სსრ კავშირში დამუშავებული ნავთის ძებნის მეთოდები. ამ საკითხისათვის მიძღვნილია მნიშვნელოვანი ლიტერატურა; ეს საკითხი განსაკუთრებით ვალრმავეებული და სრულად გაშუქებულია ვ. ა. სოკოლოვის მონოგრაფიაში „Прямые геохимические методы поисков нефти“, რომელიც გამოვიდა 1947 წ. ამ მეთოდებს საფუძვლად უდევს საბადოს ზემოთ მდებარე ქანებში ლითოსფეროს ზედაპირულ შრეებამდე ნავთის საბადოებთან გენეტიკურად დაკავშირებული აირების კარგად შესწავლილი მიგრაციის მოვლენები. ვ. ა. სოკოლოვმა, ნახშირწყალბადების დიფუზიის და ეფუზიის მოვლენების საფუძველზე, ნავთის ძებნის ორიგინალური, ე. წ. აირის აგეგმვის მეთოდი დაამუშავა, რომელიც მდგომარეობს იმაში, რომ იკვლევს ნავთის საბადოდან ნიადაგქვეშ ფენებში შექრილი ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობას. ნიადაგქვეშ ნავთობის ნახშირწყალბადების შემცველობა უშუალოდ ამტკიცებს რაღაც სიღრმეზე ნავთობის ან ნახშირწყალბადოვანი აირების არსებობას. პირველად 1932 წ. წამოყენებული აირის აგეგმვის მეთოდი შემდეგში უფრო განავითარეს და ფართო პრაქტიკული გამოყენება მოიპოვა, ამასთანავე მისი შედეგები მეტად ეფექტური აღმოჩნდა: აირის აგეგმვის პროგნოზები—სიღრმეში ნავთობის ან აირების არსებობის ან არარსებობის შესახებ უმეტეს შემთხვევაში გამართლდა.

ნახშირწყალბადოვანი აირები ქიმიურად საკმაოდ მდგრადებია, და ამიტომ მათი მეტი ნაწილი შეუცვლელად აღწევს ღედაპირის ზედაპირს და ატმოსფეროში იფანტება: მაგრამ მათი ნაწილი სხვადასხვა ფიზიკურ-ქიმიური და ბიოლოგიური მიზეზების ზეგავლენით არსებით შეცვლას განიცდის და აირის ნაკადის მოძრაობის გზაზე დაჟანგვის და პოლიმერიზაციის (მაგალითად, ბიტუმიები) პროდუქტებს ტოვებს, ქანებსა და წყლებში ცვალებადობას იწვევს, და ხელს უწყობს სპეციფიკური ნახშირწყალბადების ათვისების უნარის მქონე მიკროფლორის განვითარებას.

ამრიგად, ნავთობის ან აირის საბადოდან დიფუნდირებული ნახშირწყალბადების ნაკადი შეიძლება აღმოჩენილი იქნას არა მარტო ნახშირწყალბადების შემცველობის დასადგენად სხვადასხვა სიღრმეზე აღებული ნიადაგქვეშ არსებული აირების, წყლისა და ქანების ნიმუშების ანალიზის გზით, არამედ ნახშირწყალბადების შეცვლის პროდუქტებისა და საერთოდ ყველა იმ მოვლენის შესწავლის გზით, რომლებიც შეიძლება გამოწვეულ იქნას ნახშირწყალბადებით. ყველა ამ გამოკვლევის ერთობლიობა ნავთობის აირის აგეგმვის სახელწოდებას ატარებს. იმ მოვლენების ბუნებასთან დაკავშირებით. რომლებიც ნავთობის აირის აგეგმვის დროს შეისწავლება, ვ. ა. სოკოლოვი გამოყოფს ნავთის და აირის ძებნის უშუალო გეოქიმიურ მეთოდებს.

1. აირის მეთოდი (აირის აგეგმვა), ცნობილია სამი ვარიანტი: ა) თავისუფალი აირის განსაზღვრა; ბ) სორბირებული აირის განსაზღვრა; გ) აირ-დებიტური მეთოდი.

2. ბიტუმიური მეთოდი (ბიტუმიური აგეგმვა), ცნობილია ორი ვარიანტი ა) ლიუმინესცენტური, ბ) ექსტრაქციური.

3. ბაქტერიოლოგიური მეთოდი (ბაქტერიაგეგმა).

4. აირის კაროტაჟი თიხოვან ხსნარზე, შლამსა და კერებზე.

5. ბიტუმური კაროტაჟი თიხოვან ხსნარზე, შლამსა და კერებზე.

როგორც უკვე აღნიშნული იყო, აირის აგეგმვის არსი მდგომარეობს ზედაპირულ ნალექებში ნახშირწყალბადების შემცველობის განსაზღვრაში. ამისათვის განსაზღვრული ფართობიდან განსაზღვრული პროფილების გასწვრივ იღება ნიადაგქვეშა აირების ნიმუშები (თავისუფალი აირის მეთოდი), ან ნიადაგქვეშა ქანების ნიმუშები (სორბირებული აირის მეთოდი). ნიმუშებს მიკროანალიზს უკეთებენ სპეციალურად კონსტრუირებულ აპარატებზე, რომლებიც საშუალებას იძლევა განსაზღვრულ იქნას მეთანის და მძიმე ნახშირწყალბადების შემცველობა, დაწყებული მისი რაოდენობის 10⁻⁵ %-დან. ნიადაგქვეშის და ჰაერის ნიმუშებს ჩვეულებრივ 1,5—2 მეტრის სიღრმიდან იღებენ. აირის დებიტური ვარიანტის მეთოდს საფუძვლად უდევს დიფუნდირებული ნახშირწყალბადების დებიტის შესწავლა.

ბიტუმური მეთოდით მუშაობის დროს საკვლევი ფართობიდან იღებენ ქანების ნიმუშებს და საზღვრავენ მათში ნახშირწყალბადებიდან წარმოშობილ ბიტუმებს. ბიტუმების შემცველობას საზღვრავენ ამ ქანების ულტრაიისფერი სხივებით განსხივების გზით (ლიუმინესცენტური მეთოდი) ან რეაქტივების დახმარებით ექსტრაქციის გზით (ექსტრაქციული მეთოდი).

ულტრაიისფერი სხივების ზეგავლენით სხვადასხვა ხარისხის ბიტუმი დამახასიათებელ გამოსხივებას იძლევა, რომლის ინტენსივობა დაახლოებით ბიტუმების კონცენტრაციის პროპორციულია და შეიძლება განსაზღვრულ იქნას ან უშუალოდ, ან სპეციალური ფოტომეტრების გამოყენების საშუალებით.

ბაქტერიოლოგიური მეთოდი პირველად გამოყენებულ იქნა გ. ა. მოვილევსკის მიერ; ეს მეთოდი მდგომარეობს იმაში, რომ იღებენ სინჯებს და მათში საზღვრავენ სხვადასხვა ნახშირწყალბადის ათვისების უნარის მქონე ბაქტერიებს.

აირის კაროტაჟის მეთოდი მდგომარეობს იმაში, რომ ქაბურღილებიდან ბურღვის დროს იღებენ თიხოვან ხსნარს, შლამს და შემდეგ საზღვრავენ მათში ნახშირწყალბადოვან აირებს. აღებულ ნიმუშებში ზოგჯერ საზღვრავენ ბიტუმებს (ბიტუმის კაროტაჟი).

ანალიზების შედეგების მიხედვით ქაბურღილის გასწვრივ აიგება აირებისა და ბიტუმების შემცველობის გრაფიკები; ეს გრაფიკები გვეხმარებიან ცალკეული შრეების პროლუქტიულობის საკითხის გადაწყვეტაში და გვაძლევენ ქაბურღილის სანგრევს ქვევით ნავთობისა და აირების საბადოების პოვნის შესაძლებლობას.

ამჟამად უდიდესი განვითარება და პრაქტიკული გამოყენება მოიპოვა აირის მეთოდმა და აგრეთვე აირისა და ბიტუმის კაროტაჟის მეთოდებმა. წარმოებს ცდები ბიტუმური და ბაქტერიოლოგიური მეთოდების გამოსაყენებლად.

სავსებით ნათელია, რომ ნავთობისა და აირის საბადოების გეოქიმიური მეთოდებით ძებნა, განსაკუთრებით კარგ შედეგებს იძლევა იმ შემთხვევაში, როდესაც მიღებული მონაცემების ინტერპრეტაცია წარმოებს გეოლოგიური და გეოფიზიკური კვლევათა შედეგების მხედველობაში მიღებით.

სასარგებლო ნამარხთა საბადოებთან გენეტიკურად დაკავშირებული აირის მიგრაციის გამოყენებაზე დამყარებულ ძებნის მეთოდის მეორე მაგალითს წარმოადგენს ემანაციური აგეგმვა.

სიღრმეში მოთავსებული რადიაქტიური მადნები უწყვეტლივ გამოყოფენ ემანაციებს, რომელნიც აირის თავისებურ ორეოლებს ქმნიან; ბუნებრივია, რომ რადიაქტიური ობიექტის მახლობლად ემანაციების შემცველობა გაცილებით მეტი იქნება, ვიდრე მისგან დაშორებით, რითაც დიდი ხანია სარგებლობენ გეოლოგები რადიაქტიური მადნების ძებნის დროს.

ნავთობის აირის და ემანაციური აგეგმვის მოყვანილი მაგალითები დამყარებული არიან გაფანტვის მეორადი ორეოლების შესწავლაზე: ამ შემთხვევაში შესწავლილი აირები წარმოადგენენ გაცილებით უფრო ადრე წარმოშობილ სასარგებლო ნამარხების წარმოებულებს. მაგრამ არის აირების გაფანტვის პირველადი ორეოლების შემთხვევებიც, როდესაც აირი გამოიყოფოდა და ქმნიდა ორეოლებს სასარგებლო ნამარხთა საბადოების წარმოშობასთან ერთდროულად. ამათ მივაკუთვნებთ რიგი საბადოებისათვის დადგენილ ვერცხლისწყლის გაფანტვის ორეოლებს, როდესაც გვაქვს საფუძველი დავამტკიცოთ, რომ ეს ორეოლები ჩვეულებრივ მექანიკურებს (ქვიშრობებს) არ წარმოადგენენ.

ვერცხლისწყლის საბადოების მახლობლად აღებული სხვადასხვა მინერალისა და ქანის შესწავლამ დაგვანახა, რომ ჩვეულებრივ მათში ვერცხლისწყლის შემცველობა ათჯერ და ასჯერ უფრო მეტია, ვიდრე დედამიწის ქერქში ვერცხლისწყლის საშუალო კლარკი, ამასთან ეს შემცველობა მაქსიმალურია თვით საბადოების მახლობლად და თანდათან კლებულობს მათგან დაშორებით.

ჩვენი აზრით, ეს მოვლენა აიხსნება ვერცხლისწყლის საბადოების წარმოშობის დროს ჰიდროთერმალურ ხსნარებს ზემოთ ვერცხლისწყლის ორთქლის მდალი მდგრადობით (ნაწილობრივ გოგირდოვანი ვერცხლისწყლის მნიშვნელოვანი მდგრადობითაც). ვერცხლისწყლის აირადი ორთქლი და მისი სულფიდები შედარებით ადვილად იჭრებიან საბადოს გარშემო მყოფ ქანებსა და მინერალებში და ქმნიან ვერცხლისწყლის პირველად ორეოლს. ამ ორეოლების აღმოჩენა და მათი შესწავლა შესაბამისი პროფილების შედგენის გზით შეიძლება წარმოადგენდეს ვერცხლისწყლის საბადოების (მათ რიცხვში ისეთებისაც, რომლებიც არ გამოდიან უშუალოდ ზედაპირზე) ძებნის ერთერთ გეოქიმიურ მეთოდს.

სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ძებნის ბიოგეოქიმიური მეთოდები

უკვე დიდი ხანია დადგენილია, რომ მცენარეების ცალკეულმა სახეებმა და საერთოდ მცენარეულობის ბუნებამ ზოგჯერ შეიძლება მიგვითითოს ნიადაგის ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტებით გამდიდრებაზე. ლიტერატურული მონაცემებით ცნობილია გალმეის ია, რომელიც იზრდება თუთიით გამდიდრებულ ნიადაგზე; ხურხუმზე, რომელიც ნიადაგის ნატრიუმ-ქლორით გამდიდრებაზე მიგვითითებს; ტყვიით გამდიდრებულ რაიონებში ზოგიერთი სპეციფიკური ბალახის განვითარება; სერპენტინიტებსა და გრანიტებზე განვითარებულ მცენარეულობის ბუნებას შორის განსხვავება; აპატიტის ქანებზე გან-

ვითარებული ნიადაგის გავლენა მცენარეულობის ბუნებაზე და ა. შ. არსებობს მითითებანი, რომ ვანადიუმით, კობალტით, ნიკელით, მოლიბდენით და ზოგიერთი სხვა ელემენტით გამდიდრებულ ნიადაგებზე გაზრდილი მცენარეულობის ნაყარი შესაბამისად გამდიდრებულია ამ ელემენტებით შედარებით ამავე მცენარეულობის ნაყართან, რომლებიც იზრდებიან ამ ელემენტებით უფრო ღარიბ ნიადაგებზე.

ამგვარად, მცენარეთა ნაცრის შესწავლა საშუალებას იძლევა ვიმსჯელოთ ნიადაგის ხსნარებში სხვადასხვა ელემენტის შედარებით კონცენტრაციასზე და, მაშასადამე, იმ ქანების შესახებაც, რომელთა შეცვლის შედეგად წარმოიშენენ ნიადაგები.

ეს ბიოგეოქიმიური მეთოდი გამოყენებული იყო ს. მ. ტკალიჩის მიერ არსენოპირიტის საბადოს შესწავლის დროს, ხოლო უკანასკნელ წლებში დამუშავებული და გამოყენებული იყო დ. პ. მალუგას მიერ ურალზე კობალტ-ნიკელის მადნების ძებნის დროს.

ბიოგეოქიმიური მეთოდის აღნიშნული ვარიანტის გარდა, შესაძლებელია სხვა ვარიანტებიც: დადგენილია, რომ ნიადაგთა ქიმიური შემადგენლობა, ერთი მხრივ განსაზღვრავს, თუ რა მცენარეები გაიზრდებიან უმთავრესად მათზე და მეორე მხრივ იწვევს ზოგიერთ, ზოგჯერ ფრიად დამახასიათებელ ცვლილებებს თვით მცენარეებში, მათ მორფოლოგიაში. აქედან გამომდინარე თეორიულად შესაძლებელია მცენარეულობის გეოგრაფიის და მათი მორფოლოგიის შესწავლაზე დამყარებული საძიებო მეთოდების გამომუშავება.

გეოქიმიის როლი ახალი მინერალური მძლველის სახეობის გამოვლინებაში

მრავალი იშვიათი და გაფანტული ქიმიური ელემენტი, როგორც ცნობილია, დედამიწის ქერქში ან სრულებით არ ქმნის დამოუკიდებელ მინერალებს, ან ძალიან იშვიათად წარმოშობენ და ჩვეულებრივ ეს მინერალები დამოუკიდებელი საწარმოო მნიშვნელობის არ არიან.

ამით აიხსნება ის კარგად ცნობილი გარემოება, რომ დიდი ხნის მანძილზე ცნობილი არ იყო ის წყაროები, რომლებიდანაც შესაძლებელია საწარმოო მნიშვნელობის მრავალი იშვიათი და გაფანტული ელემენტის მიღება და მხოლოდ უკანასკნელ წლებში მიზანდასახულ გეოქიმიურ კვლევებთან დაკავშირებით იწყეს გამოვლინება.

ერთ-ერთი ძირითადი პრობლემის გადაწყვეტისას—სხვადასხვა ბუნებრივ ობიექტში ქიმიური ელემენტების, მათ რიცხვში იშვიათი და გაფანტული ელემენტების გავრცელების შესწავლისას, გეოქიმიკოსები იყენებენ უახლეს, მეტად მგრძნობიარე ანალიზის მეთოდებს (ქიმიური, სპექტრალური, პოლაროგრაფიული, ლუმინესცენტური და სხვ.). ამ მუშაობის შედეგად დაგროვდა დიდი ფაქტური მასალა, მათ რიცხვში იშვიათი და გაფანტული ელემენტებისათვისაც, რომელიც თანდათან სულ უფრო და უფრო მატულობს.

ამ კვლევის დროს აღმოჩენილი იყო ზოგიერთი ბუნებრივი ობიექტი, რომლებიც ამჟამად განიხილებიან როგორც რიგი იშვიათი და გაფანტული ელემენტების მისაღები წყაროები.

ასე იყო აღმოჩენილი რენიუმის (მოლიბდენიტის საბადოები), ჰაფნიუმის (ციროკონიუმის მინერალების საბადოები), კადმიუმისა და ინდიუმის (პოლიმეტალური მადნები), გერმანიუმის (ქვანახშირის ნაცარი) და სხვათა მისაღები წყაროები.

ვიციტ რა ამ ელემენტთა გეოქიმიური თვისებები, განსაკუთრებით მათი სხვა ელემენტებთან ბუნებრივი ასოციაციების მოცემის უნარი (ყვარდლ იზო-მორფულ ნარევეებში), ამჟამად გეოქიმიკოსი ამ პრობლემის გადასაწყვეტად თეორიულად სულ უფრო და უფრო შეიარაღებული უდგება და რიგ შემთხვევაში ცალკეულ ფაქტებზე დაყრდნობით შეუძლია გააკეთოს შესაბამისი პროგნოზები. ირკვევა, რომ იშვიათი და გაფანტული ელემენტებისათვის, ისევე როგორც ჩვეულებრივ უფრო გავრცელებული ელემენტებისათვის, არსებობენ გეოქიმიური პროვინციები, რომელთა ფარგლებში გარკვეული მინერალური ასოციაციები გამდიდრებულია ამ ელემენტებით, განსხვავებით სხვა პროვინციებისაგან, სადაც ასეთივე ასოციაციებშიაც ამ ელემენტთა კონცენტრაციები გაცილებით ნაკლებია.

ასე, მაგალითად, შეგვიძლია ვილაპარაკოთ ინდიუმის, გალიუმის, იშვიათი მიწების და სხვა პროვინციებზე.

ჩვეულებრივი სასარგებლო ნამარხების ცნობილ საბადოებში, რიგი ძვირფასი იშვიათი და გაფანტული ელემენტების მინარევეების შემცველობის აღმოჩენით (მაგალითად, პოლიმეტალური მადნების საბადოებში კობალტის, ინდიუმის და გალიუმის შემცველობა), გეოქიმიკოსი ზრდის თვით საბადოს ღირებულებას, ვინაიდან დიდი რაოდენობით მადნის კომპლექსური გადამუშავების დროს შესაძლებელია დამატებით ამოღებულ იქნას ამ ძვირფასი ქიმიური ელემენტების განსაზღვრული რაოდენობა. მინერალური ნედლეულის კომპლექსური გამოყენების პრობლემა იმ მიზნით, რომ შეძლების ფარგლებში მისგან ამოღებული იყოს ყველა მასში შემავალი საწარმოო ღირებულების ელემენტი, განსაკუთრებით მნიშვნელოვანს წარმოადგენს. ყოველგვარი ქიმიური ელემენტების კომპლექსური ამოღების ობიექტებად მომავალში შეიძლება იყვნენ არა მარტო ახლა ცნობილი მინერალური საბადოების მადნები, არამედ ნედლეულის ახალი სახეებიც, მაგალითად, ქვანახშირის დაწვით მიღებული ნაცარი, რომელიც, როგორც დავინახეთ, შედარებით გამდიდრებულია ალუმინით, ბერილიუმით, სკანდიუმით, გერმანიუმით, გალიუმით, კობალტით, ნიკელით და რიგი სხვა ელემენტებით; ნახშიროვანი თიხაფიქლები ხშირად გამდიდრებული არიან ვანადიუმით, ფოსფორით, ტყვიით, მოლიბდენით, კობალტით და ზოგიერთი სხვა ელემენტებით.

მომავალში პრაქტიკულად ყველა ქიმიური ელემენტის მისაღებად თავისი მასშტაბით უსაზღვრო წყაროს შეიძლება წარმოადგენდნენ ჩვეულებრივი ქანები.

ამასთან დაკავშირებით გეოქიმიის ამოცანა მდგომარეობს იმაში, რომ შეაფასოს მომავლის ყველა ამ შესაძლებელი მადნის ხარისხი, გამოავლინოს მათში სხვადასხვა სასარგებლო კომპონენტის კონცენტრაცია და მიუთითოს წარმოებას ამჟამად სხვადასხვა ქიმიური ელემენტის მისაღებად უფრო მნიშვნელოვან წყაროებზე.

გეოქიმიის როლი სოფლის მეურნეობის და ჯანდაცვის პრაქტიკული საქითხების გადაწყვეტაში

ვ. ი. ვერნადსკის, ა. პ. ვინოგრადოვის და მათი მოწაფეების მიერ ჩატარებული ბიოგეოქიმიური გამოკვლევების გაფართოებასთან და გაღრმავებასთან დაკავშირებით ამ ბოლო დროს სულ უფრო და უფრო ირყევა გეოქიმიის როლი სოფლის მეურნეობის პრაქტიკული ამოცანების გადასაწყვეტად, მათ რიცხვში მოსავლის გასადიდებლად და შინაური ცხოველების ჯანმრთელობის დასაცავად, აგრეთვე ადამიანის ჯანმრთელობის დაცვის მიზნებისათვის.

ბიოლოგების მიერ დამტკიცებულია, რომ სია ეგრეთ წოდებული ბიოქიმიური ელემენტებისა, ურომლისოდაც ორგანიზმებს არ შეუძლიათ განვითარება, არ განისაზღვრებიან ორგანიზმებში უფრო გავრცელებული ელემენტების (ნახშირბადი, ქანგბადი, აზოტი, წყალბადი, გოგირდი, ფოსფორი, კალიუმი და რკინა) ვიწრო ფარგლებით, არამედ სულ უფრო და უფრო ფართოვდება განსაკუთრებით მიკროელემენტების ხარჯზე. დამტკიცებულია იოდის, ბორის, მანგანუმის, თუთიის, სპილენძის და რიგი იშვიათი ელემენტების დიდი ბიოლოგიური როლი სხვადასხვა მცენარეულ და ცხოველთა ორგანიზმებისათვის, ამასთანავე ეს სია სულ უფრო და უფრო იზრდება.

აქედან გამომდინარეობს გეოქიმიურ კვლევათა გაღრმავების მნიშვნელობა, რომელნიც დაკავშირებულნი არიან ნაირგვარი ელემენტების კონცენტრაციის გამოკვლევასთან ქანებში, ნიადაგში და წყალში და აგრეთვე ბიოსფეროში მათი მოპოვების ფორმის და მიგრაციის პირობების გამოკვლევასთან.

ამ მიმართულებით ჩატარებული გეოქიმიური კვლევები დიდ ფაქტიურ მასალას იძლევიან, რომელიც მეტად მნიშვნელოვანია სოფლის მეურნეობის სპეციალისტებისა და ექიმებისათვის. ამ მხრივ განსაკუთრებით ბევრია გაკეთებული ა. პ. ვინოგრადოვის მიერ, რომელიც სწავლობდა ე. წ. ეპიდემიებს, ე. ი. მცენარეულობისა და ცხოველების ავადმყოფობებს, რომლებიც დამახასიათებელია განსაზღვრული ტერიტორიებისთვის, რომელნიც ხასიათდებიან ზოგიერთი ელემენტის სიჭარბით ან ნაკლებობით. ასეთი ეპიდემიების (ჩიყვი, ქლოროზი და სხვ.) მაგალითები ზემოთ იყო მოყვანილი.

ცხადია, რომ ამ მხრივ გაკეთებული ყოველივე ჯერ მხოლოდ დასაწყისია; შემდგომი მიზანდასახული გამოკვლევები, უდავოდ, მიგვიყვანენ დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობის მრავალ ახალ საინტერესო დასკვნამდე.

ამ თავის დასასრულს საჭიროდ ვთვლით კიდევ ერთხელ ხაზგასმით აღვნიშნოთ სხვადასხვა ქიმიური და ფიზიკური მეთოდების განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა პრაქტიკული ამოცანების გადაწყვეტისას. საბადოების ძებნა-გაფანტვის ორეოლებით, იშვიათი და გაფანტული ელემენტების ახალი მინერალური ნედლეულის გამოვლინება, სოფლის მეურნეობისა და ჯანდაცვისათვის მიკროელემენტების როლის გამორკვევა გულისხმობს მეტად ზუსტი ანალიზების წარმოებას, როდესაც საჭიროა განისაზღვროს საძებნი ელემენტების არა მარტო პროცენტის მთლიანი ნაწილი, არამედ უფრო ხშირად მისი მეთასედი და მემილიონედი ნაწილიც კი.

აქ ჩვეულებრივი ინალიზი, რომელსაც იყენებენ პეტროგრაფები, მინერალოგები ან ნიადაგთმცოდნეები, საკმარისი არ არის. აუცილებელია სხვა, უფრო მგრძობიარე მეთოდების გამოყენება, რომლებიც დაამუშავა თანამედროვე მეცნიერებამ (სპექტრალური, პოლაროგრაფული, ლიუმინესცენტური და სხვ.), ხშირად მათი კომბინირება ქიმიურ მეთოდთან და, როგორც წესი, არსებულ მეთოდიკებში შესაბამისი კორექტივის შეტანა, მათი ყოველი კონკრეტული შემთხვევისათვის გამოყენების მიზნით. ცხადია, რომ ასეთი მუშაობა განსაკუთრებით კარგად შეიძლება ჩატარდეს მხოლოდ კოლექტიურად, როდესაც ესა თუ ის კონკრეტული ამოცანა წყდება როგორც საველე, ისე ლაბორატორიული გამოკვლევებით, როდესაც გეოქიმიკოსი მქიდრო კავშირში მუშაობს სპეციალისტ ქიმიკოსებსა და ფიზიკოსებთან.

მუშაობის ასეთი კოლექტიური ფორმა, რომელიც მეტად ნაყოფიერია სხვა დარგებშიც, რაც დამაჯერებლად დაგვანახა საბჭოთა მეცნიერების გამოცდილებამ, განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი და აუცილებელია გეოქიმიურ კვლევათა ჩატარების დროს.

Абдулаев Х. М., Генетическая связь оруденения с интрузиями. АИ Узб. ССР, 1950.

Алекси О. А., Общая гидрохимия. Гидрометеонадат. 1948.

Астон Ф. В., Массе-спектры и изотопы, пер. с англ. Изд. иностранной литературы. 1948.

Белоусов В. В., Очерки геохимии природных газов. Химтеоретиздат, 1937.

Берг Г., Геохимия месторождений полезных ископаемых, пер. с нем., изд. 2, ОНТИ, 1937.

Бертело А., От атома к атомной энергии, пер. с франц. Изд. иностранной литературы. 1948.

Вернадский В. И., Биосфера. 1926.

Вернадский В. И., История минералов земной коры, вып. I и II, Геохимтеиздат, 1933 и 1934.

Вернадский В. И., Очерки геохимии, изд. 4. ОНТИ, 1934.

Виноградов А. П., Геохимия живого вещества, АИ СССР, 1932.

Виноградов А. П., Химический элементарный состав организмов моря. Тр. биогеохимической лаборатории АИ СССР, 1937.

Виноградов А. П., Биохимические провинции. Тр. юбилейной сессии, посвященной 100-летию рождения В. В. Докучаева, АИ СССР, 1949.

Виноградов А. П., Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах, АИ СССР, 1950.

Гассель О., Кристаллохимия, пер. с нем. с дополнениями Н. В. Белова, Химтеоретиздат, 1936.

Гинзбург И. И., Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания. АИ СССР, 1947.

Гольдшмидт В. М., Кристаллохимия, пер. с нем., Химтеоретиздат, 1937.

Григорьев Д. П. и Пекюль Е. В., Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей, Изв. АИ СССР (сер. геол.), № 1, 1937.

Ермаков Н. П., Температура образования гидротермальных оптических минералов. „Сов. геол.“, № 1, 1944.

Ермаков Н. П., Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние), изд. Харьковского гос. ун-та, 1950.

Заварицкий А. П., Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Л., 1926.

Заварицкий А. П., Введение в петрохимию, АИ СССР, 1944.

Заварицкий А. П., О негматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, Зап. Всер. мин. о-ва, серия 2, № 1, 1947.

Капустинский А. Ф., Физическая химия металлургических процессов, 1933

Коржинский Д. С., Понятие о геохимической подвижности элементов, Зап. Всер. мин. о-ва, № 3-4, 1942.

Коржинский Д. С., Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. Изв. АИ СССР (сер. геол.), № 2, 1947.

Корсунский М. И., Атомное ядро, ОГИЗ, 1949.

- Кринов Е. Л., Метеориты, АН СССР, 1948.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению, АН СССР, 1934.
- Линдгрен В., Минеральные месторождения, вып. I—III, пер. с англ., ОНТИ, 1934 и 1935.
- Ниггли П., Магма и ее продукты, пер. с нем., Госгеологиздат, 1946.
- Обручев В. А., Рудные месторождения, ОНТИ, 1934.
- Обыденков А. М., Минеральные воды, Госгеологиздат, 1947.
- Ольшанский Я. И., О растворимости сернистого железа в железистых силикатных расплавах, докл. АН СССР, № 9, 1947.
- Основные идеи геохимии, Сборник переводных статей под ред. А. Е. Ферсмана, ОНТИ, вып. I. Работы по геохимии и кристаллохимии В. М. Гольдшмидта, 1933, вып. II. Работы по геохимии В. М. Вернадского, Г. Ренеши, Н. и В. Поддаков, Ф. Панета и др., 1935, вып. III. Работы по структурам силикатов Ф. Махачки, В. Брегга, Э. Шибольда и В. Тейлора, 1937.
- Полынов Б. Б., Кора выветривания, АН СССР, ч. I, 1934.
- Полынов Б. Б., Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв, АН СССР, 1948.
- Пустовалов Л. В., Петрография осадочных пород, ГИТИ, 1940.
- Сауков А. А., О причинах ограниченности числа минералов, Сборник, посвященный А. Е. Ферману, АН СССР, 1946.
- Сауков А. А., Геохимия ртути, АН СССР, 1946.
- Смирнов С. С., Зона окисления сульфидных месторождений, ОНТИ, 1939.
- Смирнов С. С., К вопросу о зональности рудных месторождений, Изв. АН СССР (сер. геол.), № 6, 1937.
- Смирнов С. С., О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений, Зап. Всер. мин. о-ва, вып. I, 1947.
- Соболев В., Введение в минералогию силикатов, изд. Львовского ун-та, 1949.
- Сokolov В. А., Прямые геохимические методы поисков нефти, Гостехиздат, 1947.
- Страхов П. М., Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие, Изв. АН СССР (сер. геол.), № 4, 1948.
- Танатар И. И., Теоретические основы учения о рудных месторождениях, Гостехиздат Украины, 1950.
- Ферсман А. Е., Геохимия, т. I—IV, ОНТИ, 1933, 1934, 1937 и 1939.
- Ферсман А. Е., Пегматиты, изд. 3, 1940.
- Ферсман А. Е., Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых, АН СССР, 1940.
- Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., АН СССР, 1933.
- Хитаров Н. И., Паровая и газовая фазы системы кремнезем—вода, «Сов. геол.», № 2, 1944.
- Чухров Ф. В., Коллоиды в земной коре, АН СССР, 1936.
- Шмидт О. Ю., Четыре лекции о теории происхождения Земли, АН СССР, 1949.
- Шубников А. В., Флинт Е. Е., Бокли Г. Б., Основы кристаллографии, АН СССР, 1940.
- Щербина В. В., Геохимия, АН СССР, 1939.
- Щербина В. В., Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов, докл. АН СССР, т. 22, № 8, 1939.
- Эммонс В., Вторичное обогащение рудных месторождений, пер. с англ., Главная редакция геолог.-разведочной и геодезической литературы, 1935.

შ ი ნ ა ა რ ს ი

წინასიტყვაობა მეორე გამოცემისათვის	2
წინასიტყვაობა	3
შესავალი	4
თ ა ვ ი I. გეოქიმიური იდეების განვითარების მოკლე ისტორია	12
რუსი მეცნიერების როლი გეოქიმიის განვითარებაში . .	15
თ ა ვ ი II. ელემენტთა პერიოდული სისტემა	20
ატომები და მათი გეოქიმიური კლასიფიკაცია : . .	20
ატომგულის თვისებები და აგებულება	30
თ ა ვ ი III. დედამიწის აგებულება	39
დეჰამიწის ქერქის ქიმიური შემადგენლობა	45
მეტეორიტების წარმოშობა და შემადგენლობა	63
✓ პიოსთენები ღრმა გეოსფეროების აგებულებისა და შემადგენლობის შესახებ და	
მთლიანად დედამიწის ქიმიური შემადგენლობა	67
ატმოსფერო	73
ბიოქიმიური წარმოშობის აირები	82
ჰერში წარმოშობილი აირები	85
ქიმიური წარმოშობის აირები	87
რადიოაქტიური წარმოშობის აირები	91
ენერჯის ბალანსი ატმოსფეროში	92
ჰიდროსფერო	95
ოკეანეების და ზღვების წყლის შემადგენლობა	95
მძიმე წყალი	105
ხმელეთის წყლები	107
ზედაპირული წყლები	108
მიწისქვეშა წყლები	111
გრუნტის წყლები	112
შრეშორისი წყალი	116
კაპილარული და აფსკის წყლები	118
მინერალური წყლები	119
განსაკუთრებული შემადგენლობის წყლები	121
წყლის გეოქიმიური როლი	122
ენერჯის ბალანსი ჰიდროსფეროში	123
თ ა ვ ი IV. მინერალთა აღნაგობის კავშირი მათ შემადგენლობასთან	128
სილიკატების კრისტალთა ქიმია	146
კრისტალური მესრის ენერჯია	162
იზომორფიზმი	174
ვერნადსკის ემპირიული იზომორფული რიგები	180
იზომორფული ნარევების დაშლა	190
თ ა ვ ი V. ქიმიური ელემენტების მიგრაცია	192
მიგრაციის შინაგანი ფაქტორები	193

	მიგრაციის გარეგანი ფაქტორები	207
თ ა გ ი VI.	მინერალთა ასოციაცია დედამიწის ქერქში .	227
თ ა გ ი VII.	მაგმური პროცესების გეოქიმიის	241
	პროტოკრისტალიზაციის გეოქიმიური თავისებურებანი .	255
	პეგმატიტური პროცესი	259
თ ა გ ი VIII.	ჰიდროთერმალური პროცესის გეოქიმიის	273
თ ა გ ი IX.	ჰიპერგენული პროცესები	284
	ნიფთიერების კოლოიდური მდგომარეობა .	297
	ჰიპერგენების პროცესების კლასიფიკაცია .	303
	ქანების ჰიპერგენები	305
	სულფიდური საბადოების ჰიპერგენები	313
	ბიოგეოქიმიური პროცესები	326
თ ა გ ი X.	ცალკეული ელემენტების გეოქიმიის მაგალითები	339
	ვახტანგის გეოქიმიის	349
	რკინის გეოქიმიის	346
	ვერცხლისწყლის გეოქიმიის	355
თ ა გ ი XI.	პრაქტიკული გეოქიმიის ზოგიერთი საკითხი	366
	გეოქიმიის როლი სასარგებლო ნამარხთა საბადოების გენეზისისა და ძებნის	
	საკითხების გადასაჭრელად	368
	სასარგებლო ნამარხთა საბადოების ძებნის ბიოგეოქიმიური მეთოდები	375
	გეოქიმიის როლი ახალი მინერალური ნედლეულის სახეების გამოვლინებაში .	376
	გეოქიმიის როლი სოფლის მეურნეობის და ჯანდაცვის პრაქტიკული საკითხე-	
	ბის გადაწყვეტაში	378
ლიტერატურა	380

რედაქტორი **პ. შ. ზარინძე**

გამომც. რედაქტორი **დ. კაკაბაძე**

ტექნორედაქტორი **დ. ვიციძე**

უე00667.

შეკვ. № 2237.

ტირაჟი 1000

ხელმოწერილია დასაბუქდად: 4/III 54 წ. ანაწყოების ზომა 7×11. ქალაქის
ზომა 70×105. სასტამბო ფურცელთა რაოდენობა 24 სავეტორო ფურცელთა
რაოდენობა 26,8. საგ.-საალრ. ფურცელთა რაოდენობა 27,14.

ფასი 9 მან. 15. კაპ.

საქართველოს სსრ კულტურის სამინისტროს პოლიგრაფიული მრეწველობის,
გამომცემლობებისა და წიგნით ვაჭრობის საქმეთა მთავარი სამმართველოს
სტამბა № 2, თბილისი, ფურცელაძის ქ. № 5

Типография № 2, Главного Управления по делам полиграфической
промышленности, издательства и книжной торговли Министерства
культуры Грузинской ССР. Тбилиси, ул. Пурцеладзе, № 5.